



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ

FACULTAD DE INGENIERÍA

**"Análisis geoespacial de posibles
cuerpos mineralizados tipo VMS o SEDEX
en el sur de la Mesa Central."**

TESIS

Que para obtener el título de
Maestra en Ciencias en Geología Aplicada

P R E S E N T A

Ing. Mariana Gómez Ramírez

ASESORA DE TESIS

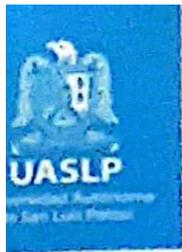
Cristina Noyola Medrano

CO ASESOR DE TESIS

Marco Antonio Rojas Beltrán



San Luis Potosí, S.L.P., 2024



15 de febrero de 2024

**ING. MARIANA GÓMEZ RAMÍREZ
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por la **Dra. María Cristina Noyola Medrano y el M.C. Marco Antonio Rojas Beltrán** Asesora y Coasesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestra en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 15 de febrero del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

"Análisis Geoespacial de posibles cuerpos mineralizados tipo VMS o SEDEX en el sur de la Mesa Central"

Introducción

1. La aeromagnetometría en la detección de cuerpos mineralizados.
2. La percepción remota aplicada a la detección de mineralización.
3. Aplicación de métodos de análisis geoespacial para identificar yacimientos minerales.
4. Comportamiento aeromagnético y espectral de posibles cuerpos mineralizados tipo VMS o SEDEX.
5. Propuesta de posibles blancos de exploración en la Mesa Central.

Conclusiones

Referencias

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E

DR. EMILIO JORGE GONZÁLEZ GALVÁN
DIRECTOR.

DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN

Índice

i. Introducción	4
ii. Objetivo general.....	4
iii. Objetivos específicos	4
iv. Hipótesis.....	5
v. Justificación	5
vi. Incidencia social	5
vii. Localización de la zona de estudio.....	6
viii. Provincias fisiográficas.....	7
ix. Marco geológico regional.....	8
1. La aeromagnetometría en la detección de cuerpos mineralizados.	31
1.1 Magnetometría.....	31
1.2 Componentes del Campo Magnético.....	32
1.3 Variaciones del campo.....	33
1.4 Propiedades magnéticas de las rocas.	34
2. La percepción remota aplicada a la detección de mineralización.	37
2.1 Elementos de la percepción remota	38
2.2 Radiación electromagnética.	39
2.3 Espectro electromagnético	40
2.4 Firma espectral	42
2.5 Resoluciones en una imagen de satélite.....	43
2.5.1 Resolución espacial	43
2.5.2 Resolución espectral	43
2.5.3 Resolución temporal	43
2.5.4 Resolución radiométrica	43
2.6 Sensor <i>ASTER</i>	44
2.6.1 Características del sensor <i>ASTER</i>	44

2.6.2	Subsistema infrarrojo visible y cercano (<i>VNIR</i>)	46
2.6.3	Subsistema infrarrojo de onda corta (<i>SWIR</i>).....	47
2.6.4	Subsistema infrarrojo térmico (<i>TIR</i>).....	47
3.	Aplicación de métodos de análisis geoespacial para identificar yacimientos minerales	48
3.1	Etapa de gabinete.....	48
3.2	Etapa de Teledetección.....	48
3.2.1	Pre - procesamiento de la imagen <i>ASTER</i>	48
3.2.2	Procesamiento de la imagen <i>ASTER</i>	50
3.3	Etapa de campo	56
3.4	Lineamientos	57
3.5	Etapa de laboratorio	57
3.5.1	Laminas delgadas	57
3.6	Procesamiento de datos geofísicos	58
4.	Comportamiento aeromagnetico y espectral de posibles cuerpos mineralizados tipo VMS o SEDEX.....	61
4.1	Geofísica	61
4.1.1	Campo magnético reducido al polo:	61
4.1.2	Señal analítica	62
4.1.3	Tilt derivative	63
4.2	Dominios magnéticos.....	65
4.3	Lineamientos	69
4.4	Petrografía	71
4.5	Mineragrafía	76
4.6	Teledetección	81
4.6.1	Conscientes de bandas para el Hierro.....	81
4.6.2	Cocientes de bandas para silicatos.	84
5.	Propuesta de posibles blancos de exploración en la Mesa Central.....	86
x.	Conclusiones	89

Índice de figuras

Figura 1: Localización de la zona de estudio....	6
Figura 2: Extencion de la provincia fisiográfica de la Mesa Central.....	7
Figura 3: Mapa Geológico de la zona de estudio.....	10
Figura 4: Modelo digital de elevación de la zona de estudio y lineamientos	13
Figura 5: Afloramientos de la unidad de areniscas y filitas (JsArF).....	15
Figura 6: Afloramientos en campo de la unidad de Meta-areniscas	17
Figura 7: Fotografías de los afloramientos de la unidad de Meta-diorita Ki(?).....	19
Figura 8: Fotografía de la unidad de Ignimbritas-Tobas Riolíticas TolgTR.....	23
Figura 9: Fotografías de la unidad de Tobas riolíticas TomTR	26
Figura 10: Radiación electromagnética..	39
Figura 11: Espectro electromagnético.....	41
Figura 12: Firmas espectrales.....	42
Figura 13: Cubrimiento espectral del sensor ASTER	46
Figura 14: Grafica de respuesta espectral.....	51
Figura 15: Imagen ASTER con combinación RGB 321	52
Figura 16: Imagen ASTER en combinación de bandas RGB 864	53
Figura 18: Mapa de campo magnético reducido al polo	61
Figura 19: Mapa de Señal analítica.....	62
Figura 20: Mapa de Tilt Derivative.....	63
Figura 21: Diagrama de rosas	64
Figura 22: Se observan el perfil número 1 y número 2	65
Figura 23: Mapa de dominios magnéticos.....	68
Figura 24: Modelo digital de elevación y lineamientos de la zona de estudio	69

Figura 25: Diagrama de rosas de lineamientos.....	70
Figura 26: Microfotografía de la muestra M001.....	71
Figura 27: Microfotografía de la muestra M003.....	73
Figura 28: Microfotografías de la muestra M004.....	74
Figura 29: Microfotografías de la muestra M001.....	76
Figura 30: Microfotografías de la muestra M002.....	77
Figura 31: Microfotografías de la muestra M003.....	78
Figura 32: Microfotografías de la muestra M004.....	79
Figura 33: Mapa de ion férrico RGB 456.....	82
Figura 34: Mapa de ion Ferroso con combinación RGB 456.....	83
Figura 35: Mapa de alteración caolinita con combinación RGB 456.....	85
Figura 36: Mapa de blancos de exploración.....	91

Índice de tablas y ecuaciones

Tabla 1: Bandas del sensor <i>ASTER</i> con su rango espectral	45
Tabla 2: Algebra de bandas	55
Tabla 3: Datos petrográficos del servicio geológico mexicano	80
Ecuación 1.....	23
Ecuación 2.....	23
Ecuación 3.....	24
Ecuación 4.....	24
Ecuación 5.....	25
Ecuación 6.....	25
Ecuación 7.....	46
Ecuación 8.....	49
Ecuación 9.....	50
Ecuación 10.....	50
Ecuación 11.....	51

“Hay obras que poseen cierto tipo de imperfección que cautiva el corazón de las personas justamente por eso, por ser imperfectas...”

Kafka en la orilla
Haruki Murakami

Agradecimientos

Esta tesis ha sido el resultado de un trabajo colectivo, en el que varias personas contribuyeron de manera directa o indirecta. Agradezco profundamente a quienes leyeron, corrigieron, dieron su opinión, me tuvieron paciencia, me animaron y me acompañaron tanto en los momentos difíciles como en los felices. Sin su valiosa ayuda, este trabajo no habría sido posible.

En primer lugar, quiero extender mi gratitud a mis padres, Mireya y Osvaldo, por su amor incondicional, apoyo constante y sacrificios que hicieron para que pudiera alcanzar mis metas académicas. Su aliento y orientación fueron fundamentales en cada paso de este proceso, a mi tía Luz por siempre apoyarme en todo.

Un agradecimiento especial para la señora Josefina Very (†) toda mi vida voy a estar agradecida con usted por rezar por mí.

A Pablo David Hernández, gracias por ser parte de todo este proceso y aventura, a pesar de la distancia tu apoyo incondicional, tu paciencia infinita y tu ánimo constante fueron fundamentales. No solo has sido mi apoyo durante esta tesis, sino también mi inspiración. Tu dedicación a tus propios objetivos me ha motivado a esforzarme más y a nunca renunciar a mis sueños.

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a la Dra. Cristina Noyola Medrano, mi asesora de tesis, por su guía, apoyo y dedicación a lo largo de este proceso de investigación.

A mi co asesor y amigo Marco Antonio Rojas Beltrán por enseñarme que las barreras son mentales y que todo es posible con esfuerzo y dedicación, gracias por todos los picnics, cafés, salidas a campo y comidas exóticas, pero sobre todo gracias por su apoyo.

También agradezco a la Dra. Joselyn Almaguer por todo su apoyo y paciencia Admiro su compromiso con el avance de la ciencia y su dedicación para inspirar y empoderar a la próxima generación de investigadoras. Su ejemplo como mujer de ciencia y líder en su campo es una inspiración para mí y para muchos otros.

Al Instituto de Geología y a todos mis profesores particularmente al Dr. Miguel Morales Gámez (†) que han dejado una huella imborrable en mi camino académico.

A Benoîte Toulouse por su guía, apoyo y orientación mientras estuve en el Campus Condorcet, gracias por siempre hacerme sentir como en casa *Merci pour tout*.

A Florance Garlati gracias por recibirme en tu casa durante mi estancia. Tu cálida hospitalidad y generosidad, Tu hogar no solo me ofreció refugio, sino también un ambiente acogedor y reconfortante que siempre recordaré con cariño.

También quiero agradecer a mis compañeros del Campus Condorcet que siempre me hicieron sentir como en casa en especial a mi amigo Francisco el brasileño más amable y sonriente de todo el campus, gracias por tenerme paciencia y tratar de entender lo que decía cuando hablábamos, también gracias por ser mi guía por toda la ciudad *Obrigado por sempre me ajudar, espero que nos encontremos novamente em breve.*

Quiero agradecer también a todas las personas bonitas del laboratorio de geoquímica: Alondra, Dicarlo, Marco, Félix y especialmente a Miguel Ángel Cortina Rangel por siempre estar presente en momentos buenos y malos, siempre teniendo una taza de café y una palabra de aliento para mí.

Al colombiano más mexicano y fan de los gatos Moisés, Favela Mabel una de las personas más bonitas que conozco, Maura la mejor de todas las bibliotecarias y a la doctora Sonia Torres Rivera gracias por siempre estar.

A mis queridos amigos:

Cecil Lucero mi alma gemela gracias por todo el apoyo que me has dado durante tantos años.

Diego Berino aprecio infinitamente tu bondad, tu honestidad y tu capacidad para siempre estar ahí cuando te necesito.

Dora Eli, gracias por siempre escucharme y darme tu buen consejo.

David Macias gracias por tu espontaneidad y tu capacidad para encontrar diversión en cualquier situación son cualidades que admiro profundamente.

Luis Fernando desde los momentos más alegres hasta los desafíos más difíciles, has estado a mi lado, compartiendo risas, consuelo y amistad sincera.

Helios Bafún gracias por ser un gran amigo y apoyo a lo largo de la maestría, te estoy eternamente agradecida por siempre estar ahí en mis momentos más complicados, por siempre explicarme cuando tenía dudas y por impulsarme a ser una mejor persona todos los días.

Carlos Carrillo gracias por todo tu apoyo y amistad que me has brindado durante todo el tiempo que tenemos de conocernos, gracias por estar en los momentos más grises de mi vida, siempre encontrando una manera de hacerme sonreír.

A mis compañeros de la maestría que me brindaron su tiempo, conocimiento y apoyo durante el desarrollo de este trabajo, Yaritza Patricia, Daría Barboza, David Basurto, Karen Rocha, Giovanni Ortiz.

También quiero dedicar unas palabras de agradecimiento a mis fieles compañeros peludos, mis gatos Griselda Pantera, Gordo Rayitas y Raccon (*f*). Su presencia reconfortante y su cariño incondicional fueron una fuente constante de alegría y consuelo durante las largas horas de estudio y trabajo.

i. Introducción

A lo largo de la historia de la humanidad, los yacimientos minerales han desempeñado un papel crucial, impulsando la economía de las naciones y desempeñando un papel clave en la evolución de la sociedad. Estos recursos naturales, que incluyen metales, minerales y combustibles fósiles, son esenciales para una amplia gama de industrias y actividades humanas. Estos pueden presentar diversos tamaños, formas, y composiciones mineralógicas. La formación de un yacimiento mineral está condicionada por una variedad de características geológicas, como el ambiente tectónico y la roca encajonante (Farfán *et al.*, 2019). En este sentido, podríamos mencionar, los depósitos tipo VMS (*Volcanogenic Massive Sulfide*) y SEDEX (*Sedimentary Exhalative*) que tienen orígenes y ocurrencias distintas (Eckstrand *et al.*, 1996).

Los depósitos VMS se forman en ambiente de arcos de islas intraoceánicos, generalmente en áreas de actividad volcánica submarina (Alfonso *et al.*, 2011). Estos yacimientos se encuentran típicamente en zonas de *rift* o dorsales oceánicas, donde hay actividad tectónica en el fondo del mar. Sin embargo, también pueden encontrarse en cuencas submarinas y en sistemas de islas volcánicas. En la mayoría de los casos, estos depósitos se forman en ambientes marinos profundos. Algunos ejemplos notables de depósitos VMS en el mundo incluyen los depósitos de *Kuroko* en Japón (Ohmoto, 1996) y los depósitos de *Bathurst* en Canadá (Dehnavi *et al.*, 2018). La fuente de los metales proviene de los fluidos hidrotermales y del magma asociado con la actividad volcánica submarina. Los depósitos VMS suelen contener sulfuros de metales como zinc, plomo, cobre, hierro y otros minerales valiosos (Bahamón_Niño, 2020).

Contrario a los depósitos VMS los depósitos SEDEX se forman en entornos sedimentarios submarinos en aguas profundas, y su origen está vinculado a procesos geológicos que involucran la erupción de gases y fluidos ricos en metales desde el subsuelo hacia el fondo del mar. Estos fluidos, que pueden contener metales como plomo, zinc y plata, interactúan con los sedimentos marinos y precipitan minerales valiosos a medida que se enfrían y mezclan con el agua

marina. Es decir, se asocian comúnmente con sucesiones de rocas sedimentarias, especialmente con capas de lutita o pizarra, que pueden extenderse a lo largo de grandes áreas y se forman en un rango de profundidades submarinas. Ejemplos notables de yacimientos SEDEX incluyen los depósitos de *Broken Hill* en Australia (Spry *et al* 2021) y los depósitos de *Sullivan* en Canadá (Paradis *et al.*,2012).

La geología de México es muy diversa, permitiendo que se presenten varios yacimientos minerales polimetálicos de tipo VMS con mineralización de Zn-Cu- (Ag Au), por ejemplo, Tizapa, Edomex. (Gómez, 2014), Capela, Gro. (Mengelle-López *et al.*, 2013), San Nicolas, Zac. (Vasallo, 2015). Mientras que los SEDEX presentan mineralización de Zn-Pb-Ag-(Cu), cómo Molango Hgo. (Hernández-Ávila, 2022) y Francisco I. Madero, Zac. (Cardona-Patiño 2003).

Una de las principales regiones productoras de yacimientos polimetálicos de tipo SEDEX y VMS es la Mesa Central, caracterizada fisiográficamente por ser una región elevada que internamente ha sido subdividida en las regiones norte y sur (Nieto-Samaniego *et al.*,1996)

La región norte, que es de mayor extensión, muestra un estado de erosión más avanzado, siendo esto posiblemente el factor principal de la exposición de yacimientos tipo VMS y SEDEX. Contrario a esto, la región sur presenta un menor grado de erosión (Alaníz-Álvarez *et al.*,1996), así como también contiene grandes cuencas continentales rellenas de sedimentos aluviales y lacustres (Orozco-Esquivel *et al.*, 2002). El estadio inmaduro que presenta la región sur favorece la preservación de una gruesa secuencia de rocas volcánicas cenozoicas (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996), que cubren a toda la columna estratigráfica de esta región. La preservación de esta secuencia volcánica en la región sur ha limitado la prospección y desarrollo de extracciones minero-metalúrgicas, ya que estos depósitos volcánicos cubren alrededor de 500m sobre las rocas pre-oligocénicas.

En varias partes del mundo se está implementando la prospección de yacimientos mineros a través de imágenes satelitales, porque se cuenta con zonas que representan un gran potencial minero, pero son de difícil acceso o padecen problemas sociales y ambientales que no permiten desarrollar en forma óptima la

actividad de exploración minera (Yan *et al.*, 2011). Sin embargo, la teledetección y la utilización de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), imágenes satelitales y el análisis de la información aeromagnética han permitido ubicar y prospeccionar yacimientos mineros. Por ejemplo, La detección de zonas de alteración hidrotermal y contactos litológicos mediante imágenes *ASTER* en el Plutón de Santa Gracia en Chile, en donde mediante la aplicación de técnica de componentes principales fue posible detectar contactos entre litologías en zonas que mostraban una geología compleja (Mendiguren *et al.*, 2009).

En este sentido, la Teledetección desempeña un papel crucial en la exploración y evaluación de yacimientos minerales ya que proporciona datos geoespaciales y espectralmente contrastantes que permiten identificar y caracterizar zonas mineras potenciales y llevar a cabo un seguimiento efectivo de las operaciones en dichas áreas (Yan *et al.*, 2011). Desde el año 2000, los datos recopilados por el sensor *ASTER* (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) han sido ampliamente utilizados para la identificación mineralógica y litológica (Ninomiya, 2002). Este sensor, en comparación con otros sistemas, ofrece bandas espectrales más sensibles y de mayor resolución. Además, cuenta con un mayor número de bandas en el infrarrojo de onda corta y en el infrarrojo térmico que sensores como el Landsat 5 TM (Thematic Mapper) y el Landsat ETM 8+ (Enhanced Thematic Mapper) o el SPOT. Debido a estas características, el sensor *ASTER* permite lograr una mayor precisión en la identificación espectral de rocas y minerales (Crosta y Fliho, 2003).

Por otra parte, la Aeromagnetometría es una técnica geofísica eficaz para identificar y caracterizar yacimientos minerales, ya que permite la detección de anomalías magnéticas asociadas con minerales ferromagnéticos, que puede ahorrar tiempo y recursos en la exploración de minerales (Crosta y Fliho, 2003). Este método se basa en la detección y medición de las variaciones en el campo magnético terrestre debido a la presencia de minerales con propiedades magnéticas, como el hierro y otros minerales ferromagnéticos. Los minerales magnéticos pueden alterar el campo magnético terrestre en su entorno, lo que crea anomalías magnéticas

detectables. Por ejemplo, La interpretación de datos aeromagnéticos con fines de exploración minera en la zona San Rafael-El Callao en Venezuela donde se realizó una interpretación geológico-geofísica, a partir del análisis geoestadístico y espectral de datos aeromagnéticos de la zona, para proponer nuevas áreas de interés minero (Crosta y Fliho, 2003).

En vista de la importancia de los yacimientos minerales para el desarrollo económico y tecnológico, y considerando la diversidad geológica de México que permite la existencia de una variedad de estos yacimientos, esta tesis se propone explorar la posible presencia de yacimientos VMS o SEDEX en el estado de Aguascalientes. A través de la aplicación de técnicas modernas de prospección como la teledetección y la aeromagnetometría, y apoyándose en un análisis petrográfico, se buscará superar los desafíos que presentan los gruesos espesores de la secuencia volcánica que cubre la región. Con este trabajo, se espera contribuir al conocimiento de los recursos minerales de México, enmarcado en un enfoque de sostenibilidad y respeto al medio ambiente.

ii. Objetivo general

Aplicar métodos directos e indirectos para la identificación de posibles yacimientos minerales de tipo SEDEX o VMS en la parte meridional de la Mesa Central. Este enfoque permitirá determinar la presencia o ausencia de estos yacimientos, proporcionando información valiosa para futuras investigaciones y actividades de exploración.

iii. Objetivos específicos

- a) Reconocer posibles zonas de alteración hidrotermal cubiertas por la gruesa secuencia volcánica utilizando imágenes *ASTER*.
- b) Delimitar zona de interés mediante el procesamiento e interpretación de datos aeromagnéticos
- c) Comprobar la presencia de alteraciones hidrotermales y documentar su paragénesis mineral mediante un análisis petrográfico detallado.

vi. Hipótesis

La integración de métodos indirectos y directos, tales como la Aeromagnetometría, la teledetección y el análisis petrográfico, puede develar la presencia de yacimientos minerales tipo VMS o SEDEX ocultos bajo la extensa secuencia volcánica de la Sierra Fría en Aguascalientes. De confirmarse, esta hipótesis, podría abrir nuevas perspectivas en la exploración mineral, superando las limitaciones impuestas por la cobertura geológica y potenciando el descubrimiento de valiosos recursos minerales en regiones aún inexploradas.

v. Justificación

La parte sur del estado de Aguascalientes se encuentra mayormente cubierta por una gruesa capa de rocas volcánicas del Oligoceno. Sin embargo, en zonas aledañas afloran pequeñas ventanas del Terreno Guerrero, las cuales están asociadas a mineralización. De acuerdo con la información disponible hasta ahora sobre el área de estudio, se cree que es probable que se encuentre una zona mineralizada.

vi. Incidencia social

El descubrimiento de yacimientos minerales tiene un profundo impacto en la sociedad, actuando como un catalizador para el desarrollo socioeconómico. No sólo genera empleo, sino que también impulsa la creación de infraestructuras, fomenta el crecimiento económico a través de la generación de ingresos y estimula la innovación tecnológica. Además, puede contribuir a la diversificación económica y al fortalecimiento de las comunidades locales. En este sentido, este trabajo de tesis no sólo busca avanzar en el conocimiento científico, sino también generar un impacto social positivo y duradero.

vii. Localización de la zona de estudio

La zona de estudio se encuentra localizada en la sección centro este del estado de Aguascalientes como se muestra en la Figura 1, muy cerca del límite estatal del estado de Zacatecas, el área está delimitada por las coordenadas: 22°.340" N, - 102°.460"W, 21°.670"N, -102°.460"W, 22°.340"N, - 101°.800"W y 21°.670"N, - 101°.800"W.

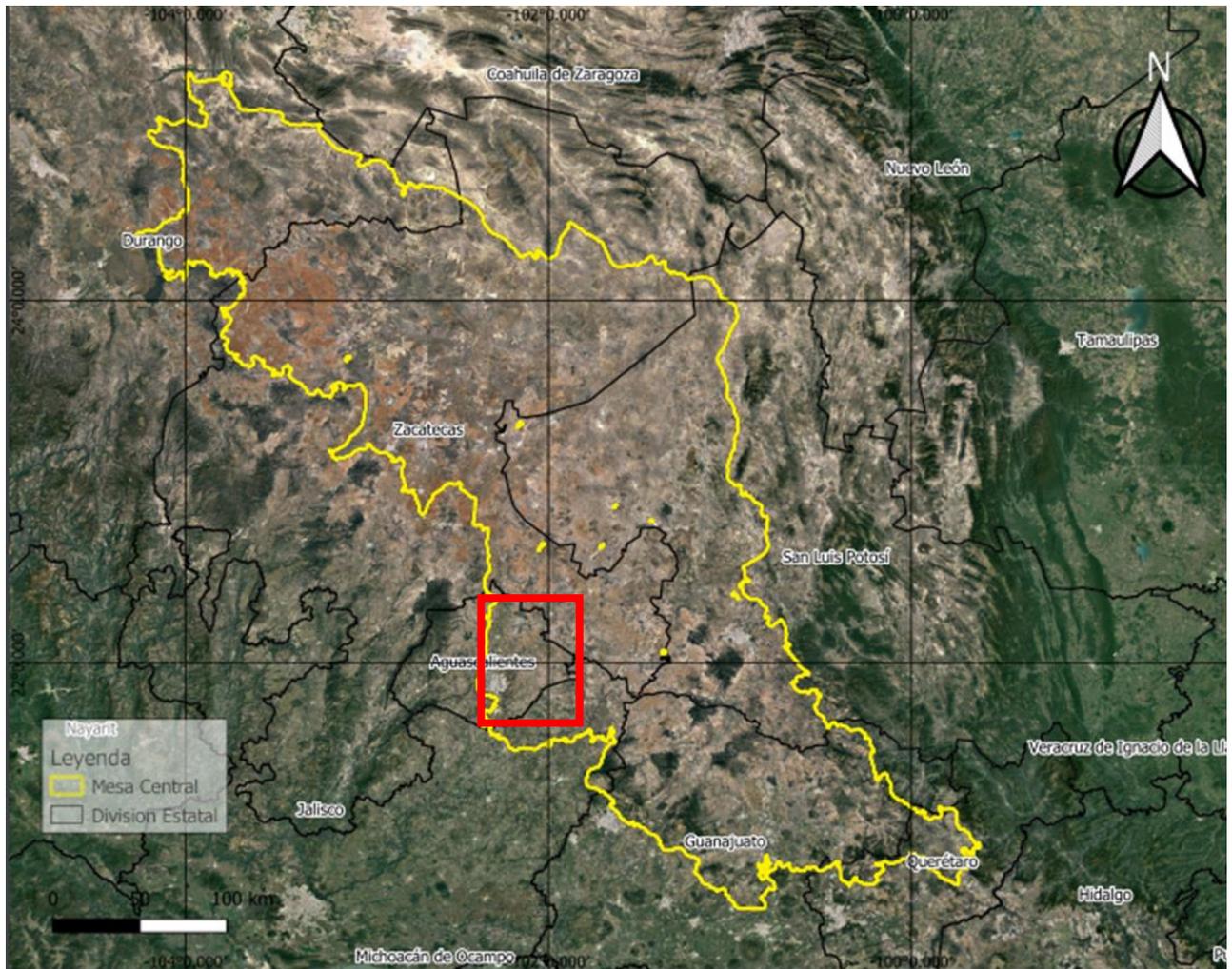


Figura 1: Localización de la zona de estudio. En amarillo podemos observar la provincia fisiográfica de la mesa central y en el recuadro rojo la zona de estudio.

viii. Provincias fisiográficas

El área de estudio se encuentra dentro de la provincia fisiográfica conocida como Mesa Central (MC), la cual es una cuenca rodeada por montañas. Como podemos observar en la figura 2, la Mesa Central se encuentra ubicada al centro-norte del país, tiene sus límites fisiográficos con las Sierras Madre Occidental y Oriental al oeste y al este respectivamente, al norte con la continuación de la Sierra Madre Oriental, y al sur con la Faja Volcánica Transmexicana, y dentro de la subprovincia Llanura de Ojuelos-Aguascalientes (INEGI, 2001). Esta subprovincia es una planicie elevada en el centro del país, la cual tiene en su mayor parte una elevación superior a los 2000 m.s.n.m. con excepción del valle de Aguascalientes.

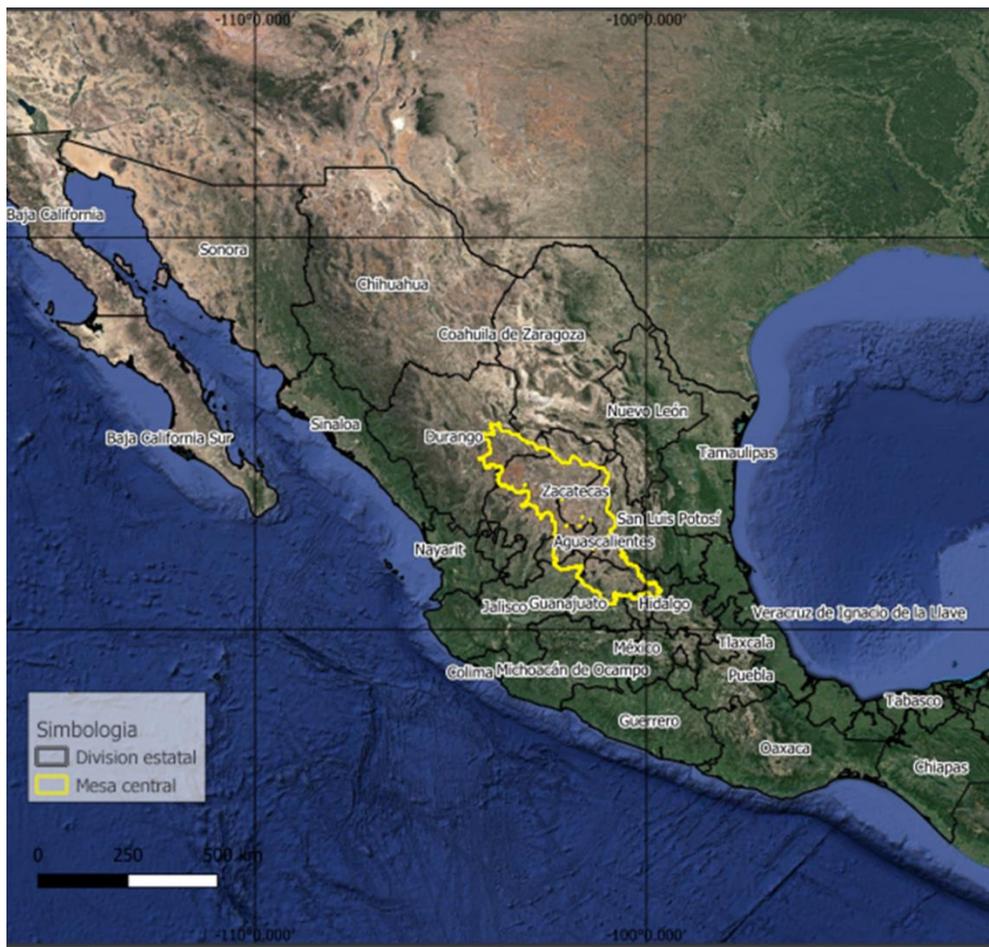


Figura 2: Extensión de la provincia fisiográfica de la Mesa Central. Fue descrita originalmente por Raisz (1959), quien la definió como: “una cuenca rodeada por montañas más elevadas.”

ix. Marco geológico regional

En la zona de estudio se encuentran rocas que presentan edades del Jurásico Superior al Cuaternario. Las rocas que afloran ígneas, tanto extrusivas como intrusivas, sedimentarias y metamórficas. Siendo las rocas ígneas volcánicas o extrusivas, las de mayor extensión (Figura 3).

Paleogeografía

La zona de estudio se encuentra en la provincia fisiográfica y Geológica de la Mesa Central (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006), y paleogeográficamente dentro de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM); la cual se considera del Cretácico Temprano (Carrillo-Bravo, 1982). La CMCM inicio su sedimentación en el Jurásico Tardío con material de origen marino, seguido de secuencias calcáreas. Durante el Cretácico los sedimentos depositados son de origen carbonatado con bandas y nódulos de pedernal. Durante el Maestrichtiano se depositaron sedimentos terrígenos originando secuencias intercaladas de lutitas y areniscas. (Carrillo-Bravo, 1982).

Las rocas que afloran son: metamórficas, ígneas extrusivas e intrusivas y sedimentarias, las cuales comprenden edades desde el Jurásico Superior al Holoceno. De acuerdo con la cartografía publicada por el SGM (Alvarado Méndez *et al.*, 1997; González-Arroyo *et al.*, 1997; Moreira Rivera *et al.*, 1998; Sánchez-González *et al.*, 1998). Las rocas más antiguas corresponden a una secuencia sedimentaria de areniscas y filitas consideradas la base del Terreno Guerrero, de los cuales hay pequeños afloramientos reportados, como la zona del cerro de Palo Alto y La Tomatina (Rojas-Moreno 2016, Rosales-Díaz y Zárate-López, 2017; Bahena-Pita y Landa-González 2021), le sigue una secuencia volcanosedimentaria los cuales constituyen a la Formación Cieneguita (Dávila-Alcocer *et al.*, 1988; Velasco-Hernández, 1989; Chávez-Polina, 1997; Rodríguez-Rubio, 2017; Blanco-Cerda, 2021), esta se encuentra constituida principalmente con intercalaciones de meta-andesitas con meta-areniscas y meta-lutitas; sobre yaciendo se encuentran meta-calizas, meta-lutitas con bandas y nódulos de pedernal de la Formación Varal

(Dávila-Alcocer *et al.*, 1988; Velasco-Hernández, 1989; Tristán-González *et al.*, 1994; Rodríguez-Rubio, 2017), esta unidad se manifiesta como afloramientos de poca extensión, siendo los principales en los poblados de La Tomatina y El Varal, ubicados a 10 km al W y 20 Km al NW de la ciudad de Aguascalientes, esta unidad muestra metamorfismo regional de bajo grado, la cual está intrusionada por meta-dioritas del Cretácico Inferior. (Velasco-Hernández, 1989, Aranda-Gómez, 1989; Tristán-González *et al.*, 1994; Hernández-Betsara, 2020). Durante el Paleógeno y Neógeno se tuvo en el Occidente de México una gran actividad volcánica de la Sierra Madre Occidental iniciando con derrames riolíticos y eventos ignimbríticos (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992; Ferrari *et al.*, 2005) originado por un arco magmático resultado de la convergencia que afectó a esta parte del país (Ferrari *et al.*, 2005). Esta actividad se encuentra representada por la Ignimbrita Presa Los Arquitos (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996) del Eoceno Medio. En el Oligoceno-Mioceno, se desarrollaron dos eventos: 1) Corresponde con el depósito de andesitas de la Serie Volcánica Inferior de la Sierra Madre Occidental, representados por la Andesita Genaro Codina del Eoceno (Loza-Aguirre *et al.*, 2008). 2) Este evento corresponde con la unidad que más ampliamente distribuida en la zona que corresponde con tobas riolíticas, riolitas, riolacitas e ignimbritas, con un espesor combinado de más de 800 m y que constituyen a la Serie Volcánica Superior de la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 2005). Las formaciones que forman este grupo volcánico son: la Riolita El Venaderito, Toba El Picacho, Riolita La Peña Blanca y Riolita La Tomatina (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996). Para la parte norte de Aguascalientes y sur de Zacatecas, el volcanismo de la Sierra Madre Occidental corresponde con la Ignimbrita La Congoja, Riolita Sierra Fría e Ignimbrita Garabato (Loza-Aguirre *et al.*, 2008). En la zona de Calvillo ha sido descrito como Ignimbrita El Ocote y Toba San Gil (Nieto-Obregón y Aguirre-Díaz, 2008). En el distrito minero de Asientos-Tepezalá, el volcanismo félsico oligocénico se asocia a la Toba ífrica Minerva, Riolita Altamira e Ignimbrita Las Manzanillas (Cuellar-González, 2016; Narváez-Rodríguez 2018). Dentro de este paquete se presentan en forma local, brechas riolíticas y basálticas (Loza-Aguirre 2008).

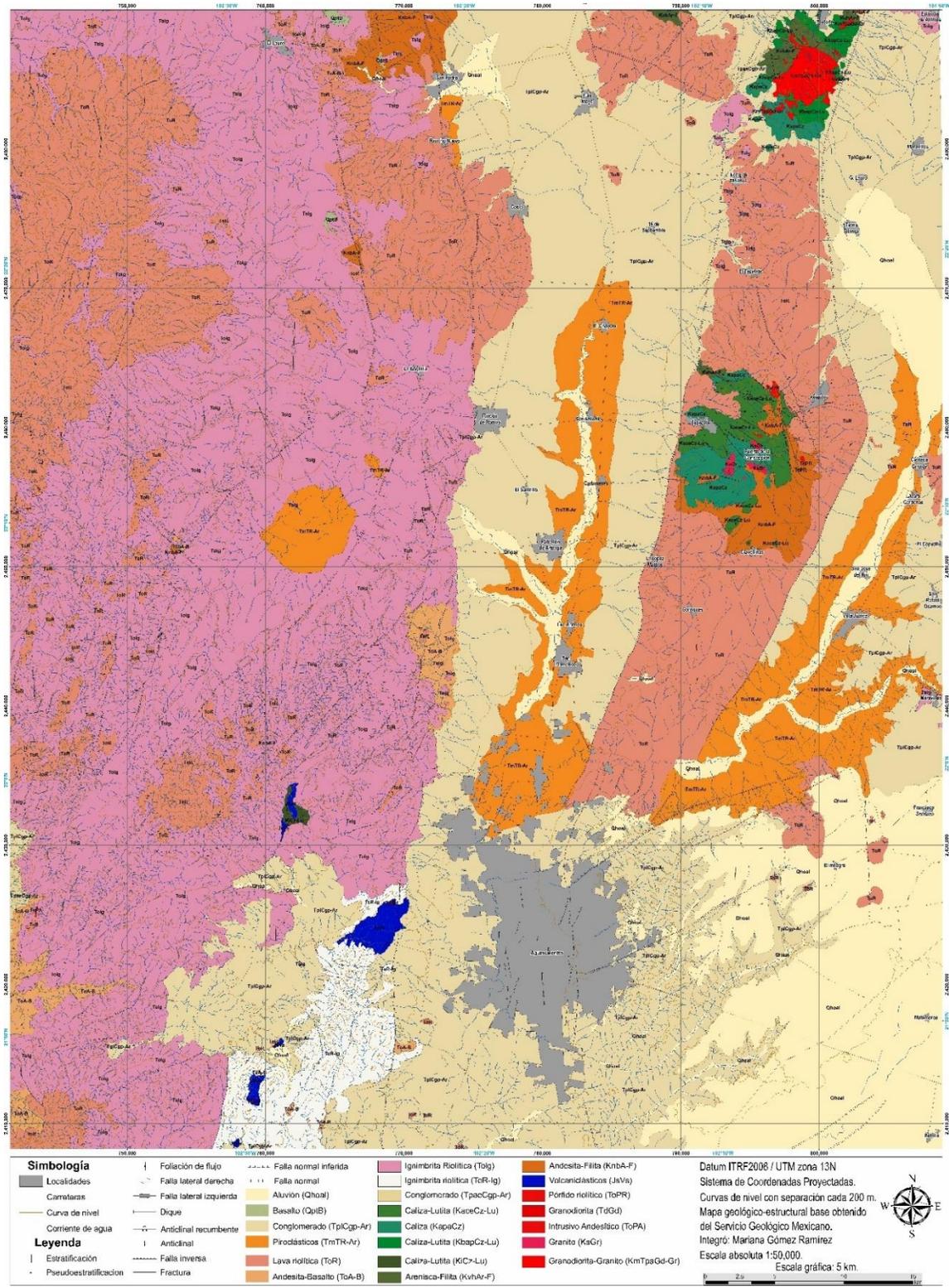


Figura 3: Mapa Geológico de la zona de estudio

Existen escasos afloramientos de rocas ígneas intrusivas que cortan la secuencia volcánica paleógena, representadas por apófisis y diques de granitos, granodioritas y dioritas (Hernández-Betsara, 2020). En algunos lugares se observa la presencia de cuerpos intrusivos de tipo pórfido andesítico y pórfido riódacítico (Chávez-Polina, 1997; Cuellar-Gonzalez 2016; Rosales-Díaz y Zárate-López, 2017; Bahena-Pita y Landa-González 2021). En el Mioceno medio toma lugar un evento volcánico bimodal que corresponde a la Faja Volcánica Transmexicana, originando rocas de composición andesítica (Sánchez- González *et al.*, 1998; Guerrero Armenta, 2005). El Mioceno Superior se manifiesta por la presencia de flujos de lava y tobas de composición riolítica, las cuales afloran al SE de la ciudad de Aguascalientes (Hernández-Láscares, 1981; Sánchez-González *et al.*, 1998).

Durante el Neógeno, las fosas tectónicas se llenaron con depósitos de areniscas arcillosas, capas conglomeráticas y tobas líticas de color blanco. Más tarde, emergieron unidades de conglomerados oligomícticos y polimícticos del Plioceno medio, sobre los cuales se formaron derrames basálticos. En el Pleistoceno-Holoceno, se acumularon cenizas riolíticas y lapilli de estratificación masiva, así como arena fina con estratificación cruzada, conocida como Toba Aguascalientes (Hernández-Láscares, 1981 Sánchez-González *et al.*, 1998). Por último, se tienen, los aluviones constituidos principalmente por gravas, arenas y limos formando depósitos, lacustres de diversas edades cenozoicas.

Marco Tectónico-estructural

En la zona de estudio los principales lineamientos estructurales que se encuentran a escala regional dentro son los que presentan rumbos NW-SE coincidiendo con las fallas del sistema San Luis-Tepehuanes (Nieto Samaniego *et al.*, 1999; 2005). El segundo sistema que se encuentra es el de rumbo NS, que coincide con el graben de Aguascalientes (Nieto Samaniego *et al.*, 2005; Loza -Aguirre *et al.*, 2008), y un tercer lineamiento con rumbo NW-SE. El fallamiento normal se asocia a la provincia extensional tectono-magmática de Cuencas y Sierras (Aranda-Gómez *et al.*, 2000) generando una serie de fosas y pilares tectónicos, como los graben de Matancillas, Aguascalientes y Calvillo; y el horst de Asientos (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; 2005). Nieto-Obregón y Aguirre-Díaz 2008, proponen una caldera paleógena en el SE de Aguascalientes a la que denominan caldera de Malpaso. A continuación, se describen únicamente las dos principales estructuras que se encuentran en la zona de trabajo que son el Graben de Aguascalientes y el Horts de Asientos-Tepezalá (Figura 4).

Graben de Aguascalientes

Dentro de la zona de estudio la principal estructura tectónica-estructural es el graben de Aguascalientes el cual tiene una longitud de 150 Km, y un ancho promedio de 10-15 Km. Tiene un rumbo preferencial N/S a N10°E extendiéndose desde los Altos de Jalisco, hasta las cercanías con la ciudad de Zacatecas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005, Loza-Aguirre *et al.*, 2008). de forma general limita a las rocas de la Sierra Madre Occidental al oeste., y la Faja Volcánica Transmexicana al Sur. En su parte norte, intersecta con el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005, Loza-Aguirre *et al.*, 2008). Se le estima una edad del Oligoceno, y un desplazamiento vertical de hasta 900 m en las cercanías de la ciudad de Aguascalientes. (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Horst de Asientos-Tepezalá

Este pilar tectónico se encuentra delimitado por el Graben de Aguascalientes hacia el Occidente y por fallas inversas al oriente que se pierden en dos depósitos

aluviales. El horst tiene un rumbo N20°W-N50°E. Este pilar tectónico es importante porque aquí es donde alberga el distrito minero de Asientos-Tepezalá González-Arroyo *et al.*, 1997.

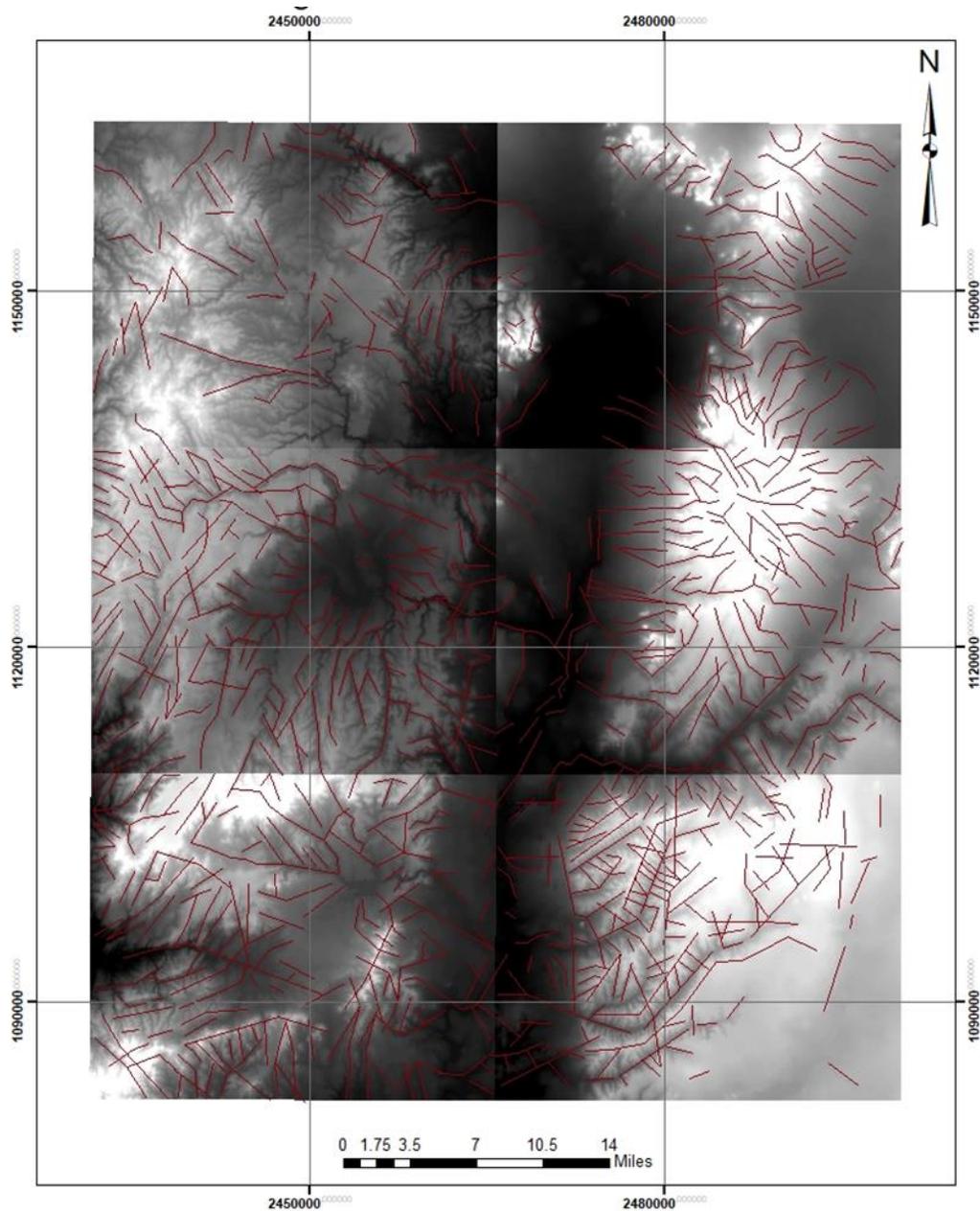


Figura 4: Modelo digital de elevación de la zona de estudio y lineamientos estructurales. Obsérvese la estructura regional de orientación NNE/SSW, que corresponde al graben de Aguascalientes. Los lineamientos fueron interpretados a partir del MDE. Nótese la correspondencia de estructuras mayores y menores (Sierras valles y cañones).

Tectónica Regional

Desde el Pérmico-Triásico, la tectónica del occidente de México está controlada por la subducción de la placa Farallón por debajo de la placa Norteamericana (Centeno-García, 2017). La variación en el vulcanismo producto de la subducción se debe al cambio del ángulo y velocidad con que la placa se subdujo (Ferrari *et al.*, 2005). El complejo volcánico inferior de la Sierra Madre Occidental constituye un típico arco magmático de carácter caldialcalino; relacionado con dicho evento el origen de la cubierta riolítica se explica cómo vulcanismo de una zona de rift, atrás de un arco andesítico (Ferrari *et al.*, *op. Cit*), por reacción de la corteza a los movimientos de subducción. Dichos autores señalan la coexistencia de un vulcanismo de tipo compresivo y otro distensivo.

Desde el Triásico Tardío hasta el cretácico se desarrolló en la región dentro del país la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) en los estados de Zacatecas, Aguascalientes, San Luis Potosí, Jalisco y Querétaro (Carrillo-Bravo, 1982). De la misma manera en el Occidente del país durante el Jurásico tardío al Cretácico temprano se desarrolló el terreno tectonoestratigráfico, conocido como Terreno Guerrero, el cual está formado por secuencias de arco de islas (Campa y Coney, 1983; Centeno García *et al.*, 2011; Centeno-García, 2017).

Estratigrafía

Regionalmente la litología es principalmente de tipo ígneo extrusivo e intrusivo, sedimentario y metamórfico; cuyas edades van desde el Jurásico Superior al Terciario; así como sedimentos del Neógeno, las cuales son descritas a continuación.

Unidad JsArF Areniscas - Filitas

González-Arroyo y colaboradores (1997) definen la unidad como una secuencia de sedimentos clásticos, rocas volcánicas y lentes de caliza. Puede presentar horizontes con pedernal (radiolaritas), meta-lavas, meta-arenisca y ocasionales calizas lenticulares en capas de espesor medio, con abundantes vetillas de calcita. Las areniscas y meta-areniscas son la litología dominante, con espesores de hasta 30 cm. En sus estratos, se intercalan con lutitas y limolitas arenosas de tonalidad café y negro. Las areniscas se componen de feldespatos, líticos y cuarzo en una matriz de grano fino. En partes aisladas, se encuentra una secuencia de areniscas de color café que se intercala con filitas, meta-tobas y caliza gris oscuro, ésta secuencia está muy plegada. No aflora la base, y en la cima entra en contacto discordante con calizas. El plegamiento y la discontinuidad de los afloramientos impiden medir el espesor de la formación, pero se estima en 600 metros (Figura 5). Dávila-Alcocer y coautores (1988), y Aranda-Gómez (1989), le adjudican una edad del Jurásico Superior, con base en la descripción de radiolarios. Se le relaciona con la formación Zacatecas, por su similitud litológica (Centeno-García *et al.*, 1993; 2008; Silva-Romo *et al.*, 2000).



Figura 5: Afloramientos de la unidad de areniscas y filitas (JsArF). Nótese la foliación en las capas de las meta-areniscas. En campo se observan lajas burdas que indican la foliación, estratos delgados < 5cm. Localidad: Las Minitas, San José de Gracia, Ags, Crédito de las fotografías: Mariana Gómez

Unidad KiCz-F Calizas - Filitas

González-Arroyo y colaboradores (1997) definen la unidad como una secuencia alternada de tobas líticas, con cenizas, lavas andesíticas y algunas calizas, limolitas tobáceas y tobas arenosas en la base (?). Superpuestas estratigráficamente, les siguen capas de areniscas, alternadas con filitas, limolitas calcáreas, calizas arcillosas y en partes hay zonas de esquistos sericiticos. Estas unidades presentan alta foliación, cizallamiento y planos de esquistosidad, con cuarzo lechoso de segregación. En Asientos-Tepezalá se les describe como lutitas negras argílicas y calizas arcillosas con areniscas intercaladas la secuencia areno-arcillosa esta comúnmente interestratificada con calizas de estratificación ondulante y bandas de pedernal de 3 a 8 cm, y que presentan un fuerte plegamiento. Los esquistos gradúan a filitas y limolitas calcáreas, alternando con calizas en varias ocasiones, con abundantes pliegues de arrastre. La secuencia volcanosedimentaria no se subdivide a nivel regional dadas las discontinuidades y cambios laterales por lo que se le considera como una sola unidad. No aflora la base, pero se infiere un basamento del Jurásico-Cretácico Inferior. A la secuencia volcanoclástica se le estima un espesor que puede llegar a los 100 m., mientras que los sedimentos pelíticos-arcillosos, calcáreos pueden llegar hasta los 800 metros de espesor. La unidad tiene fauna determinativa del Aptiano-Albiano y de la base del Cenomaniano. Las características litológicas se parecen a las de las formaciones Plateros, Fortuna y Cerro Gordo, de la región de Fresnillo (De Cserna, 1976); por lo que se han correlacionado de manera informal con el grupo Fresnillo (Chávez-Polina, 1997; Cuellar-González, 2016).

Unidad Ki(?)Mar-MB Metareniscas, Metabasaltos

Sánchez-González y colaboradores (1999) definen la unidad como una secuencia volcanosedimentaria constituida por meta-basaltos almohadillados, meta-areniscas pedernalosas y meta-lutitas; predominando las meta-areniscas de color café con tonos negros. Las areniscas son inmaduras y contienen feldespatos, fragmentos de roca y cuarzo, formando un conjunto de grano fino. El meta-basalto es de color gris oscuro, con fracturas con rellenos de cuarzo, hematita, y calcita. Las meta-lutitas son la litología que afloran en menor proporción, tiene color café oscuro, presentan fracturamiento intenso y alternan con lentes de pedernal de color café oscuro. No aflora la base, el contacto superior es discordante con las rocas volcánicas terciarias que le sobreyacen. El espesor aproximado es de 50 m. Estratigráficamente, se les ubica tentativamente en el Cretácico Inferior (Figura 6). La unidad ha sido denominada informalmente como Formación Cieneguitas por Velasco Hernández (1989). Su localidad tipo aflora en el poblado de la Tomatina, Ags. Chavéz-Polina (1997) la nombra como una secuencia volcanoclástica. Aflora unos 10 km al oeste de la ciudad de Aguascalientes, entre los poblados de La Tomatina y Cieneguita, y en el lecho del arroyo Cieneguita, de donde toma su nombre.



Figura 6: Afloramientos en campo de la unidad de Meta-areniscas, meta-basaltos (Ki(?)Mar-MB). a) Unidad de meta-areniscas de estratificación fina-media (5-30 cm), se observan unas capas de espesor mas fino, y más homogéneas. Localidad: La Tomatina. Crédito de las fotografías: Mariana Gómez

Unidad Ki(?)MCz Metacalizas

Sánchez-González y colaboradores (1999) definen la unidad como un paquete de rocas sedimentarias, con predominio de meta-calizas con nódulos de pedernal, alternando con meta-lutitas. Toda la unidad es de color gris claro a gris oscuro; las calizas presentan textura granular gruesa, mientras que las lutitas son de textura de grano muy fina; ambas son ligeramente esquistosas, debido a que se encuentran deformadas y con metamorfismo de bajo grado; forman estratos que siguen rumbos N30°W, buzando al NE, con espesores que varían entre 0.10 m. -0.30 m. Se infiere que sobreyacen concordantemente a la formación Cieneguitas, mientras que el contacto superior es discordante con las rocas volcánicas terciarias como las riolitas e ignimbritas del Cerro Picacho, Ags. El espesor de esta unidad se estima en 60 m. Por correlación se le asigna una edad del Cretácico inferior, Velasco-Hernández (1989), las denomina de manera informal como formación El Varal.

Unidad Ki(?)MD Metadiorita

Sánchez-González y colaboradores (1999) definen esta unidad como un cuerpo intrusivo, de composición diorítica, que se presenta en forma de tronco, de color verde oscuro que intemperiza a color rojo-amarillento claro, su textura es fanerítica, su estructura es compacta masiva, se le observan minerales máficos y plagioclasas (Velasco-Hernández, 1989). Se le estima un espesor de 30 m. y se desconoce su profundidad. Por sus relaciones stratigráficas, se observa que intrusión a la unidad volcanosedimentaria (Ki(?)Mar-MB), de la formación Cieneguitas. Hasta el momento, no se cuenta con fechamiento radiométrico, por lo que se le asigna tentativamente una edad del Cretácico inferior. Aranda Gómez (1989), lo denomina informalmente como Metadiorita San Gregorio. Aflora en los arroyos San Gregorio y Hondo, ubicados al N70°W y 10 Km en línea recta desde la ciudad de Aguascalientes (Figura 7).



Figura 7: Fotografías de los afloramientos de la unidad de Meta-diorita Ki(?)MD. a) En esta fotografía la unidad de meta-diorita está fuertemente afectada por un intenso vetilleo de arcillas y oxidación. b) Vista de la pared en un banco de material donde la unidad de matadioritas están oxidadas y argilizadas. Intenso fracturamiento. Localidad: La Tomatina. Créditos de la fotografía: Mariana Gómez.

Unidad Kt Cz-Lu Calizas-Lutitas

Moreira-Rivera y coautores (1997) definen esta unidad como intercalaciones de calizas arcillosas, con lutitas y limolitas. Las calizas arcillosas se caracterizan por presentarse de color gris claro a gris amarillento, producto de la oxidación; las lutitas y limolitas se presentan de color gris oscuro que pasa al rojo en zonas oxidadas. En la parte superior de la unidad, es posible encontrar algunos estratos de areniscas de 5 a 10 cm. La formación aumenta progresivamente el contenido de arcillas y limos mientras disminuye de igual forma las calizas, pasando en contacto transicional a la unidad de lutitas-areniscas. Su espesor no ha sido medido dado su intenso plegamiento, pero se estima en alrededor de 350 m., en el área de Peñón Blanco, municipio de Salinas, SLP. (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). En la región no aflora su base, pero se infiere que sobreyace a las unidades areniscas y filitas del Jurásico, que afloran en la Sierra de Real de Asientos. El contacto superior es concordante con la unidad de lutitas-areniscas del cretácico superior (Labarthe-Hernández *et al.*, 1995). Por posición estratigráfica se le asigna una edad del Turoniano. Regionalmente, puede correlacionarse con la secuencia volcanosedimentaria que aflora en la zona de la mina Real de Ángeles (CuellarGonzález, 2016).

Unidad Kace CzLu Calizas y Lutitas

Moreira-Rivera y coautores (1997) definen esta unidad como una secuencia de calizas grises con bandas de pedernal negro, y presenta estratificación ondulante, se intercala con limolitas de color rojizo y lutitas calcáreas; sus estratos tienen un espesor promedio de 0.4 m. El plegamiento impide medir su espesor real, pero Martínez (1972) y Labarthe-Hernández y Jiménez-López (1991) le asignan 80 m., en el área de Charcas, SLP. Estratigráficamente cubre concordantemente a la formación La Peña, y le sobreyace la unidad de calizas y lutitas (Kt Cz-Lu). Tristán-González y Torres-Hernández (1992), por su posición estratigráfica la ubican en el Albiano medio y Cenomaniano inferior, y la correlacionan con la formación Cuesta del Cura. Tristán-Capetillo y colaboradores (2007), no le asignan correlación y solo indican su afinidad con el Terreno Guerrero. Su distribución es de dos pequeños afloramientos en lomeríos suaves, en los alrededores de las poblaciones de Villa García y San Ignacio, en el sureste de Zacatecas

Unidad KsLu-Ar Lutitas y Areniscas

Alvarado-Méndez y coautores (1997) definen esta unidad como una secuencia alternada de areniscas y lutitas, con estratificación entre 2-20 cm., de espesor. La unidad se compone de lutitas fisiles de 5 a 30 cm., con color gris claro que al intemperizar pasan a una tonalidad gris verdosa; que se alternan con areniscas verdosas en estratos de 10 a 50 cm, compuestas por feldespato, cuarzo y muscovita en una matriz calcárea y textura psamítica. Estratigráficamente, cubre a la unidad Kt Cz-Lu, la parte superior está cubierta por rocas volcánicas cenozoicas, el espesor estimado es de unos 100 metros (Maldonado-Reyes *et al.*, 1983). Puede ser correlacionada con la Formación Caracol, que aflora ampliamente en el Estado de San Luis Potosí (Labarthe-Hernández y colaboradores, 1982). Sin embargo, Maldonado-Reyes y coautores (1983), las correlacionan por afinidad litológica con las formaciones Indidura y Caracol, asociadas a un depósito tipo flysh.

Unidad TeR-Ig – Riolita – Ignimbrita.

Sánchez-González y colaboradores (1999) definen la unidad como un paquete volcánico, de tres unidades, donde se han agrupado algunas litologías que incluyen tobas, riolitas e ignimbritas, todas de composición félsica. En su parte inferior, consiste de una unidad con cinco miembros, predominantemente tobáceos, cuya base es una toba color amarillo que intemperiza a blanquecino, en capas de 5 cm. a 15 cm.; le sobreyace una toba riolítica de color rosa claro, de textura granular en donde se observan fragmentos angulosos de la misma riolita, con tamaño de 2 cm. a 10 cm., cubiertos por material vítreo; el tercer miembro es una toba riolítica de color negro, de textura porfídica y estructura compacta masiva; el cuarto miembro es una ignimbrita de color rosa oscuro de textura porfídica y estructura compacta masiva; el último miembro es una toba riolítica de color rosa constituida por fragmentos de rocas angulosas y pómez, dentro de una matriz vítrea de composición riolítica. Tiene un espesor de 50 m. a 70 m. A esta unidad se le dio el nombre fomacional de Ignimbrita Presa Los Arquitos (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996). La segunda unidad es una riolita de color rosa oscuro con textura porfídica, envuelve líticos de varios tamaños y presenta cavidades rellenas de cuarzo 23 (geodas). Nieto-Samaniego y coautores (1996), la denominan como Riolita El Venaderito.

Finalmente, la tercera unidad es una toba de color amarillo-blanquecino, textura porfídica formada por líticos de riolita, presenta estratificación en capas delgadas y con un espesor aproximado de entre 100 m. a 120 m. A la unidad se le conoce como Toba El Picacho (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996). Todo el paquete de ignimbritas, riolitas, y tobas sobreyace discordantemente la unidad volcanosedimentaria de la formación Cieneguitas. Aunque Aranda-Gómez (1989), propone un contacto por falla. Nieto-Samaniego y colaboradores (1996), fecharon algunos ejemplares de esta unidad, para la Ignimbrita Los Arquitos le determinaron una edad K-Ar de 47.2 ± 1.2 Ma y para la Riolita Venaderito se tiene una edad K-Ar de 40.6 ± 1 m.a, que corresponden para el Eoceno medio y tardío respectivamente. Esta unidad aflora 10 km. al poniente de la ciudad de Aguascalientes, comprendida dentro del cerro El

Picacho en donde forma una pequeña sierra con rumbo N10°E que tiene 40 Km. de largo y un ancho de 5 Km, y que constituye uno de los símbolos de la ciudad de Aguascalientes, formando el Cerro del Muerto.

Unidad ToR – Riolita

Alvarado-Méndez y coautores (1997) definen esta unidad como una riolita que se presenta de un color gris claro, con tonalidades rosas. Tiene por lo general una estructura columnar, con una textura porfiritica, variando de holocristalina a merocristalina, fluidal, con fenocristales de sanidino y cuarzo en una matriz desvitrificada. Es bastante común la presencia de esferulitas. Con un espesor que varía de 170 m. hasta 470 m. (Hernández-Lascares, 1981).

En sus relaciones estratigráficas, se encuentra sobreyaciendo a distintas unidades volcánicas, que han sido bien documentadas en la Sierra de San Miguelito, S.L.P., en los trabajos de Labarthe-Hernandez y colaboradores (1982). La edad de esta unidad es de 30.0 ± 1.5 Ma. obtenida por método K/Ar (LabartheHernández *et al.*, 1982; Aguillón-Robles *et al.*, 2012, y Tristán-González *et al.*, 2009), lo que la ubica en el Oligoceno. Se correlaciona con la Riolita San Miguelito, en S.L.P. (Labarthe-Hernandez *et al.*, 1982), y con la Riolita Chichindaro, en la zona de Guanajuato (Martínez-Reyes, 1992). En Aguscalientes, Loza-Aguirre y coautores (2008), la denominan como Riolita Sierra Fría.

En campo se presenta como una roca de color rosa con matriz microcristalina a criptocristalina compuesta principalmente por fenocristales de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa. El feldespato alcalino se encuentra de color blanco lechoso, de grano fino a medio, de tamaño que varía de 0.1 a 0.5 mm, con caras de cuatro a seis lados, subhedrales a anhedrales. Los cristales de cuarzo son de grano fino a medio, de tamaño que varía de 0.1 a 0.5 mm, de forma hexagonal, son subhedrales a anhedrales, de color gris claro a traslucidos. El feldespato plagioclasa se encuentra como cristales traslucidos a blancos de formas tabulares-prismáticos, subhedrales a anhedrales. Su tamaño varia de 0.1 a 0.5 mm. La estructura principal en la roca es fluidal

Unidad Tolg-TR Ignimbrita-Toba Riolítica

Alvarado-Méndez y coautores (1997) definen esta unidad como varios flujos de ceniza, ligeramente soldados, separados entre sí por vitrofitos y tobas. El color va de gris, café al rosa; presenta fenocristales de cuarzo, sanidino y escasa biotita, en una matriz microcristalina de total a parcialmente desvitrificada. Hay presencia abundante de líticos y pómez colapsada, que se alinean de forma paralela al flujo. Los flujos consolidados forman estructuras columnares. El espesor varía notablemente desde 65 m. hasta 390 m. Se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las lutitas y areniscas de la Formación Caracol (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982), y a la Latita Portezuelo, Riolita San Miguelito y es subyacida por la Serie Panalillo. Tanto por método K/Ar, como por posición estratigráfica se le asigna una edad de Oligoceno Superior, con 29.0 ± 1.5 ma. (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Se correlaciona con la Ignimbrita La Congoja que Loza-Aguirre y colaboradores (2008). Describen al oeste de San Jose de Gracia, Ags (Figura 8).



Figura 8: Fotografía de la unidad de Ignimbritas-Tobas Riolíticas TolgTR. a) y b) Estructuras columnares bien desarrolladas en la unidad de ignimbritas. Localidad. Presa Boca del Túnel de Potrerillos, Ags. Crédito de las fotografías: Mariana Gómez.

Unidad Tolg Ignimbrita

Moreira-Rivera y coautores (1997) definen esta unidad como flujos de ignimbritas de color gris, con tonos rosas y rojos, de textura porfírica y fluidal, con fenocristales de sanidino y cuarzo en una matriz desvitrificada. También presenta tobas bien soldadas de color crema amarillento, con textura porfírica, con micro y fenocristales de ortoclasa y cuarzo, así como oligoclasa; contiene líticos sub-redondeados de rocas volcánicas. La unidad tiene un espesor variable entre 180 m a 270 m. (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Estratigráficamente cubre a lutitas del Oligoceno, y subyace a los conglomerados del Pleistoceno. La edad de esta unidad, fechada por medio de K/Ar con una edad de 29.0 ± 1.5 m.a. (Labarthe-Hernández y Jimenez-López, 1993), y de 29.0 ± 0.9 m.a. (Tristán-González *et al.*, 2009), edades que la ubican en el Oligoceno. Se correlaciona con las ignimbritas El Organo y Santa María, en la zona de Santa María del Río, S.L.P. (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; 1984) y con la Ignimbrita Panalillo Superior, que aflora en la zona de Pinos, Zac. (Tristán-González *et al.*, 2009; Torres-Hernández *et al.*, 2006).

Unidad ToA Andesita

Alvarado-Méndez y coautores (1997) definen esta unidad como una roca de color gris oscuro a grisáceo, con tonos rojos y verdes, en superficie se encuentran bandas de oxidación. Presenta estructura porfírica, y textura fanerítica, con escasos fenocristales de plagioclasa que no superan los 2mm y muy ocasionalmente de biotita. En la base presenta vesículas rellenas de calcedonia y calcita. A veces se intercala con horizontes de escoria y basaltos. Tiene un espesor variable de entre 40 m a 60 m. Sobreyace de manera discordante a los sedimentos marinos clásticos (lutitas y areniscas) del Cretácico, y a conglomerados polimícticos del Paleoceno-Eoceno. Labarthe-Hernández y colaboradores (1982) fecharon esta unidad por el método K/Ar en cristales de plagioclasas, en 30.58 ± 0.43 m.a. Esta unidad se correlaciona con diferentes derrames del Oligoceno Medio, que en el caso de Aguascalientes Loza-Aguirre y coautores (2008), denominan como Andesita Genaro Codina.

Unidad TomR-Ig Rolita-Ignimbrita

González-Arroyo y colaboradores (1997) y Moreira-Rivera y colaboradores (1997) definen esta unidad como riolitas e ignimbritas, que además de presentar intercalaciones de brechas, aglomerados y tobas; presenta varios flujos de cenizas de mal a bien soldadas. Las riolitas se presentan de color café rosado, de textura que varía de afanítica a brechoide, donde las cavidades están rellenas de sílice y calcita, su estructura es compacta masiva formando pseudoestratos en espesores que van de 1 m. a 10 m. Petrográficamente presenta una textura hipocristalina porfídica, con minerales principales de cuarzo, feldespatos (ortoclasa y sanidino), vidrio, hematita, minerales opacos, biotita, zircón, hornblenda y minerales arcillosos (sericita y clorita), como minerales secundarios. Este paquete de rocas volcánicas alcanza espesores desde 150 m hasta más de 1000 m. Está unidad cubre concordantemente a ignimbritas y riolitas extravasadas previamente y sobreyace a las tobas y brechas riolíticas. Toda la secuencia se correlaciona con el Grupo Volcánico Superior (McDowell y Keiser, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979), de edad Oligoceno – Mioceno. Loza-Gutiérrez y colaboradores (2008), las denomina Ignimbrita Garabato en su trabajo sobre el Norte de Aguascalientes y Centro-Sur de Zacatecas y obtiene edades Ar-Ar de 28.0 ± 0.8 m.a. En la zona de Asientos se le conoce localmente como Riolita Altamira e Ignimbrita Las Manzanillas (Cuellar-González, 2016). En las cercanías de Aguscalientes se le conoce como Ignimbrita El Ocote (Nieto-Obregón y Aguirre-Díaz, 2008). En campo se identificó con las siguientes características roca de color rosado-crema con matriz microcristalina, con algunas zonas con colores anaranjados producto de alteración. La muestra está formada por cristales de cuarzo, feldespato alcalino y feldespato plagioclasa. Los cristales de cuarzo se presentan de color gris claro a incoloro, de forma subhedral hexagonal, de grano fino. Los cristales de feldespato alcalino se presentan de forma subhedral a anhedral con caras de cuatro a seis

lados, de color gris claro, de grano fino. Los cristales de feldespato plagioclasa se presentan de forma tabular, de color blanco, de grano fino. La textura principal en la roca es fluida y vesicular. Algunas cavidades se encuentran rellenas por cristales

Unidad TomTR Toba Riolítica

González-Arroyo y colaboradores (1997); y Sánchez-González y colaboradores (1999) definen esta unidad como una secuencia de cenizas volcánicas, con intercalaciones menores de riolitas e ignimbritas, con espesores que van de 1 m. a 3 m. Megascópicamente, son rocas de color blanquecino, café claro, rosa amarillento, gris claro, rojo oscuro, verde oscuro. Comúnmente presenta caolinización en diversos grados y oxidación incipiente a moderada. Este paquete de tobas tiene espesores que van desde los 10 m hasta alcanzar los 400 m. Estratigráficamente, se infiere que sobreyacen a las unidades de andesitas y de riolita-ignimbritas, y forman parte del Grupo Volcánico Superior de predominio riolítico (McDowell y Clabaugh, 1979). Krause (1986) fechó un flujo de cenizas ampliamente expuesto en la Sierra de Morones (Bolaños, Jal), en 25 ± 2.6 m.a. y que son correlacionadas con toda esta secuencia que constituye gran parte de la Sierra Madre Occidental. Cuellar-González (2016), la denomina como Toba Lítica Minerva, que es un nombre local, para el distrito minero de Real de Asientos. Aflora al sur de la Sierra de Asientos-Tepezalá, en la parte central de la zona de estudio (Figura 9).



Figura 9: Fotografías de la unidad de Tobas riolíticas TomTR. Afloramiento en un banco de material de color amarillo, característico de la zona de Ags, en términos de construcción se conoce como "Toba hermosa".

Unidad TmTR Toba Riolítica

Sánchez-González y colaboradores (1999) definen esta unidad como tobas riolíticas intercaladas con areniscas, depositadas en cuerpos de agua, en donde hay presencia de fósiles. La roca es de color blanquecino a café claro o amarillento, formando una estructura en capas casi horizontales o de poca inclinación, las cuales no rebasan un espesor de 30 m. La textura es piroclástica, constituida por cenizas y arenas de grano fino. Se encuentra sobreyaciendo a las andesitas y basaltos del Mioceno y la cubren basaltos y conglomerados y areniscas recientes. Si bien los fósiles reportados las ubican en el Eoceno superior-Oligoceno; pero por las relaciones observadas en campo, se considera un miembro del Grupo Volcánico Superior y debe ser Mioceno superior. Se cuentan cinco afloramientos al SE de la ciudad de Aguascalientes. Hernández-Lascares (1981), las denomina como Toba Aguascalientes.

Unidad TnPR Pórfido Riolítico

González-Arroyo y colaboradores (1997) definen esta unidad como rocas faneríticas, finamente granulares, comúnmente porfídicas, con textura hipocristalina porfídica a holocristalina, con fenocristales bipiramidales de cuarzo ligeramente reabsorbidos, plagioclasa (andesina), anfíboles, hematita, minerales opacos, zircón, y arcillas como mineral accesorio. En algunos casos la roca presenta silicificación y brechamiento, así como abundante cuarzo de segregación dispuesto en estructuras verticales. Se encuentra intrusionando rocas volcanosedimentarias del Jurásico Superior al Cretácico-Inferior. En sus márgenes es común que presente una aureola de metamorfismo de contacto o vetas. La cartografía le asigna una edad del Neógeno, sin embargo, estudios en Asientos-Tepezalapa infieren que podría pertenecer al Cretácico superior-Terciario Inferior (Chávez-Polina, 1997; Cuellar-González, 2016). Se correlaciona con distintos cuerpos intrusivos, hipoabisales, de la región de Zacatecas, La Tesorera, Pinos y Valparaiso, Zac. Aflora en forma de pequeños apófisis, domos y cuellos volcánicos en la Sierra de Asientos-Tepezalá.

Unidad TnAr-Cgp Arenisca, Conglomerado Polimíctico

González-Arroyo y colaboradores (1997) y Moreira-Rivera y colaboradores (1997) describen esta unidad como de una litología muy variada ya que está constituida por areniscas, tobas arcillosas, tobas compactas, arenas finas, y conglomerados; todos generalmente en colores claros, aunque algunos miembros pueden presentar poca oxidación. La textura es muy variada, pero en general son volcanoclásticas de grano fino, y cuando forman conglomerados contienen fragmentos de riolitas e ignimbritas, en diámetros que van de 1 cm. a 15 cm., mal graduados y cementados por arcillas y parcialmente por calcita; formando una estructura semi-estratificada, con espesores que van de 0.80 m. a 1.20 m. Se le estima un espesor a toda la unidad de 120 m. Sobreyace discordantemente a las diversas litologías de las rocas volcánicas Terciarias. Por su posición estratigráfica se les ubica en el Terciario superior, Neógeno. Se encuentra principalmente rellenando la parte Suroeste del graben de Aguascalientes. En campo se presenta de la siguiente manera Roca de color café, aspecto detrítico, con densidad normal. La compacidad es media y moderada coherencia, mientras que la superficie de fractura rugosa y plana (condicionada por el tamaño de grano). Contiene abundantes microporos. Con la ayuda de la lupa se distingue que los fragmentos son inferiores a 0.3 mm, la disposición no se aprecia, presenta buena clasificación de grano. Porosidad Poco visible con la ayuda de lupa, pero es de tipo intergranular, aunque no se precisa. La muestra presenta minerales accesorios como pirolusita de forma dendrítica. No se precisa la composición debido al tamaño de grano, pero se sugiere que está compuesta, esencialmente, por cuarzo con poco contenido de óxido férrico.

Unidad TnCgp Conglomerado Polimíctico

González-Arroyo y colaboradores (1997); y Sánchez-González y colaboradores (1999) definen esta unidad como un conglomerado compuesto por fragmentos subangulosos de riolitas, ignimbritas, basaltos, e incluso granodiorita, con diámetros de 10 a 40 cm., presenta un cementante de arenas, arcillas y limolita; el conjunto tiene un color café claro, su textura es clástica. Este paquete tiene 15 m., de espesor

en los arroyos, pero existen terrazas aluviales en donde tiene un espesor de 30 m. Sobreyacen discordantemente a rocas más antiguas como todas las unidades volcánicas del Terciario, y a conglomerados polimícticos y areniscas neógenas. Por su posición estratigráfica se considera que corresponden al Plioceno superior. Se presenta al noreste de la ciudad de Aguascalientes, ocupando gran parte del Graben de Aguascalientes.

Unidad QTR Toba Riolítica

Sánchez González y colaboradores (1999) definen esta unidad como un paquete de cenizas, riolitas y lapilli en diversos colores, desde blanquecino, café, verde claro, amarillento y rojizo. De estructura deleznable, formando capas horizontales y donde se puede observar estratificación cruzada. El espesor es de 20 m. Estratigráficamente, sobreyace en discordancia erosional a areniscas y conglomerados polimícticos del Neógeno. Dado que presenta fósiles de vertebrados Montellano-Ballesteros (1992); las ubica dentro del Cuaternario. Se le conoce como Toba Zoyatal (Hernández-Lascares, 1981). Hay un único afloramiento, ubicado al Sur de la ciudad de Aguascalientes, donde constituye una franja orientada norte sur.

Unidad QptCgp Conglomerado Polimíctico

Moreira-Rivera y colaboradores (1997) definen esta unidad como un conglomerado compuesto por fragmentos angulosos a sub-redondeados de calizas y areniscas, en general sin estratificación, mal clasificado y en ocasiones deleznable. Su espesor no sobrepasa los 20 metros. Se encuentra en discordancia sobre rocas sedimentarias marinas y algunas volcánicas, y por su posición estratigráfica se le asignan una edad del Pleistoceno

Unidad Qal Aluvión

Moreira-Rivera y colaboradores (1997) define la unidad como depósitos recientes de gravas, arenas, arcillas y limos, producto de la erosión de rocas pre-existentes, con espesor variable desde 1 m. a 5 m. Cubre a conglomerados y areniscas del 34 Neógeno, y su edad es Holocénico. Se distribuye ampliamente por los grabens de Aguascalientes y Matancillas.

1. La aeromagnetometría en la detección de cuerpos mineralizados.

El comportamiento magnético es asumido con frecuencia como un campo potencial, debido a que en su medición involucra un campo vectorial, incluyendo el campo magnético, observados en algún punto de la superficie de estudio (Hinze *et al.*, 2013).

Los campos son funciones del tiempo y de la posición. Los campos de fuerza describen las energías que actúan en cada punto del espacio en cierto tiempo determinado. Los campos se clasifican en dos tipos; escalares y vectoriales. Los campos escalares están en función de dos variables, el tiempo y el espacio. Los vectoriales dependen de tres variables como; posición, magnitud y dirección.

Los instrumentos, con los que se estima la fuerza magnética generalmente miden una componente del vector que constituye un escalar. Los campos vectoriales pueden caracterizarse por líneas de flujo, que son tangentes en cada punto a las líneas de flujo (Blakely, 1996).

El potencial se define como el trabajo que se necesita para transferir de un punto a otro una unidad de masa o carga eléctrica (Blakely, 1996).

1.1 Magnetometría

La magnetometría, uno de los métodos más antiguos en geofísica, es relativamente sencilla y económica, permitiendo el estudio de la superficie terrestre (Hinze *et al.*, 2013). El campo geomagnético es generado por corrientes eléctricas asociadas con la interacción entre el núcleo externo y el interno de la Tierra, propagándose hacia el exterior. Además, la corteza, la litosfera y la ionosfera contribuyen conjuntamente a la formación del campo magnético terrestre (Wiley *et al.*, 2011).

La exploración magnética es un método pasivo que se basa en la recolección de datos en la superficie terrestre, en el mar, en el aire, en pozos y mediante satélites. El campo magnético terrestre está siempre presente, aunque varía tanto espacial como temporalmente. La fuerza generada entre dos polos magnéticos es

directamente proporcional al producto de sus cargas e inversamente proporcional al cuadrado de su distancia. Esta relación fue descrita por Coulomb a finales del siglo XVIII, y comúnmente se le conoce como Ley de Coulomb (*Ecuación 1*).

$$F_m = C_m q_1 q_2 r \quad (1)$$

Dónde q_1 y q_2 son polos magnéticos y r es la distancia entre las dos cargas magnéticas. Es C_m la constante magnética que depende del inverso de la permeabilidad magnética $1/\mu$, donde μ depende del medio en el que se propague, este puede ser en el vacío, aire, etc. (Hinze *et al.*, 2013).

Las unidades de la fuerza del campo magnético son el tesla (T) en Sistema Internacional (SI), pero es una unidad muy grande en Geofísica. Una T es 10⁴ equivalente a 10⁴ gauss, pero comúnmente se maneja la nanotesla (nT), que es equivalente a 10⁻⁹ tesla (Hinze *et al.*, 2013).

1.2 Componentes del Campo Magnético.

El campo magnético terrestre se describe de forma ortogonal dentro de un plano cartesiano. Matemáticamente se expresa como (X, Y, Z), geográficamente se asocia al Norte con la componente X, al este como Y, abajo o al nadir representada por Z. El campo de inducción magnético B representado por las líneas de fuerza del campo magnético terrestre. Y como se habla de que campo tiene tres componentes utilizaremos como B_x , B_y y B_z (Blakely, 1996).

La intensidad del campo magnético horizontal (H) se define (*Ecuación 2*):

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (2)$$

Se le asigna al valor del campo total como F , que es la intensidad total, donde intervienen las tres componentes y se define (*Ecuación 3*);

$$F = B_x^2 + B_y^2 + B_z^2 \quad (3)$$

La Inclinación (I) del campo magnético es el resultado del ángulo que forma entre las componentes Z y H (*Ecuación 4*).

$$I = \tan^{-1} B_z B_x^2 + B_y^2 \quad (4)$$

1.3 Variaciones del campo.

Las variaciones que sufre el campo magnético a través del tiempo son de diferentes órdenes en ángulo e intensidad. Las variaciones por efectos de la latitud son del orden de 0.03 nT por cada metro en los polos y la mitad en el Ecuador, por lo tanto, no se considera una variación representativa para tomarla en consideración para el estudio de estructuras locales (Pérez-Corona, 2011).

Fuentes externas que cambian la intensidad del campo magnético son comúnmente conocidas como variación diurna, por latitud, tormentas, etc. La magnitud de las variaciones diurnas son lo suficientemente grandes en exploración, por lo que es necesario monitorearlas y quitarlas de la señal obtenida. Estas no se pueden predecir empíricamente. Las micro pulsaciones con periodos de minutos o días es importante monitorearlas (Breiner, 1999).

El Campo Geomagnético Internacional de Referencia (*IGRF*, por sus siglas en inglés), es una representación matemática del campo magnético terrestre. El *IGRF* consiste en una serie de coeficientes Gauss de décimo orden. Este coeficiente se creó que representa en gran parte la contribución del núcleo magnético (Blakely, 1996). Substrayendo la contribución del núcleo a nuestros datos de exploración en principio tendríamos la contribución magnética debido a la corteza.

El campo magnético terrestre cambia conforme al tiempo, por lo tanto, su representación matemática, también cambia. La Asociación Internacional de Aeronomía y Geomagnetismo (*IAGA*, por sus siglas en inglés), adopta nuevos

modelos que representan al campo magnético por cinco años, llamado época. Las anomalías magnéticas se calculan del campo total observado, menos el campo regional adecuado, usualmente el *IGRF* o el promedio de los datos observados. Representa T el campo total observado sobre cualquier punto y F es el campo regional en el mismo punto, entonces se puede expresar de la siguiente manera ΔT (Blakely, 1996) (Ecuación 5).

$$\Delta T = T - F \quad (5)$$

1.4 Propiedades magnéticas de las rocas.

La cantidad de magnetización de una roca está determinada por la intensidad de magnetización I , misma que está influenciada por el campo inductor y la constante de susceptibilidad magnética K . La relación descrita anterior permite generalizar la siguiente expresión (Ecuación 6).

$$I = KH \quad (6)$$

Donde K representa la capacidad de las rocas para adquirir magnetización en las rocas. Esto significa que la magnetización de las rocas es una cantidad dimensional y que los minerales se ven afectados por la temperatura y del campo inductor (Robinson y Wiley, 1988).

El campo magnético es la consecuencia de la interacción entre las cargas eléctricas. Pero a un nivel atómico, lo que ocasiona el campo magnético es el movimiento de los electrones (Tarling, 1983).

Todas las sustancias o rocas pueden considerarse como generadoras a nivel atómico de campos magnéticos y se clasifican en: paramagnético, diamagnéticos y ferrosos.

Los minerales diamagnéticos como el cuarzo, calcita, galena y esfalerita presentan muy baja susceptibilidad magnética. Debido a que sus orbitales están llenos y en presencia de un campo inductor, los materiales generan un campo en sentido opuesto al campo aplicado (Robinson y Wiley, 1988).

Los paramagnéticos son minerales como; olivinos, piroxenos, anfíboles, etc. Con una estructura atómica incompleta y en un campo inductor los átomos se alinean en dirección de éste, generando un campo más fuerte (Tarling, 1983). El efecto que ocasiona este tipo de materiales es relativamente pequeño y sus efectos son poco percibidos. En exploración el paramagnetismo y el diamagnetismo son imperceptibles (Robinson y Wiley, 1988).

En la serie de elementos ferrosos los átomos tienen un arreglo en su último orbital, que permiten el intercambio de electrones, que juntos producen un fuerte campo magnético según sea el arreglo de los átomos (Robinson y Wiley, 1988).

Al tipo de alineación atómica de los elementos ferrosos se denominará como ferromagnéticos, antiferromagnéticos y ferrimagnéticos.

a) Ferromagnéticos: Son materiales que en su estructura atómica los spins están alineados en la misma dirección, produciendo un fuerte campo. Los principales minerales son: hierro, níquel y cobalto.

b) Antiferromagnéticos: Son las sustancias que tienen un acoplamiento antiparalelo en sus arreglos atómicos, el campo en este caso resulta estar balanceado. La hematita es uno de los ejemplos de materiales antiferromagnéticos.

c) Ferrimagnéticos: El sentido de los átomos en este caso es opuesto en su dirección, pero uno de los dos predomina. El mineral más abundante es la magnetita.

1.5 Aeromagnetometría

Durante un estudio aeromagnético, se utilizan magnetómetros montados en una aeronave para medir la intensidad y la dirección del campo magnético en diferentes ubicaciones. Estos magnetómetros registran pequeñas variaciones en el campo magnético causadas por las propiedades magnéticas de las rocas y minerales presentes en la superficie y subsuelo.

La interpretación de los datos aeromagnéticos involucra el análisis y procesamiento de los registros magnéticos para identificar patrones, tendencias y correlaciones espaciales. Esto permite a los geólogos y expertos en recursos naturales realizar mapas detallados del campo magnético y generar modelos geológicos que ayuden a guiar la exploración y la toma de decisiones en la industria minera, la planificación del uso de la tierra y otros campos relacionados.

2. La percepción remota aplicada a la detección de mineralización.

La teledetección, también conocida como percepción remota o Remote Sensing, es una disciplina científica que se ha consolidado como una herramienta esencial en diversas áreas de estudio, desde la oceanografía hasta la geología, pasando por la agricultura, el medio ambiente y, por supuesto, la minería. Esta técnica se basa en el uso de sensores para medir la energía electromagnética reflejada o emitida por un objeto o área geográfica, sin necesidad de contacto físico (Zhu *et al.*, 2019).

En el ámbito de la minería, la teledetección se ha convertido en una herramienta invaluable para la exploración de yacimientos minerales, porque permite identificar minerales asociados a diferentes depósitos minerales, proporcionando información crucial para la planificación y ejecución de actividades de exploración y explotación minera (Pour *et al.*, 2021). Además, la teledetección ha demostrado ser eficaz para el monitoreo de la degradación del terreno en contextos mineros, lo que es esencial para la gestión efectiva de las tierras afectadas por las actividades mineras post-explotación (Song *et al.*, 2020).

En este capítulo, se pone un énfasis particular en la teledetección como una herramienta esencial en la minería. Se explorarán diversas técnicas de teledetección, con el objetivo de aplicarlas en la búsqueda específica de yacimientos minerales de tipo SEDEX o VMS. Este enfoque permitirá una comprensión más profunda de cómo estos métodos pueden ser utilizados de manera efectiva en la exploración mineral, subrayando su potencial para mejorar la eficiencia y precisión en la detección de cuerpos minerales.

2.1 Elementos de la percepción remota

Para que se lleve a cabo la percepción remota se necesitan los siguientes elementos:

Fuente de energía: en el contexto de la teledetección se refiere al origen del flujo electromagnético que será detectado por los sensores. Esta energía, que puede ser natural como la luz solar, o artificial en el caso de la teledetección activa, interactúa con la superficie terrestre y es reflejada o emitida de nuevo, proporcionando información valiosa sobre las características de la superficie (Jenicka y Jenicka, 2021).

Superficie terrestre: compuesta por una diversidad de materiales que emergen en la superficie de nuestro planeta, incluye elementos como la vegetación, el suelo, el agua y las construcciones humanas. Estos elementos interactúan con la radiación electromagnética proveniente del sol, reflejándola o emitiéndola en función de sus propiedades físicas y químicas. Esta interacción es fundamental para la teledetección, ya que permite la identificación y caracterización de estos elementos a través de su respuesta espectral (Chuvienco, 2020).

Sensor: es un dispositivo que se monta a bordo de un satélite, avión o dron con el objetivo principal de captar la energía que emana de la superficie terrestre. Esta energía, una vez captada por el sensor, se codifica para su posterior análisis y uso en diversas aplicaciones, desde la teledetección hasta la cartografía y la monitorización medioambiental (Campbell y Wynne, 2011).

Servicios de adquisición de imágenes satelitales: se refieren a las diversas plataformas proporcionadas por varias organizaciones que ofrecen acceso a imágenes satelitales. Estas imágenes, que han sido codificadas con información derivada de la energía reflejada de la superficie terrestre, son fundamentales para una amplia gama de aplicaciones, desde la monitorización medioambiental hasta la planificación urbana y la exploración mineral. Estos servicios han revolucionado la forma en que recopilamos y utilizamos los datos geoespaciales, permitiendo un

acceso sin precedentes a información detallada y actualizada sobre nuestro planeta (Chuvienco, 2020).

2.2 Radiación electromagnética.

La radiación electromagnética se ha explicado por dos teorías complementarias:

1) Aquella que la concibe como un haz ondulatorio que resultan de oscilaciones en los campos eléctrico y magnético, y que viajan a la velocidad de la luz por el espacio; esta teoría es propuesta por Huygens y Maxwell (Figura 10).

2) La que considera como una sucesión de unidades discretas de energía, fotones o cuantos, con masa igual a cero propuestas por Planck y Einstein (Chuvienco, 2020). Finalmente, Broglie en 1924 unifica la teoría electromagnética y la de los cuantos demostrando la doble naturaleza de la luz.

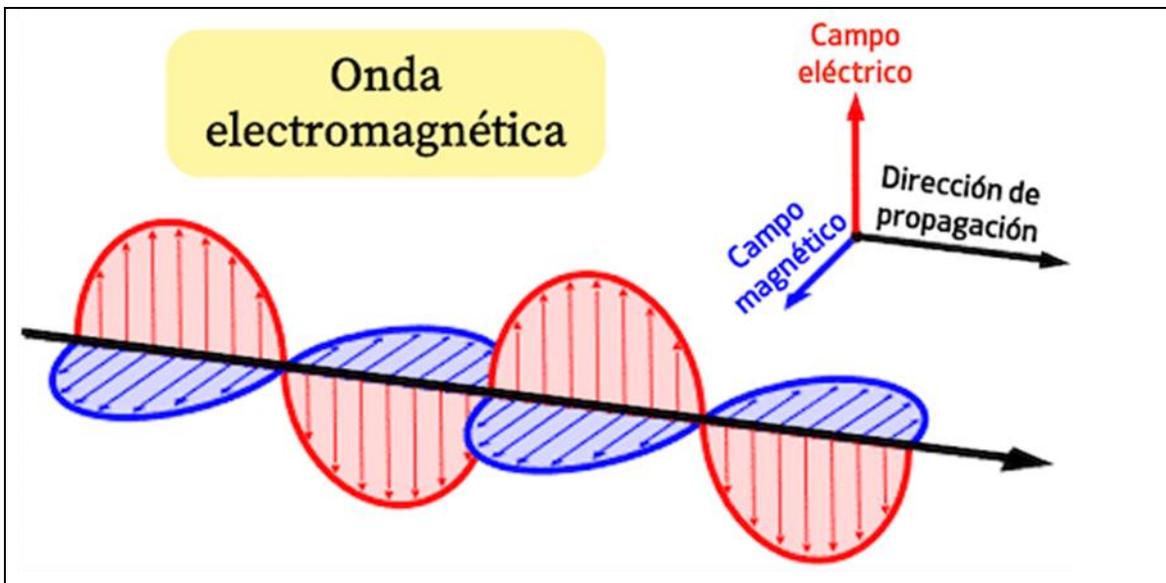


Figura 10: Radiación electromagnética. La teoría uno, la explica como un haz ondulatorio que resultan de oscilaciones en los campos eléctrico y magnético, y que viajan a la velocidad de la luz por el espacio. <https://www.ingenierizando.com/cinematica/onda-electromagnetica/>.

2.3 Espectro electromagnético

La energía radiada se comporta acorde con la teoría ondulatoria de la luz: ondas que se caracterizan por su tamaño (longitud de onda medida en metros) y frecuencia (medida en Hertz). Estas a su vez tienen la relación que entre más pequeña es la longitud de onda, más grande es la frecuencia. La organización de estas longitudes de onda o frecuencias se denominan espectro electromagnético (Barrera Zuñiga *et al.*, 2015) (Figura 11).

A continuación, describiré las diferentes regiones del espectro electromagnético:

Rayos Gamma (menores a 0.003 nm): Estos rayos son absorbidos por la atmósfera y no son detectables por sensores remotos.

Rayos X (0.003 nm a 30 nm): También son absorbidos por la atmósfera y no se utilizan en aplicaciones de sensores remotos.

Rayos Ultravioleta (30 nm a 400 nm): Aunque parte de esta radiación es absorbida por el ozono (O₃), algunas regiones de los rayos ultravioleta logran atravesar la atmósfera.

Espectro Visible (400 nm a 700 nm): Esta región incluye tres rangos de colores primarios: Azul (0,4 μm - 0,5 μm), Verde (0,5 μm - 0,6 μm), Rojo (0,5 μm - 0,6 μm)

Infrarrojo cercano (700 nm - 1300 nm): Proporciona información sobre el estado celular de la vegetación.

Infrarrojo medio (1300 nm - 8000 nm): Permite estimar el contenido de humedad en la vegetación y detectar focos de alta temperatura.

Infrarrojo lejano o térmico (8000 nm - 14000 nm): En esta región, se detecta el calor emitido por los cuerpos.

Microondas: Estas ondas penetran a través de nubes, neblina y lluvia. Se utilizan en sistemas activos y pasivos de escaneo.

Radio: Las ondas de radio tienen longitudes de onda más largas, superiores a 10 metros. Son generadas por transmisores de radio y recibidas por receptores de radio.

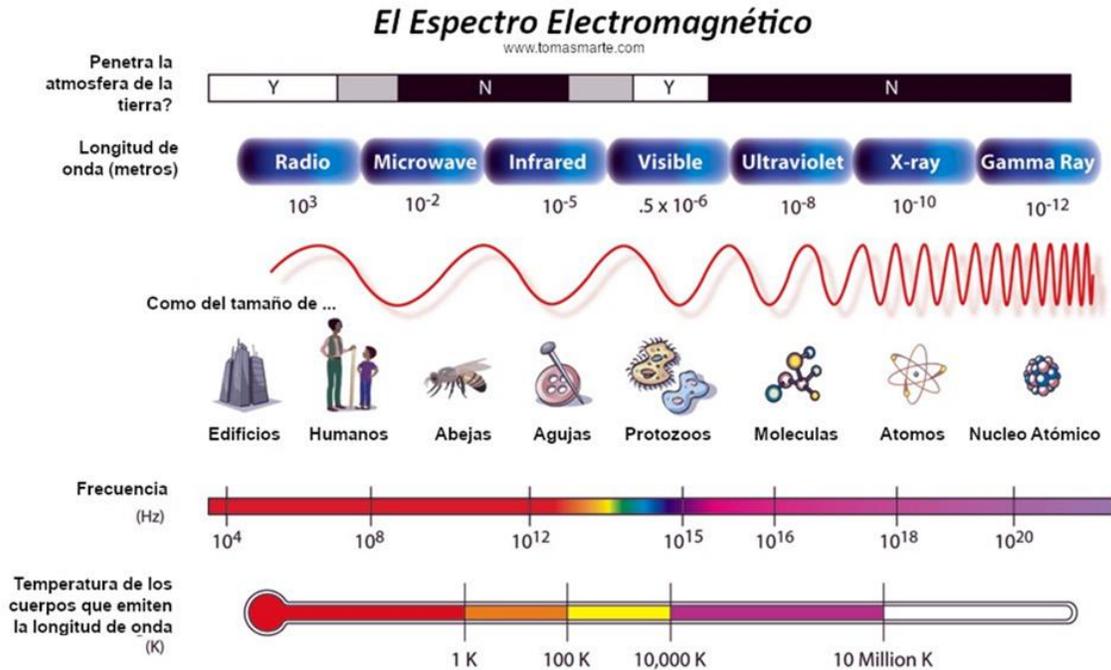


Figura 11: Espectro electromagnético. El espectro electromagnético abarca todas las formas de radiación que se propagan en forma de ondas electromagnéticas, englobando así todas las variaciones de estas ondas.

2.4 Firma espectral

El emisor de radiación más usual para imágenes de teledetección es el Sol. El sol emite la radiación y cada tipo de superficie interactúa con la radiación de diferente manera, absorbiendo unas longitudes de onda muy concretas y reflejando otras diferentes en unas proporciones determinadas (Figura 12). A este comportamiento se le llama firma espectral (Barrera Zuñiga, *et al.*, 2015).

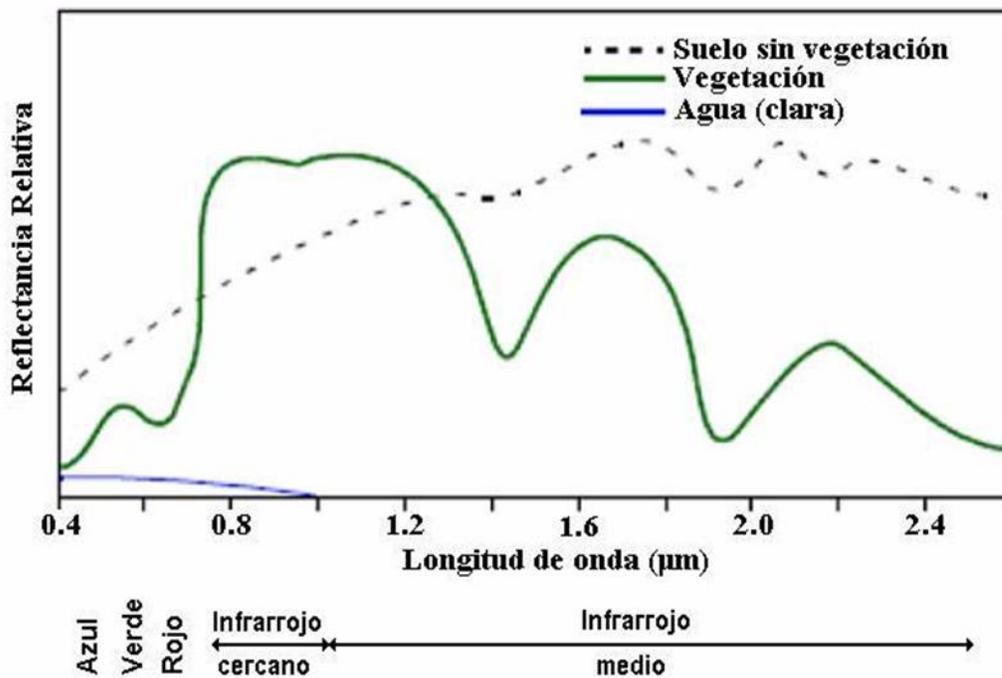


Figura 12: Firmas espectrales. Los diferentes materiales de la corteza terrestre presentan una firma espectral única, en la gráfica se puede observar que la línea azul es la respuesta espectral del agua, la cual abarca un rango que va de 0.4 a 0.9 µm. www.peruvia-gallery.com/pr_b.htm

2.5 Resoluciones en una imagen de satélite.

2.5.1 Resolución espacial

La resolución espacial es el tamaño del píxel, también denominado por diferentes autores como IFOV (campo instantáneo de visión) que es la sección angular (en radianes) observada en un momento determinado, ya que el tamaño del píxel en una escena es variable incrementándose conforme nos alejamos del punto (Jensen, 2004).

2.5.2 Resolución espectral

La resolución espectral está determinada por el número y la anchura de las bandas espectrales de un sensor, lo que determina su capacidad para obtener información a lo largo del espectro electromagnético. Un mayor número de bandas en un sensor aumenta su resolución espectral y la capacidad para identificar distintos objetos en una imagen satelital (Jensen, 2007).

2.5.3 Resolución temporal

La resolución temporal indica el intervalo de tiempo entre los pasos del satélite sobre la vertical de un punto específico. Este parámetro determina la frecuencia con la que se adquieren imágenes de una misma área. Por ejemplo, Landsat 7 revisa la misma zona cada 16 días (Jensen, 2007), mientras que ASTER, MERIS, MODIS y SEVIRI tienen intervalos de captura de imágenes de 16 días, 3 días, 1 a 2 días y 15 minutos respectivamente (Chuvieco, 2020).

2.5.4 Resolución radiométrica

La resolución radiométrica indica la sensibilidad del sensor para discriminar pequeñas variaciones en la radiación captada. Se expresa típicamente en el número de bits necesarios para almacenar la información de cada píxel. Por ejemplo, los sensores Landsat (5 y 7) utilizan 8 bits, lo que proporciona 256 niveles de energía detectables (Jensen, 2007). Sensores como ASTER utilizan de 8 a 12 bits, MERIS y MODIS utilizan 12 bits, y SEVIRI utiliza 10 bits (Villajos et al., 2008). Una mayor precisión radiométrica permite captar más detalles en la imagen. *ASTER* 8 a 12 bits, *MERIS* 12 bits, *MODIS* 12 bits, *SEVIRI* 10 bits (Villajos et al., 2008).

2.6 Sensor ASTER

El sensor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) fue desarrollado como un proyecto conjunto entre la NASA de Estados Unidos y el Ministerio de Comercio, Economía e Industria de Japón (METI). Fue lanzado el 18 de diciembre de 1999 a bordo del satélite TERRA, con la colaboración de científicos de ambos países (Abrahams, 2000; Left, 2000). El satélite TERRA sigue una órbita heliosincrónica, lo que significa que pasa sobre un punto específico de la Tierra a la misma hora solar, excepto en el cruce del Ecuador, donde ocurre aproximadamente a las 10:30 hora local solar, con una diferencia de 30 minutos respecto al Landsat (Yamaguchi et al., 2001).

2.6.1 Características del sensor ASTER

Este sensor tiene un ancho de barrido de 60x60 Km. Capta imágenes orbitando a una altura de 705 Km, con una resolución temporal de 16 días (*Aster User Manual*). Las imágenes *ASTER* se componen de 14 bandas (Tabla 1) que cubren distintas porciones del espectro electromagnético, el subsistema *VNIR* obtiene información del visible e infrarrojo cercano (0,52 – 0,86 μm) con una resolución espacial de 15 metros. El subsistema *SWIR* obtiene información del infrarrojo de onda corta (1,600 – 2,430 μm) con una resolución espacial de 30 metros y el subsistema *TIR* obtiene información del infrarrojo térmico (8,125 – 11,65 μm) con una resolución de 90 m Fujisada, H. (1995). Muchas de las características espectrales de las rocas son encontradas en la porción infrarroja térmica del espectro, el sensor satelital más importante que proporciona dicha información es *ASTER* (Jensen, 2007).

Tabla 1. Bandas del sensor ASTER con su rango espectral y su resolución espacial.

Subsistema	Banda n°	Rango espectral	Resolución espacial
VNIR	1	0.52 – 0.60 μm	15 M
	2	0.63 – 0.69 μm	
	3N	0.78 – 0.86 μm	
	3B	0.78 – 0.86 μm	
SWIR	4	1.600 – 1.700 μm	30 M
	5	2.145 – 2.185 μm	
	6	2.185 – 2.225 μm	
	7	2.235 – 2.285 μm	
	8	2.295 – 2.365 μm	
	9	2.360 – 2.430 μm	
TIR	10	8.125 – 8.475 μm	90 M
	11	8.475 – 8.825 μm	
	12	8.925 – 9.275 μm	
	13	10.25 – 10.95 μm	

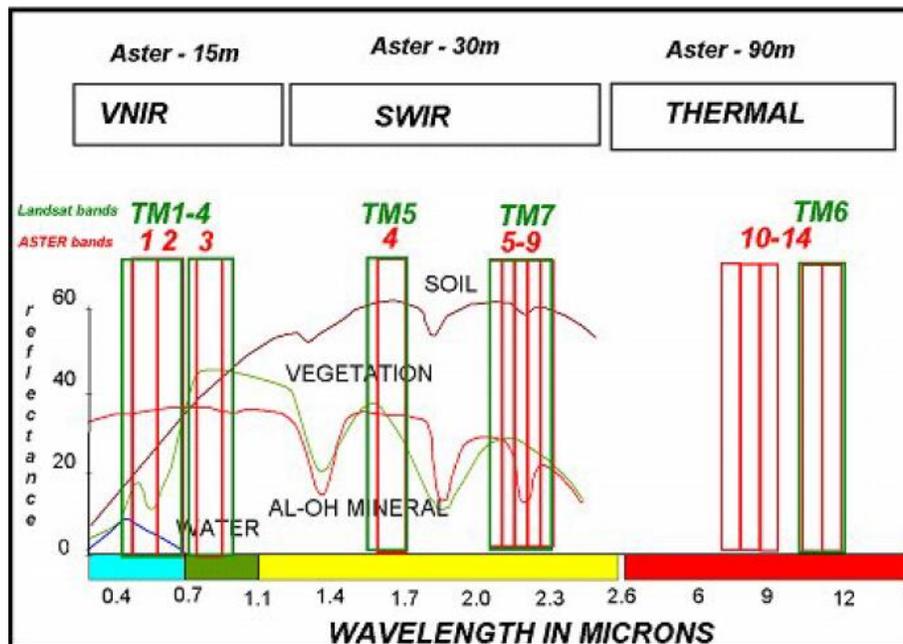


Figura 13: Cubrimiento espectral del sensor ASTER. El sensor ASTER posee diferente cubrimiento espectral dependiendo de la distancia como podemos observar en la gráfica. (Tomado de Kalinowski et al., 2004).

Así, el sensor *ASTER*, tiene seis bandas (4-9) que cubren el rango del infrarrojo (longitud de onda corta -*SWIR*-). La banda 6 se centra en las características de absorción de las arcillas, las cuales a menudo están asociadas con alteraciones hidrotermales y por lo mismo, sirven como guías de exploración para potencial mineral económico. La banda 8 se centra en las características de absorción de los carbonatos, permitiendo la discriminación global de calizas y dolomias de otras rocas. Las bandas (10-14) cubren el rango del infrarrojo termal (*TIR*). Las bandas 10, 11 y 12 están diseñadas para detectar sulfatos y las características espectrales de la sílice (Figura 13). El cociente de la reflectancia de la banda 6 con la banda infrarroja térmica 10, permite la discriminación entre minerales comunes como la alunita y la anhidrita. La banda 14 se centra en las características espectrales de absorción de los carbonatos, que complementa la banda 8 (Yamaguchi et al., 2001).

2.6.2 Subsistema infrarrojo visible y cercano (*VNIR*)

El subsistema *VNIR* obtiene imágenes del visible e infrarrojo cercano (0.52-0.86 μm). Contiene tres bandas con una resolución espacial de 15 metros, además tiene una banda adicional que permite visión estereoscópica y la generación del Modelo

Digital de Terreno de cada escena. Estas bandas captan vibraciones de los metales de transición, en especial hierro, por lo que permite identificar zonas con presencia de minerales tales como la hematita, goethita, limonita etc. Debido a que solo tiene 3 bandas solo es capaz de identificar zonas con presencia de estos minerales, mas no diferenciarlos con exactitud (Casanova *et al.*, 2004).

2.6.3 Subsistema infrarrojo de onda corta (SWIR)

El subsistema *SWIR* capta las vibraciones moleculares de hidratos e hidróxidos de aluminio, hierro, magnesio y carbonatos, gracias a las 6 bandas que posee este subsistema en el espectro electromagnético. Es en estas bandas donde se pueden presenciar las características de absorción de los minerales de alteración hidrotermal y diferenciarlos por los tres principales tipos de alteración; argílica, fílica y propilítica, en los rangos de 2.165 μm , 2.209 μm , 2.360 μm , respectivamente. Este rango es utilizado ampliamente por los sensores hiperespectrales y multiespectrales para el mapeo de zonas de minerales, específicamente buscados en la exploración minera (Casanova *et al.*, 2004).

2.6.4 Subsistema infrarrojo térmico (TIR)

El subsistema *TIR* permite identificar minerales formadores de rocas, aquellos que son ricos en silicatos. Estos minerales formadores de rocas poseen sus picos de absorción en este rango del espectro, por lo cual, las 5 bandas son capaces de detectar las moléculas de los silicatos y también, permiten determinar la cantidad de sílice. Además de la identificación de estos minerales, permite hacer estudios relacionados a la temperatura del suelo. Estas bandas tienen una resolución espacial de 90 metros (Casanova *et al.*, 2004).

3. Aplicación de métodos de análisis geoespacial para identificar yacimientos minerales.

La realización de este trabajo constara de cinco etapas las cuales se describirán a continuación

3.1 Etapa de gabinete

La fase inicial de la investigación consistió en la recopilación exhaustiva de información relevante sobre la zona de estudio. Este proceso se centró en la identificación de áreas de alteración que podrían estar asociadas con zonas de interés mineralógico. Para ello, se recurrió a una variedad de fuentes de datos, incluyendo cartas topográficas, datos magnéticos, mapas geológicos e imágenes satelitales proporcionadas por ASTER.

A partir de la información recopilada, se elaboró un mapa base detallado. Este mapa sirvió como una guía esencial durante la siguiente fase de la investigación: el trabajo de campo. En esta etapa, se realizó un reconocimiento directo y detallado de la zona de estudio, utilizando el mapa base como referencia para la identificación y exploración de las áreas de interés.

3.2 Etapa de Teledetección

3.2.1 Pre - procesamiento de la imagen *ASTER*

3.2.1.1 Corrección Radiométrica

Debido a que el sensor del satélite orbita a una altitud de aproximadamente 705 km, la respuesta radiométrica que capta desde la superficie terrestre se ve afectada por su paso a través de la atmósfera. Uno de los efectos principales de la atmósfera en las radiaciones visibles e infrarrojas cercanas es la dispersión causada por las moléculas de los gases, conocida como dispersión de Rayleigh. Además, la presencia de partículas atmosféricas de tamaño similar a las longitudes de onda (aerosoles) también causa efectos de dispersión (Huanacuni, 2014).

Durante la captura de imágenes, se producen distorsiones radiométricas relacionadas con la iluminación, la composición y la estructura atmosférica. Para corregir estos errores y distorsiones, se aplica la corrección radiométrica, la cual ajusta los valores de los píxeles en la imagen. Esto garantiza que los valores de los píxeles representen con precisión la reflectancia o emisión de la superficie terrestre, convirtiendo los números digitales (ND) en valores de radiancia (Badaracco, 2014). Además, la corrección radiométrica puede incluir la normalización de las imágenes para facilitar su comparación directa, especialmente útil cuando se trabaja con imágenes adquiridas en diferentes momentos o mediante diferentes sensores (Jensen, 2007).

3.2.1.2 Corrección Atmosférica

La presencia de aerosoles y vapor de agua dispersa selectivamente la radiación que viaja entre la superficie terrestre y el sensor. Como resultado, la radiancia detectada por el sensor no coincide exactamente con la que emana de la superficie terrestre, ya que incluye un porcentaje adicional debido al efecto dispersor de la atmósfera (Chuvienco, 1990). Esta corrección se llevó a cabo para mitigar los efectos atmosféricos en las imágenes satelitales capturadas por ASTER.

3.2.1.3 Corrección atmosférica térmica

La Corrección Atmosférica Térmica se utiliza para aproximar y eliminar las contribuciones atmosféricas de los datos de radiación infrarroja térmica. Normalización de emisividad, la radiación emitida desde una superficie en las longitudes de onda infrarrojas térmicas es una función tanto de la temperatura superficial como de la emisividad. La emisividad se relaciona con la composición de la superficie y se utiliza a menudo para la cartografía constituyente de la superficie. *ENVI* utiliza la técnica “*emissivity normalitation*” para separar la información de emisividad y temperatura en datos medidos con sensores infrarrojos térmicos (Hernández-Baquero, 2000). Esta corrección solamente fue aplicada al subsistema *TIR*.

3.2.1.4 Layer Stacking y corte

El proceso de “Layer Stacking” o apilamiento de capas en imágenes satelitales, es una técnica que permite combinar múltiples bandas de una imagen en una sola imagen multibanda¹. Este proceso es esencial para la visualización y análisis de imágenes de teledetección, ya que permite la interpretación simultánea de diferentes bandas espectrales (Siart *et al.*, 2020). En el caso de la imagen ASTER, esta está compuesta por tres subsistemas: VNIR (Visible and Near Infrared), SWIR (Short Wave Infrared) y TIR (Thermal Infrared). Para permitir la realización de combinaciones y cocientes de bandas entre los subsistemas VNIR y SWIR, se realizó una unión y corte entre estos. Al subsistema TIR solo se le hizo un corte.

3.2.1.5 Elaboración de máscara

Para resaltar las zonas con presencia de minerales de alteración, fue conveniente realizar un enmascarado de agua, vegetación, poblados y suelos agrícolas, para no generar ruido al momento de definir los valores.

3.2.2 Procesamiento de la imagen ASTER

Si bien existen varios métodos de procesamiento digital de imágenes, tales como la combinación de bandas, análisis de componentes principales, índices normalizados, filtros, etc., en este trabajo se usaron:

3.2.2.1 Análisis espectral

El método de análisis espectral se fundamenta en comparar el espectro de un material conocido con el espectro del material desconocido en la imagen. Este proceso se basa en la absorción para correlacionar los espectros de la imagen con los espectros de referencia. Es crucial que los datos estén corregidos por radiancia para obtener características espectrales precisas por absorción. Los espectros de las rocas obtenidos por ASTER y USGS son firmas recopiladas mediante espectrómetros de amplio espectro, lo que resulta en gráficos detallados (Figura 14). Esta metodología permite comparar las firmas espectrales obtenidas de las imágenes capturadas por ASTER (Mariñas-Marín, 2018).

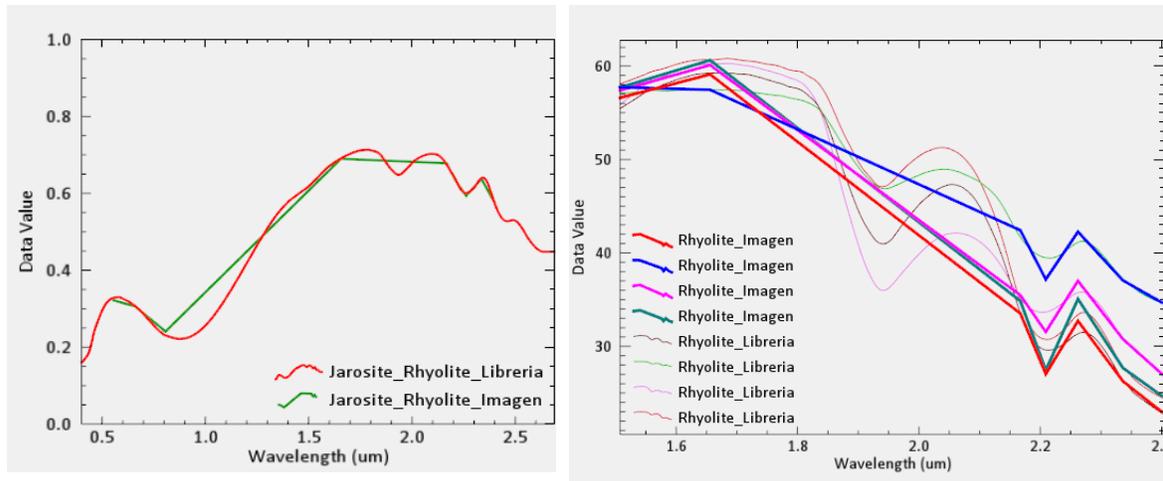


Figura 14: Grafica de respuesta espectral. En estas graficas podemos observar la respuesta espectral de las riolitas. (Tomado de Mariñas-Marín, 2018).

3.2.2.2 Combinación de bandas

El método de combinación de bandas RGB; consiste en asignar una banda de cualquier subsistema a uno de los canales RGB, con el fin de resaltar características de reflexión y de absorción de los materiales a identificar. Esto nos dará una imagen de falso color de diferentes tonalidades, diferenciando los materiales que se encuentran en la zona de estudio (Liu *et al.*, 2018) (Figura 15).



Figura 15: Imagen ASTER con combinación RGB 321 subsistema VNIR.

La banda 3 (0.78-0.83 μm) está en el canal rojo; la banda 2 (0.63-0.69 μm) está en el canal verde; y la banda 1 (0.52-0.60 μm) está en el canal azul. Las bandas 1 y 2, se encuentran en el rango visible, y la banda 3, están en el rango del infrarrojo cercano. La imagen resultante, tiene una marcada coloración rojiza, ya que el infrarrojo está en el canal 3 (Figura 16). En esta ser resalta la vegetación con el

color rojo vivo, y corresponde con los cauces de los arroyos donde hay humedad. Litológicamente, puede notarse que la unidad basáltico-andesítica, tiene una coloración más oscura, debido a la presencia de minerales ferromagnesianos. Los cuerpos de agua, al absorber la radiación de estas bandas, se presentan en color negro. La resolución espacial de esta imagen es de 15 m.



Figura 16: Imagen ASTER en combinación de bandas RGB 864 en el subsistema SWIR.

La banda 8 (2.295-2.365 μm) está en el canal rojo; la banda 6 (2.185-2.225 μm) está en el canal verde; y la banda 4 (1.600-1.700 μm) está en el canal azul. Todas las bandas están en el rango del infrarrojo cercano (*SWIR = Short Wave Infrared*, por sus siglas en inglés). A diferencia de la figura, la resolución espacial es de 30 metros, por eso, hay una menor definición en la imagen. En esta imagen resaltan las partes planas de las mesas, que tiene un alto albedo (colores blancos, por efecto topográfico), por la alta reflectancia; mientras que los cuerpos de agua, al absorber la radiación de estas bandas, se presentan en color negro (Figura 16).

3.2.2.3 Cocientes de bandas

Dado que las respuestas espectrales de las rocas pueden ser similares, la diferenciación de las litologías puede ser un desafío. Para superar esto, se utilizan técnicas como los cocientes de bandas algunas de las cuales podemos ver en la Tabla 2, que implican la división de píxeles almacenados en dos o más bandas de la misma imagen. Esta técnica permite discriminar entre materiales con comportamientos reflectivos diferentes. En el cociente, se coloca en el numerador la banda donde el mineral o alteración tiene un mayor pico de reflectividad, y en el denominador, la banda con pico de absorción o menor reflectividad (Rodríguez, 2010).

Los cocientes de bandas, propuestos por Kalinowski y Oliver en 2004, sirven como base para la extracción de información de los minerales que constituyen las rocas. Con estos índices, es posible detectar óxidos, sílice, cuarzo, arcillas, entre otros. Para facilitar el análisis, cada imagen de cocientes se convierte en formato de 8 bits, lo que limita el valor máximo de un píxel a 255. A partir de los datos estadísticos calculados, se asigna un umbral (threshold) para definir las anomalías o zonas con alta probabilidad de contener minerales de alteración (Gutiérrez-Llanas, 2021) (*Ecuación 7*).

$$TH = M + DS \rightarrow 92\% \text{ de confianza} \quad (7)$$

Donde:

TH es el umbral

M es la media

DS es la desviación estándar

Tabla 2. Cocientes de bandas y sus umbrales.

Cociente	Min	Max	Media	D. Estándar	TH
$Fe^{2+} [(5/3) + (1/2)]$	0	255	146.24	70.83	217
$Fe^{+3} (2/1)$	0	255	175.30	74.25	249
Óxidosféricos (4/3)	0	255	45.88	23.79	70
Caolinita (7/5)	0	255	170.77	81.98	253
Arcillas $[(5 \times 7) / 6^2]$	0	255	112.15	54.05	166
$SiO_2 (13/12)$	0	255	203.69	44.32	248
Rocas ricas en cuarzo (14) / (12)	0	255	202.74	43.87	247

3.4 Lineamientos

El control estructural es de suma importancia al momento de localizar zonas mineralizadas, por ello se realizó un análisis de los lineamientos de la zona de estudio.

Para esto se efectuó un modelo digital de elevación, el cual se trabajó con el *software ArcGIS*, en donde se le aplicó un sombreado el cual simula la posición del sol y esto hace que las líneas que generan los elementos estructurales sean más visibles, con esto se fue marcando cada una de las líneas que estos elementos generaban, para después examinar su longitud e inclinación.

Ya con los datos de longitud e inclinación se seleccionaron los más representativos, para después graficarlo con ayuda del *software stereonet*.

3.5 Etapa de laboratorio

3.5.1 Láminas delgadas

La preparación de láminas delgadas implica varios pasos detallados:

Inicialmente, se seleccionan las rocas que exhiben características de interés. Luego, se cortan con una cortadora de disco hasta obtener cubos. Estos cubos se pulen gradualmente utilizando abrasivos, comenzando desde grano 80 hasta llegar a grano 1000. Posteriormente, las muestras se someten a un proceso de calentamiento para eliminar la humedad y evitar problemas durante la adhesión.

Una vez preparadas, se adhiere la cara pulida del cubo de roca al portaobjetos utilizando resina epoxi. Durante este proceso, se aplica presión para asegurar que no se formen burbujas y se deja secar adecuadamente.

Después del secado completo, se procede a cortar el prisma hasta obtener un grosor aproximado de 300 μm . Luego, se realiza un desbastado adicional para ajustar el grosor final deseado, típicamente alrededor de 30 μm .

3.6 Procesamiento de datos geofísicos

El levantamiento aeromagnético del área de estudio fue realizado por el entonces Consejo de Recursos Minerales (CRM, hoy Servicio Geológico Mexicano, SGM) entre los años de 1985 y 1996, utilizando un avión *Islander* BN2-B27, equipado con un magnetómetro fijo de vapor de Cesio marca *Scintrex* CS-2 con una resolución de 0.001 nT (nanoteslas), y con un magnetómetro *Geometrix* G803 con una resolución de 0.25 nT. El vuelo realizado fue de contorno con una altura de vuelo de 450 m y con líneas de rumbo N-S a cada 1000 m. en una dirección N-S.

El estudio aeromagnético aquí presentado consistió en el procesamiento, análisis e interpretación de datos digitales que se obtuvieron del SGM cubriendo una superficie de 656474 km².

Los datos iniciales fueron pre-procesados por el SGM (Bhattacharyya, 1971) y posteriormente se trabajó la información digital a través de un software de la empresa *Geosoft* (*Oasis-montaj versión escolar*).

De los datos magnéticos aéreos se generó un mapa de la configuración del campo magnético residual (CMR) a través de sustraerle a los datos del campo magnético total el Campo de Referencia Geomagnético Internacional (IGRF).

A partir de los mapas de campo magnético residual (CMR), se realizaron los de campo magnético reducido al polo (CMRP). Esta transformación simula un cambio de la inclinación magnética a la vertical, este enfoque elimina o reduce las variaciones causadas por la inclinación y declinación magnética (Baranov, 1957). Su fórmula es la siguiente (*Ecuación 8*):

$$P(u, v) = \frac{[\sin(I) - i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(I\alpha) + \cos^2(I\alpha) \cdot \cos(D - \theta)] \cdot [\sin^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]} \quad (8)$$

$$\text{si } (|I\alpha| < |I|), I\alpha = I$$

Donde:

I : Inclinación geomagnética

$I\alpha$: Inclinación para la amplitud de corrección siempre < 1

D : Declinación geomagnética

Se utilizó el método de reducción al polo como punto de partida para crear el mapa de señal analítica (SA). La señal analítica se define como la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas en las direcciones x, y, z. Este enfoque es efectivo para identificar los límites de los cuerpos de la fuente magnética, especialmente cuando factores como la remanencia y/o la baja latitud magnética dificultan la interpretación (Nabighian, 1972, 1974). (Ecuación 9).

$$P(u, v) = \sqrt{dx^2 + dy^2} + dy^2 \quad (9)$$

Para obtener la primera derivada en la dirección vertical (1aDz), se parte de la reducción al polo (CMPR) como base metodológica. Esta derivada calcula la variación del campo magnético en la dirección vertical sobre un punto específico. Su función principal es mejorar la definición de las anomalías magnéticas, permitiendo una mejor localización espacial de los ejes y límites de estas anomalías. Esta herramienta interpretativa es fundamental para delimitar las fuentes causales y precisar los cambios en los gradientes del campo magnético, lo que conduce a una mejor identificación de las discontinuidades y su relación con la geología (Nabighian, 1984). (Ecuación 10).

$$P(u, v) = r^n \quad (10)$$

Donde:

n : orden de diferenciación

r : número de onda

Finalmente se realiza un mapa de ángulo de inclinación o tilt derivative en el cual el ángulo de inclinación (AI) iguala las amplitudes de la señal, y los picos de los datos transformados se sitúan sobre el centro del cuerpo que los causa, es usada a menudo para detectar los bordes en contactos geológicos, que pueden representar fracturas y/o fallas geológicas (*Ecuación 11*).

$$AI = \tan^{-1} \frac{PDV}{DHT} \quad (11)$$

Donde:

PDV: Primera derivada vertical

DHT: Derivada horizontal total

Indicando el vector resultante de la combinación de las primeras derivadas horizontales en las direcciones x y y, acentuando los cambios laterales abruptos de las propiedades físicas de las estructuras presentes en el subsuelo. La principal ventaja del filtro AI es que el valor de contorno igual a cero está cercano o se localiza sobre las fallas, fracturas, contactos o algún otro lineamiento geológico.

Posteriormente se midieron las anomalías para poder detectar si presentan alguna tendencia, después de medirlas se representan gráficamente en un diagrama de rosas con ayuda de un software de la empresa *stereonet*.

4. Comportamiento aeromagnetico y espectral de posibles cuerpos mineralizados tipo VMS o SEDEX.

4.1 Geofísica

4.1.1 Campo magnético reducido al polo:

El campo magnético reducido al polo sitúa las anomalías sobre los elementos que las causan. En el mapa podemos observar una gran variedad de anomalías, las más altas se localizan en la zona centro este y centro oeste mientras que las más bajas se encuentran principalmente en el centro del mapa y en los laterales. (Figura 18)

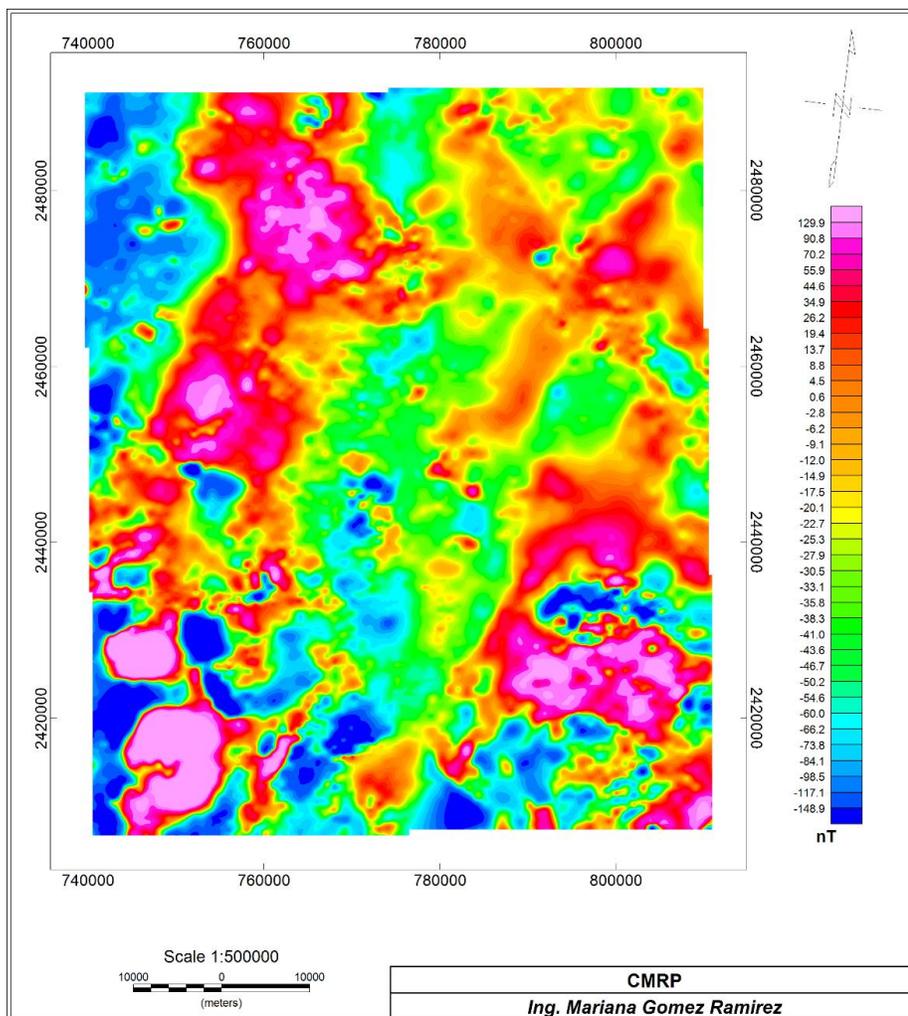


Figura 18: Mapa de campo magnético reducido al polo

4.1.2 Señal analítica

Con el filtro de señal analítica es posible delimitar cuerpos, en este mapa tenemos zonas con intensidad baja, intermedia y alta. las anomalías con mayor intensidad se presentan mayormente en la zona lateral sur, lo que nos podría indicar la presencia de algún cuerpo. mientras que las zonas de intensidad de intermedia se localizan mayormente en la zona norte oeste y finalmente las intensidades bajas las podemos encontrar en la zona norte este (Figura 19).

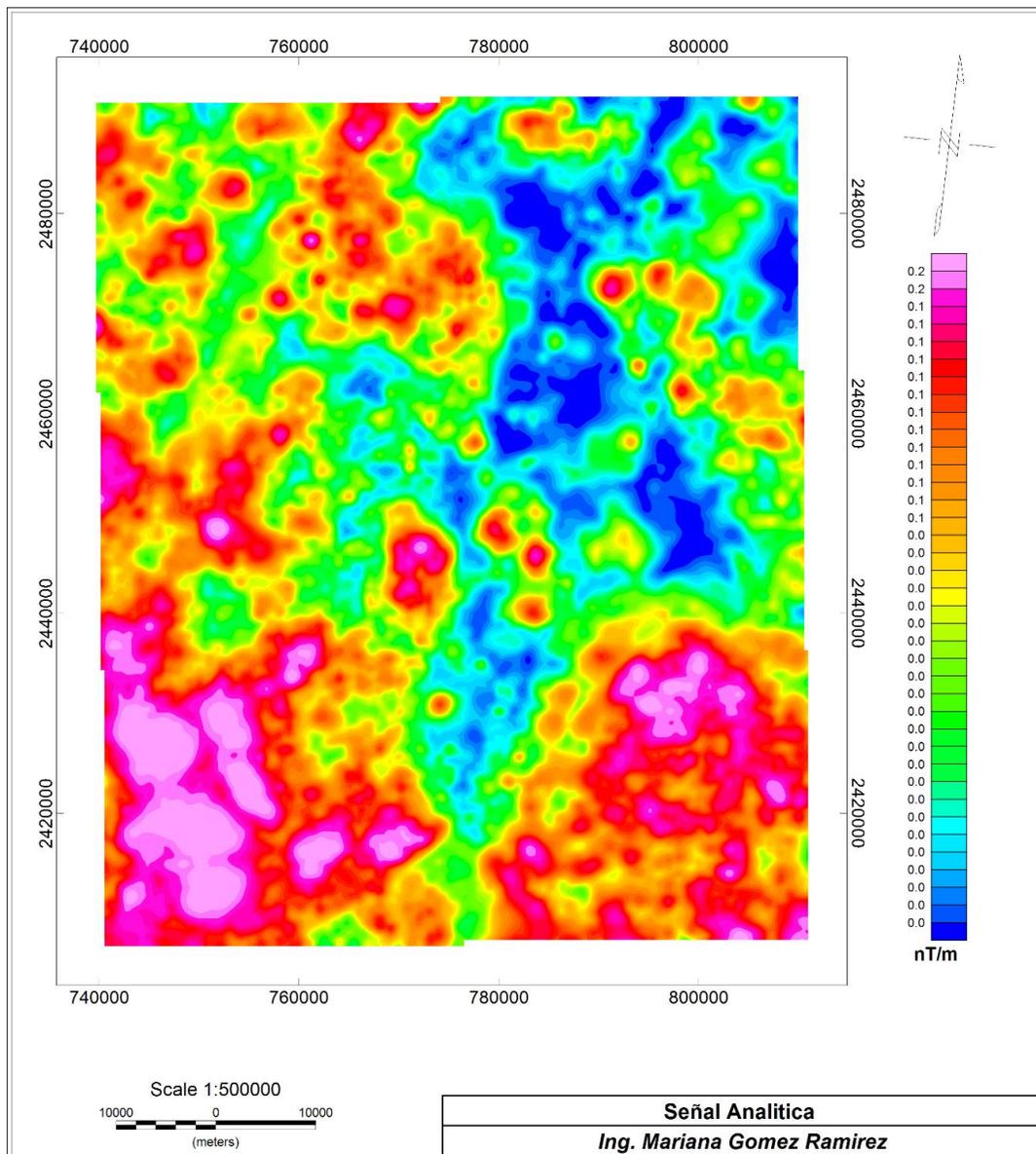


Figura 19: Mapa de Señal analítica.

4.1.3 Tilt derivative

En este mapa podemos ver que los lineamientos presentan una tendencia preferencial con orientación NE-SW, lo más probable es que esta tendencia se deba al sistema del graben de Aguascalientes (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996). (Figuras 20 y 21).

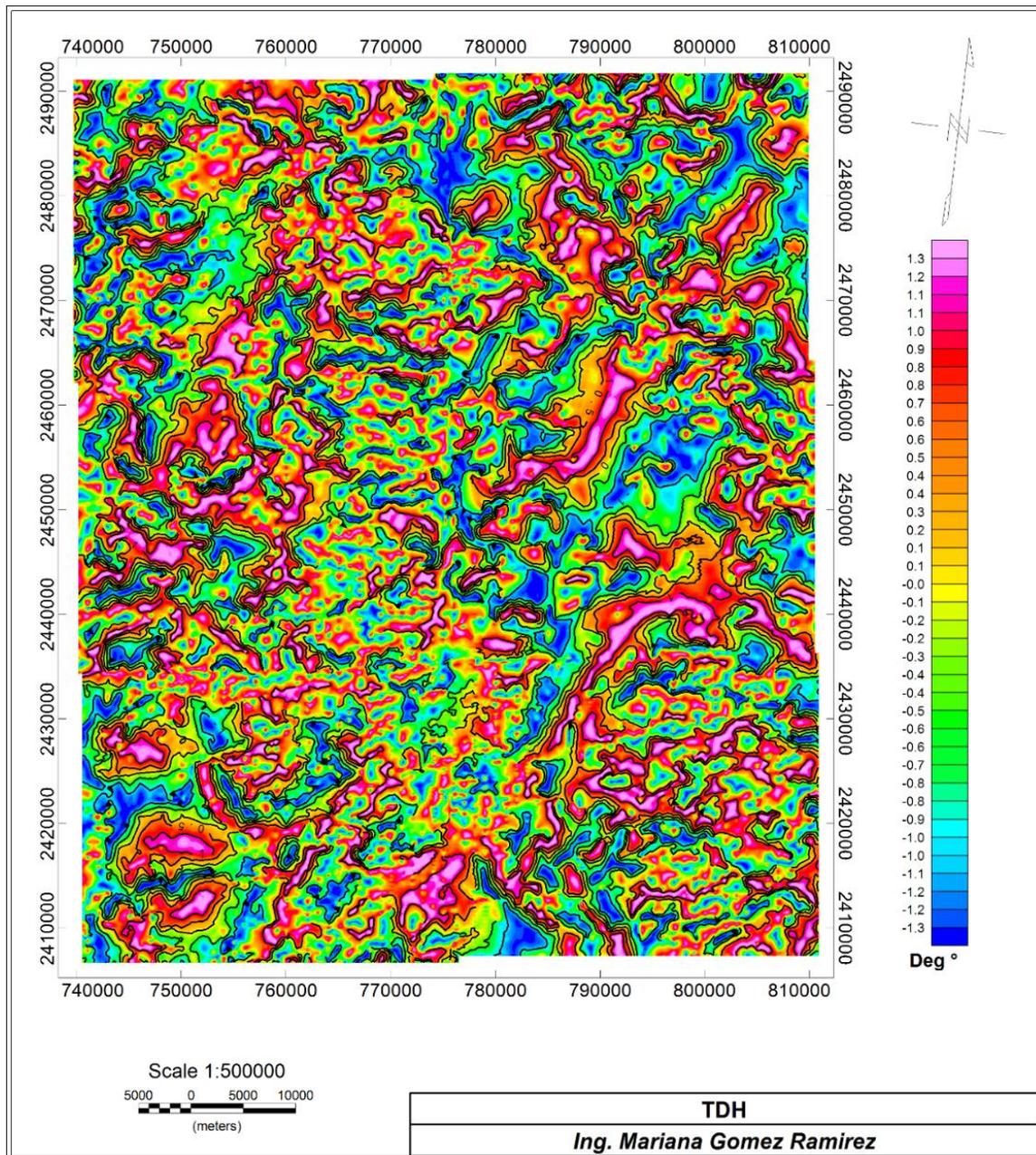


Figura 20: Mapa de Tilt Derivative

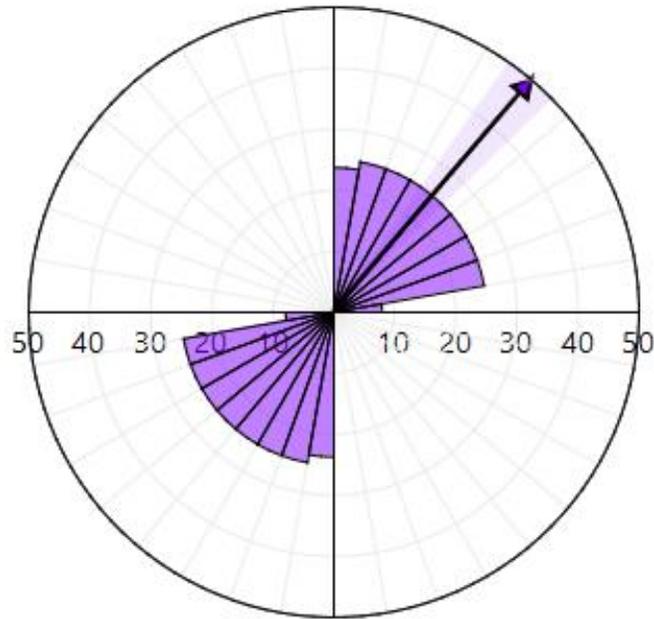


Figura 21: Diagrama de rosas

En el diagrama de rosas podemos observar gráficamente las direcciones de los lineamientos, encontramos tres tendencias principales la mayor tienen una orientación preferencial NE-SW, en un rango que va mayormente de 11° a 20° , siendo el valor máximo de 12.5° . de igual manera se observa una tendencia con orientación N-S la cual coincide con el sistema del graben de Aguascalientes, mientras que la tendencia más pequeña es hacia el Este la cual probablemente se deba al control estructural del eje Neovolcánico (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996) (Figura 21).

4.2 Dominios magnéticos

Contando ya con los mapas anteriores se conjuntaron el modelo digital de elevación, campo magnético reducido al polo, señal analítica y primera derivada para poder realizar perfiles los cuales nos ayudaron a delimitar los dominios magnéticos.

Se obtuvieron un total de veinte perfiles (Figura 22) con los cuales se definieron un total de nueve dominios magnéticos.

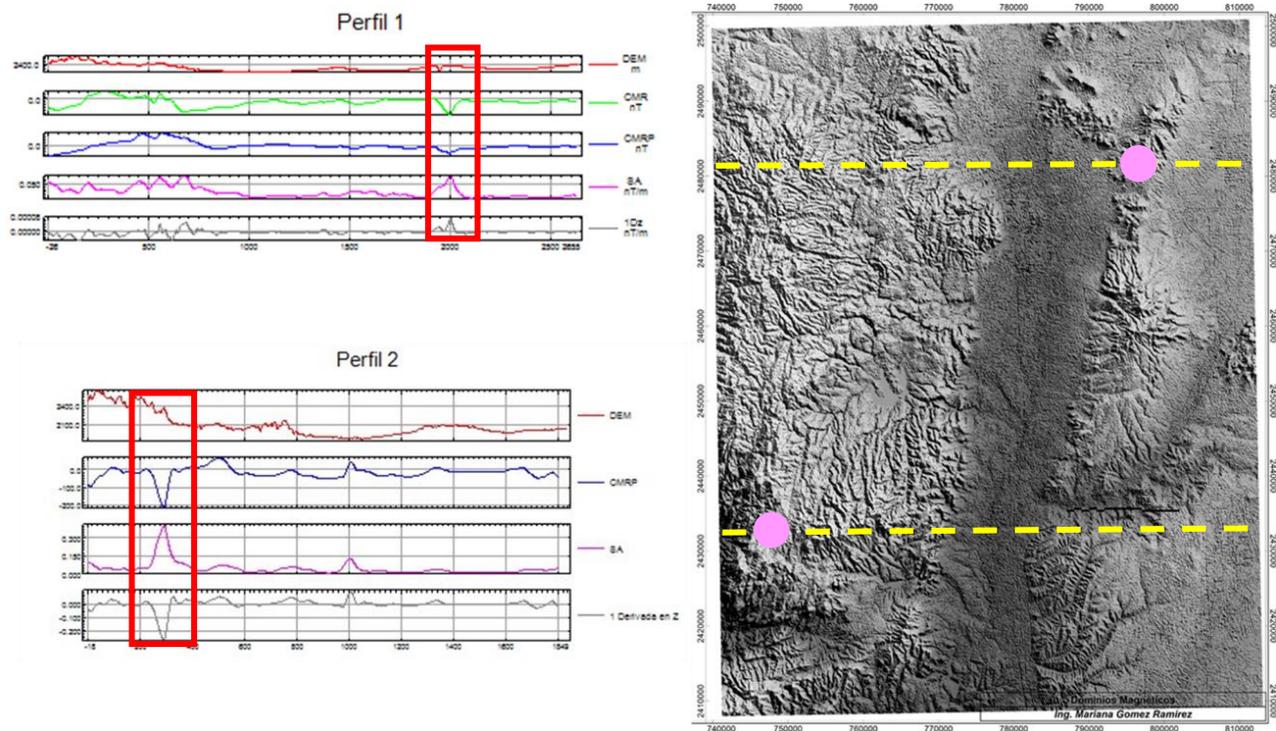


Figura 22: Se observan el perfil número 1 y número dos, los cuales presentan una similitud de comportamiento lo cual se aprecia en los recuadros rojos, tenemos en el perfil 1: un bajo en campo magnético reducido al polo, señal analítica alta y una primera derivada en Z alta, perfil 2: campo magnético reducido al polo alto, señal analítica alta, pero presenta un alto en la primera derivada en Z. Sobre el modelo digital de elevación se marcaron los perfiles con líneas punteadas y las zonas de interés con puntos rosas.

Dominio I: Se localiza en el sector noroeste de la zona de estudio, mayormente presenta bajos parámetros de campo magnético que se encuentran entre los rangos que van de -148.9nT a 34nT , topográficamente es una zona alta y geológicamente afloran principalmente riolitas, dentro de este dominio encontramos la zona mineralizada de San Juan.

Dominio II: Este dominio se localiza de manera paralela al dominio I, encontramos parámetros altos que van de -20.1nT a 129.9nT esto asociado al tipo de litología que aflora en la zona principalmente tobas riolíticas e ignimbritas, las zonas de mayor intensidad se relacionan con algunas minas. Contrario a esto en la zona sur de este dominio encontramos una anomalía de menor intensidad con rango de -148.9nT a -60nT , según algunos perfiles se observa que presenta un bajo en primera derivada en Z y campo magnético reducido al polo mientras que en señal analítica nos muestra un alto, esto se debe a que en esta zona se encuentra un cuerpo de agua la presa presidente Diaz Calles.

Dominio III: Ubicado en la zona central, corresponde topográficamente a la zona mas baja, geológicamente afloran mayormente conglomerados poligmiticos y menormente tobas riolíticas, esto se ve reflejado en los valores intermedios de campo magnético reducido al polo.

Dominio IV: Es el domino de menor tamaño se ubica en la zona noreste, presenta valores de intermedio a alto que van de los -20.1nT a 13.7nT , esta respuesta corresponde a que en esa zona aflora conglomerado poligmitico – arenisca.

Dominio V: Localizado en la región noreste, con parámetros de intermedios a altos con valores de -22.7nT a 26.2nT esta respuesta es dada por tobas riolíticas y brechas volcánicas, pero en la zona este del dominio encontramos un comportamiento completamente diferente ya que su respuesta es baja con valores de -148.9nT a -30.5nT esta anomalía, además presento una señal analítica alta lo cual nos indica la presencia de un cuerpo correspondiente al distrito minero Asientos – Tepezalá.

Dominio VI: Ubicado en la zona este, es el dominio de mayor tamaño, muestra valores sumamente variados que van de los -66.2nT a los 129.9nT esta respuesta se debe a la presencia de tobas riolíticas – areniscas y de conglomerado poligmitico.

Dominio VII: Distribuido principalmente en la zona sur, presenta valores muy bajos de -148.9nT a -54.6nT, se observa un comportamiento muy similar a la anomalía presente en el dominio V, por lo cual es probable que estemos en la presencia de un cuerpo mineralizado similar al del distrito minero Asientos – Tepezala, geológicamente este dominio se encuentra principalmente cubierto por aluvión.

Dominio VIII: Se localiza en la zona sureste, presenta valores de intermedios a altos con valores de -22.7nT a 129.9nT, las principales rocas que afloran en el dominio son ignimbritas y tobas riolíticas, esto probablemente se deba a que en esta área se encuentra una gran cantidad de domos, así como el área mineralizada El Laurel.

Dominio IX: Ubicado en la zona este, con valores de bajos a altos que van de los -148.9nT a 129.9nT, en este dominio solo afloran ignimbritas y cuenta con la presencia de una gran área mineralizada conocida como Las Minas.

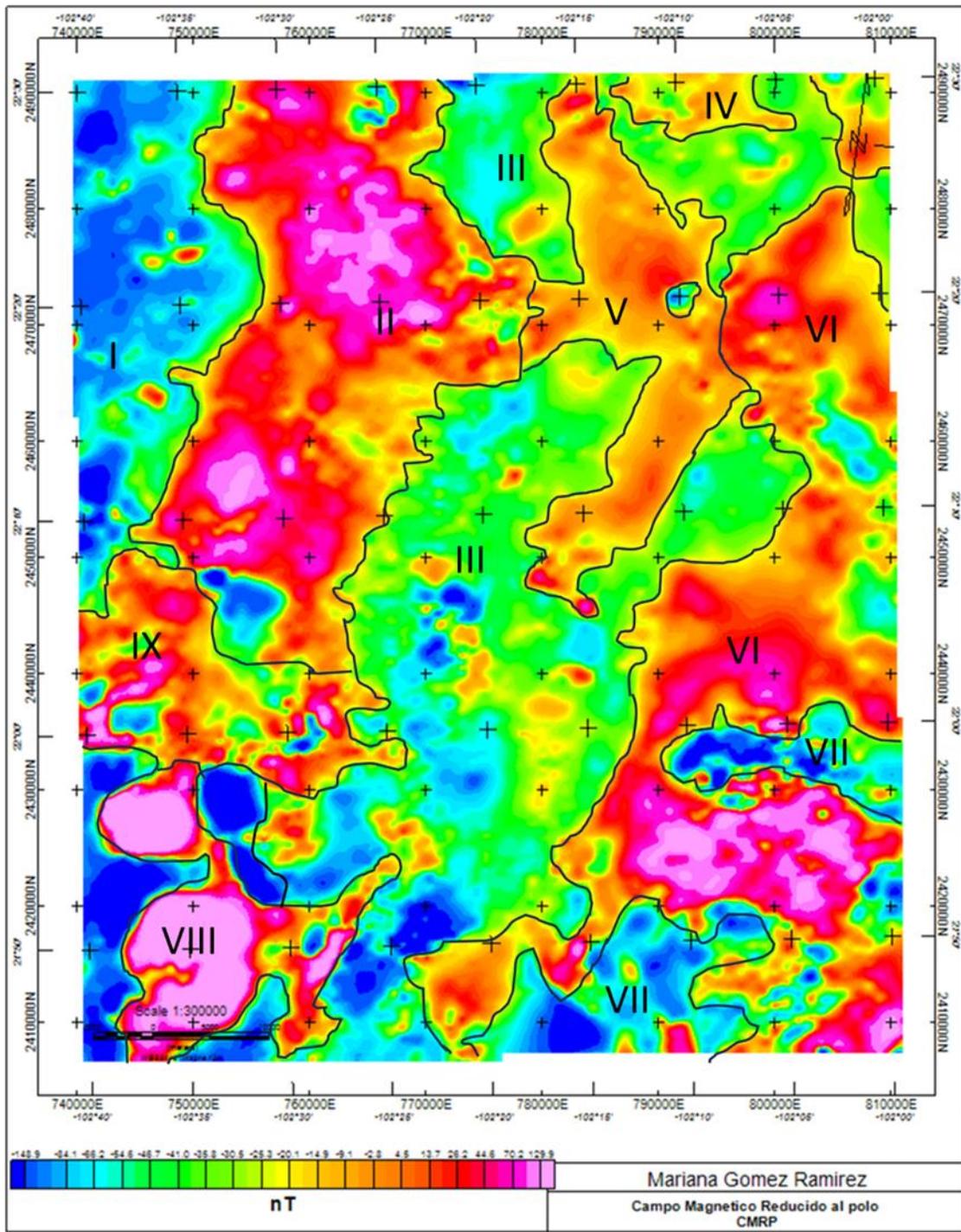


Figura 23: Mapa de dominios magnéticos. En este mapa se pueden observar los IX dominios magnéticos obtenidos mediante el análisis espectral.

4.3 Lineamientos

Los lineamientos de la zona de estudio presentan una orientación preferencial de NE-SW lo cual corresponde con el mapa de tilt derivative. Estos lineamientos fueron obtenidos según la metodología descrita en el capítulo 3 apartado 3.4 (Figura 24).

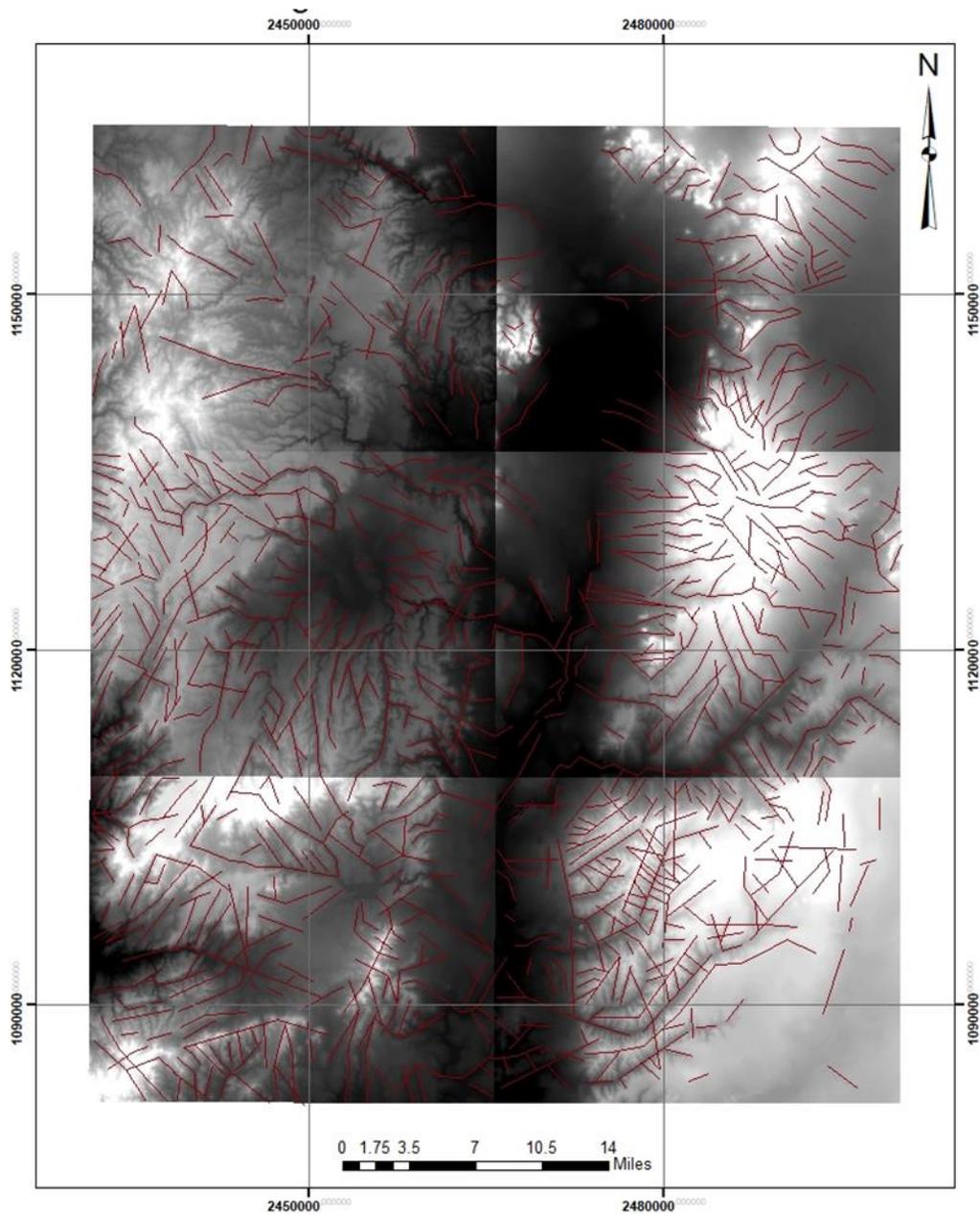


Figura 24: Modelo digital de elevación y lineamientos de la zona de estudio

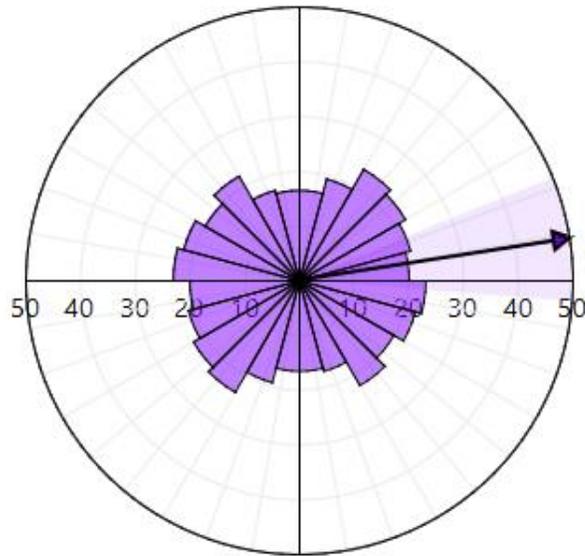


Figura 25: Diagrama de rosas de lineamientos.

En este diagrama de rosas de la figura 25 se observa una alta concentración de datos en todos los cuadrantes sin embargo logran resaltar tres tendencias la primera NE 30° a NE 60° el cual corresponde regionalmente al sistema del graben de Aguascalientes y corresponde con la fase extensiva de Cuencas y Sierras la cual genera los grabens e Matancillas, San Luis Potosí, Jalpa y Calvillo. La segunda tendencia es en dirección E-O de 90° a 110°, la cual es probablemente el reflejo del control estructural de la provincia del Eje Neovolcánico o bien un reflejo del basamento del Oligoceno. la tercera tendencia SE 40°- 50°corresponde al sistema san Luis tepehuanes.

4.4 Petrografía

Se realizaron un total de 8 láminas delgadas, las cuales 4 se analizaron con luz transmitida, mientras que las otras 4 con luz reflejada ya que presentaban mayor cantidad de minerales opacos.

Muestra 1: M001

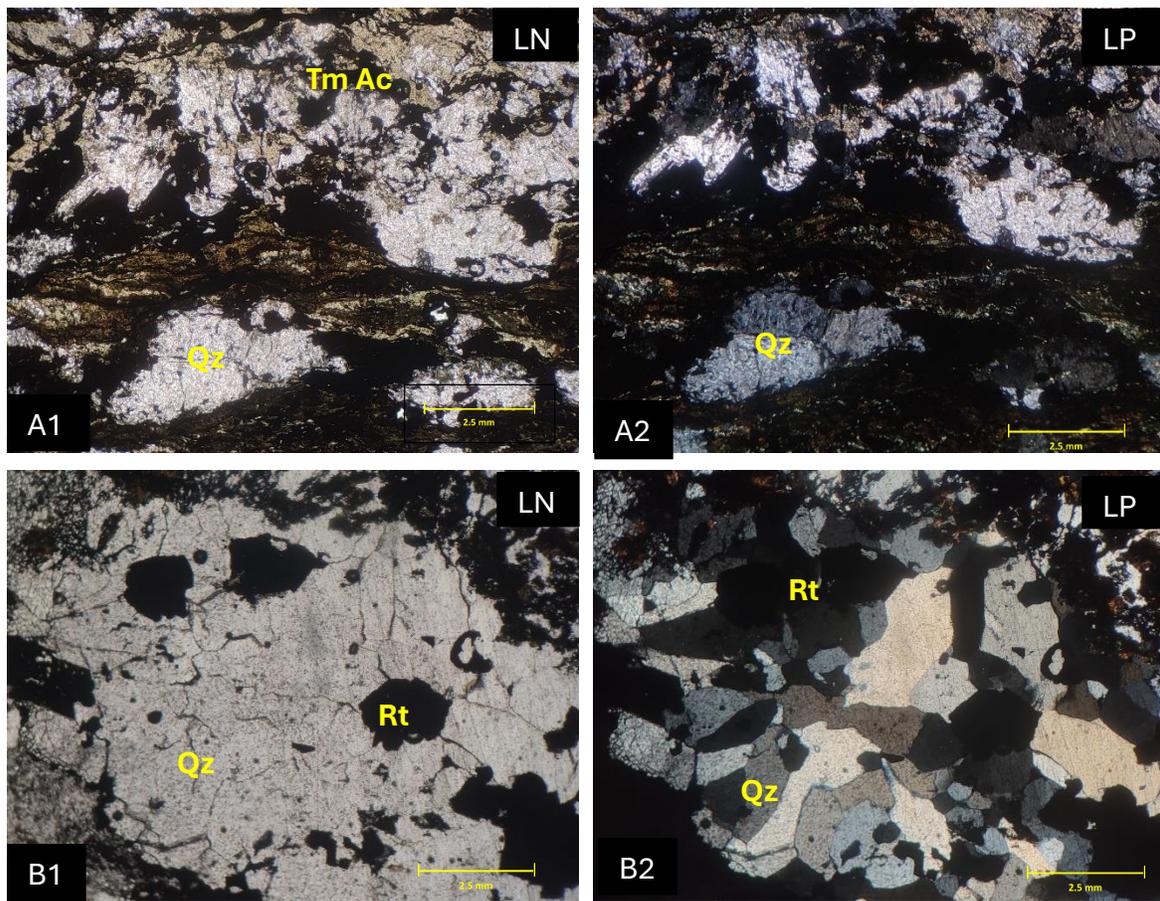


Figura 26: Microfotografía de la muestra M001. A1 y A2) Microfotografía donde se observan cristales de tremolita-actinolita posiblemente son resultado de la alteración de anfíboles primarios. Existen cristales de cuarzo embebidos entre cristales de biotita parcialmente cloritizados. Nótese la textura débilmente granolepidoblastica. B1 y B2) Microfotografía donde se observan cristales de cuarzo, con textura gránoblastica. Los minerales opacos son sulfuros de hierro (pirrita pirrotita).

Roca de textura granofels con una estructura bandeada se observa una gran cantidad de minerales rojizos los cuales fueron sulfuros parcialmente hematizados se alcanza ver un mineral de forma euhedral el cual se infiere que es biotita, también se observa una mezcla heterogénea de cristales de cuarzo con textura gráfica y cristales de tremolita-actinolita asimismo encontramos la presencia de rutilos de color pardo y cristales alargados, por otra parte se cuenta la presencia de circones además de un relieve alto, esta muestra presenta una textura pseudo grafica o poiquilitica donde los cristales de cuarzo se empiezan a generar inclusiones de epidota rutilo y también sulfuros (Figura 26).

Muestra 2: M002

Esta muestra consiste de una roca arcillosa fuertemente alterada a clorita y actinolita, la clorita se distingue por presentar una forma anhedral y reemplaza a las arcillas de color verde-azuloso y la actinolita desarrollar hábitos aciculares tabulares como medios abanicos con colores de interferencia la clorita verde azuloso de primer orden y en la actinolita colores pardo amarillo también de primer orden dentro de las laminillas de las arcillas hay intercalaciones de minerales opacos así como capas de sulfuros masivos a escala del microscopio tamaño de grano de 1 a 3 mm. Cuenta con presencia de pirita euhedral en algunos intersticios asociados a sulfuros tenemos la presencia de calcita

Muestra 3: M003

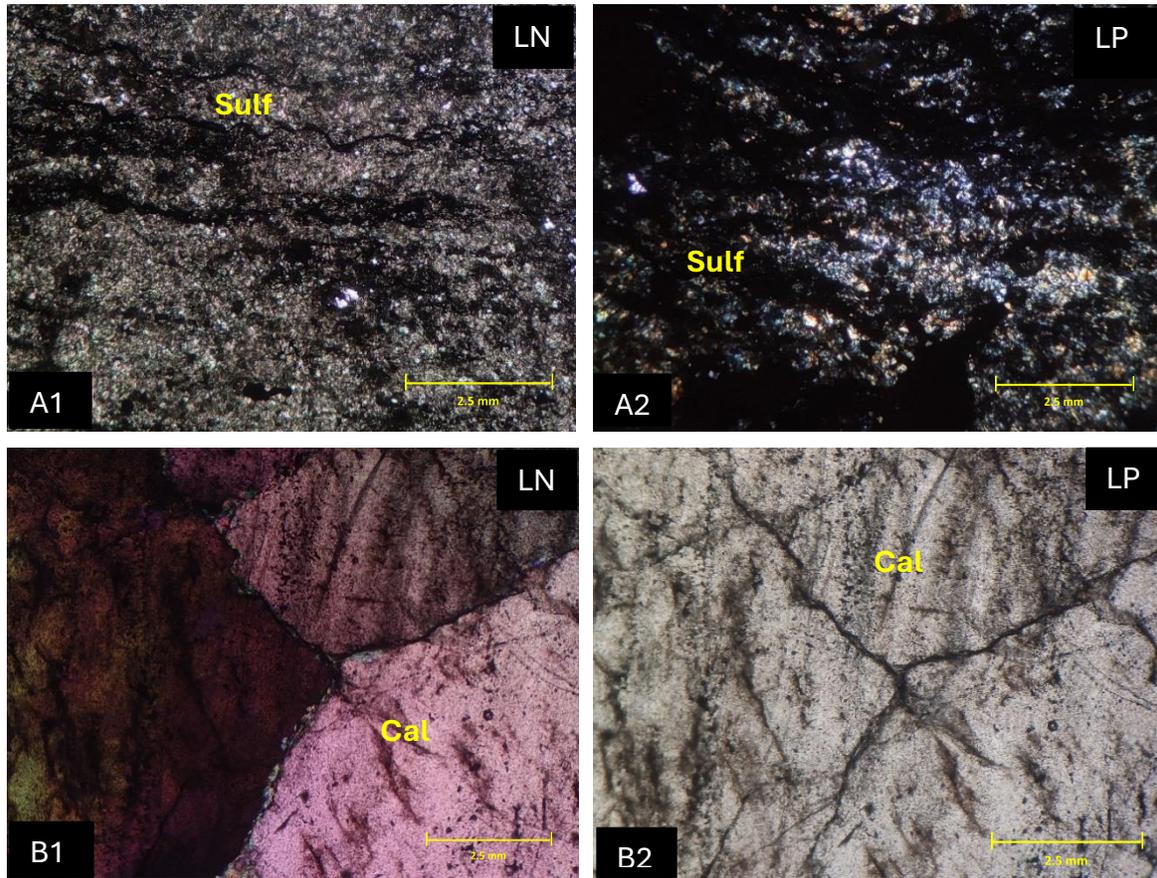


Figura 27: Microfotografía de la muestra M003. A1 y A2) Microfotografías donde se observa una textura granoblástica de grano muy fino, formando un entramado de cristales cuarzo calcita clorita opacos (sulfuros). B1 y B2) Microfotografías donde se observan cristales de calcita con textura granoblástica de grano grueso y contactos a 120° formando uniones triples.

Roca de textura granoblástica con cristales muy grandes de calcita, se observan uniones triples a 120°, con extinción ondulada, en algunas partes hay evidencias de bordes de presión, los cristales exceden los 5mm. Esta entremezclado con sulfuros opacos donde la oxidación o hemitización es casi nula, presenta unas pequeñas vénulas de alrededor de 2mm (Figura 27).

Muestra 4: M004

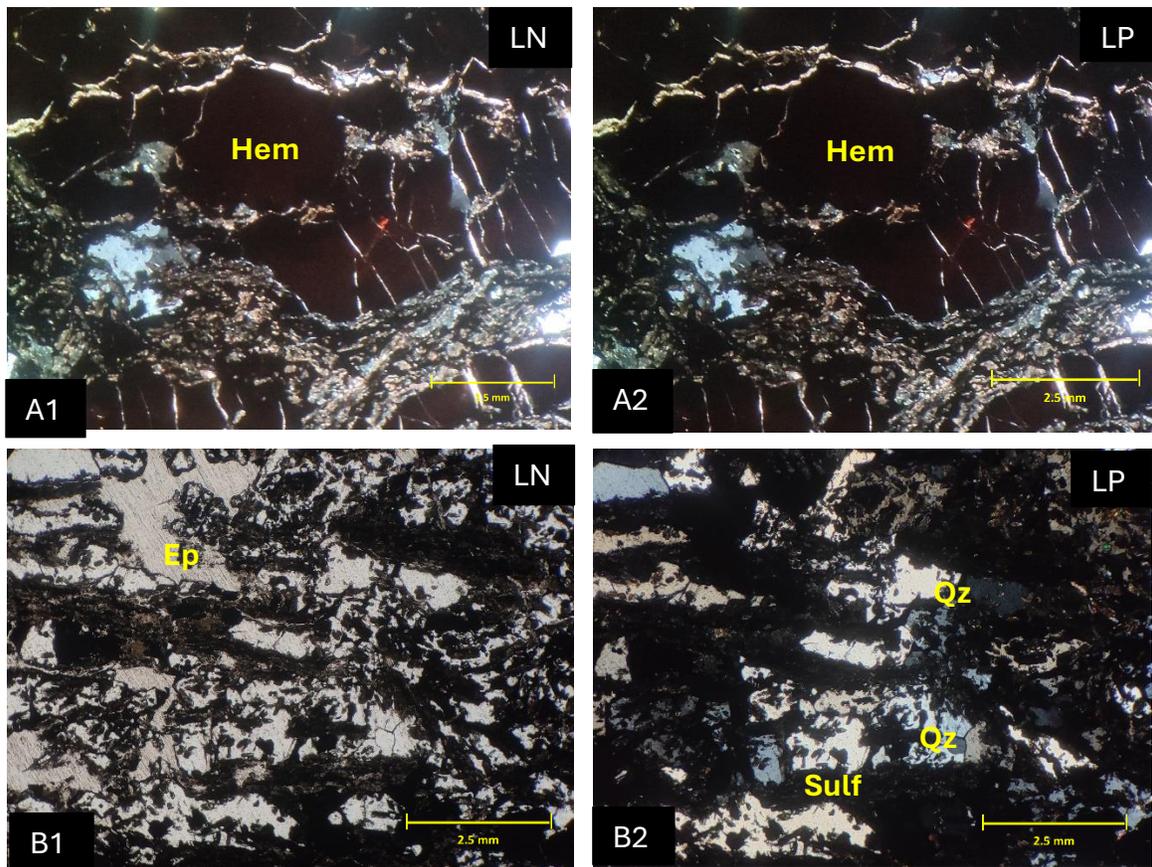


Figura 28: Microfotografía de la muestra M004. A1 y A2) Microfotografías donde se observa una textura granolepidoblastica con cristales muy grandes de hematita, entre laminaciones finas de arcillas alterando a micas. B1 y B2) Microfotografías donde se observan cristales de cuarzo y epidota con textura granoblástica, Los minerales opacos son sulfuros de hierro (pirita pirrotita).

Presenta una estructura foliada y una textura granolepidoblastica se observan y se desarrollan lentes de cuarzo separados por franjas de sulfuros y hematita, la cual se reconoce por poseer un color rojizo y laminaciones muy finas de arcillas convertidas a micas más sulfuros hemetizados. En la parte de los lentes de cuarzo tenemos la presencia de epidota anhedral formando pequeños parches a lo largo de las franjas limítrofes entre los óxidos y el cuarzo. En otra sección encontramos cristales de actinolita que se reconocen por su habito fibroso-acicular, esta se

desarrolló a partir de sedimentos arcillosos. Posee un periodo de cloritización ya que se ve un reemplazamiento de clorita dentro de los cristales de actinolita.

En un sector de la muestra se puede observar un claro desarrollo de laminaciones muy finas de arcillas de menos de 1mm en donde debido al metasomatismo se desarrollaron micas de muscovita, biotita y sericita, se aprecia una estructura de domino donde hay fracturamiento intenso casi perpendicular a la foliación y estratificación original.

En algunos casos empieza a haber reemplazamiento de calcita entre los horizontes de las arcillas e intercalaciones de óxidos o sulfuros.

Las alteraciones principales de la muestra son: epidotización, sericitación y hematización, mientras que los sulfuros principales son hematita, la cual posee un hábito subhedral a anhedral y corresponde a sulfuros pirita pirrotita

Se observan micropliegues sobre las laminas de arcilla a micas que indica que hay una deformación sindeposicional o post depositacional. El protolito de la roca es una roca sedimentaria de grano fino probablemente una limolita con intercalaciones de arenisca de grano fino por la presencia de los horizontes de cuarzo, la roca es un esquistos de muscovita (Figura 28).

4.5 Minerografía

Muestra 1: M001

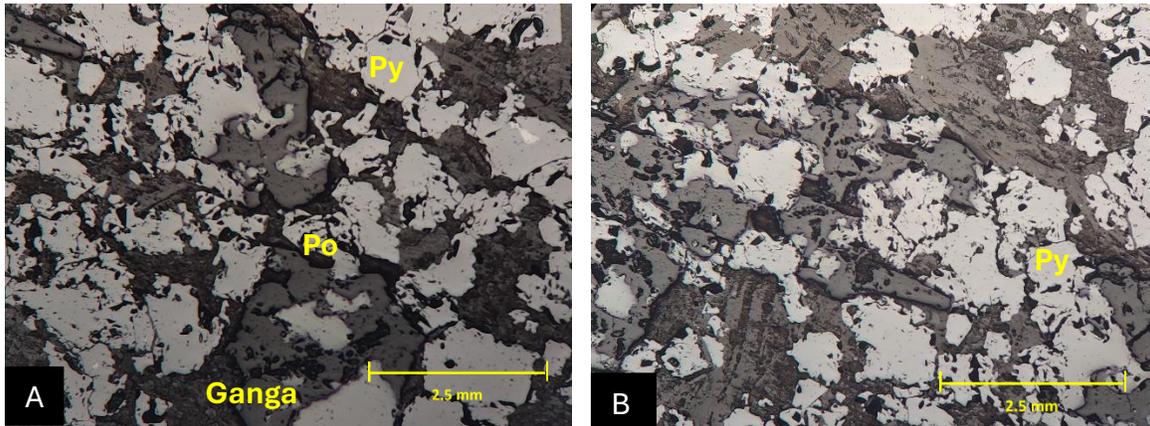


Figura 29: Microfotografías de la muestra M001 A) Textura intergranular con cristales de pirita pirrotita y donde la ganga es cuarzo y arcillas. B) Textura intergranular con mayor presencia de ganga de cuarzo, el resto son cristales de pirita y escasa pirrotita. Las microfotografías fueron tomadas con luz reflejada y con luz natural. Objetivo 5x.

Simultáneamente se observan intercalaciones de pirita pirrotita, la pirita se presenta de manera euhedral de tamaño grande de .2 a 2 mm en la pirrotita se observa una estructura anhedral generando espacios vacíos, mineral de ganga atravesando la zona de arcillas.

Por estas características es muy probable que nos encontremos en una zona de endoskarn (Figura 29).

Muestra 2: M002

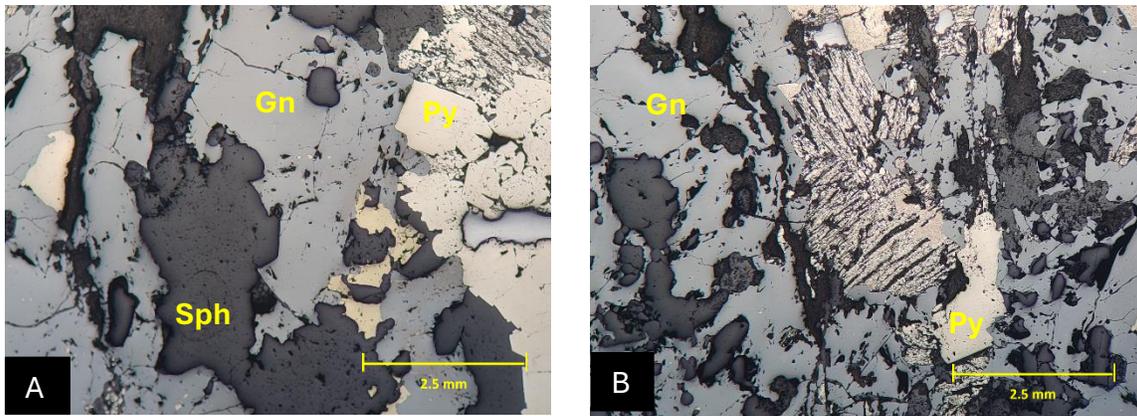


Figura 30: Microfotografías de la muestra M002 A) Textura granular con cristales ehedrales de pirita galena, y anhedrales de esfalerita donde la ganga es cuarzo. B) Cristales de pirrotita con inclusiones de esfalerita, formando una textura de emulsión (atigrada) oredomina la galena y el resto es ganga de cuarzo y escasos cristales de pirita. Las microfotografías fueron tomadas con luz reflejada y con luz natural. Objetivo 5x.

Presenta mineralización de sulfuros de hierro (pirita pirrotita), zinc(esfalerita) y plomo (galena), y en menor proporción, de cobre(calcopirita). La paragénesis mineral es: galena, pirita, pirrotita, esfalerita, cuarzo, calcopirita y arcillas. La ganga es cuarzo y es común que se observe en forma bandeada (Figura 30).

Muestra 3: M003

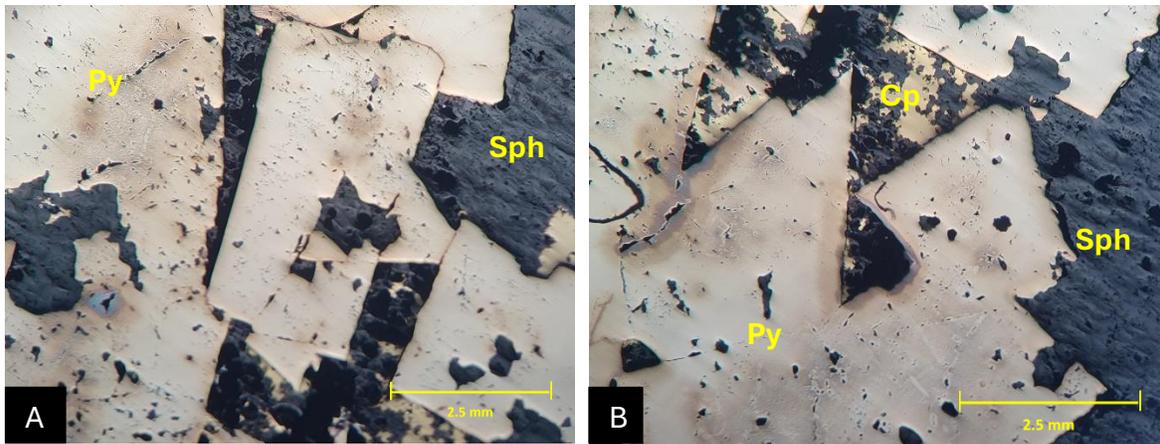


Figura 31: Microfotografías de la muestra M003 A y B) Texturas granular con cristales ehedrales de pirita con inclusión de esfalerita con textura poiquilitica. Nótese la presencia de calcopirita alterando a bornita, por los tonos azules y rosados, desarrollada en los contactos de pirita y esfalerita. Las microfotografías fueron tomadas con luz reflejada y con luz natural. Objetivo 5x.

Se observan cristales euhedrales de pirita los cuales son incluidos por esfalerita debido a esta inclusión se observa una textura poiquilitica, limita un crecimiento tardío de calcopirita, encontramos esfalerita y minerales de ganga como cuarzo y arcillas

Roca granoblástica con cristales grandes de calcita se observan uniones triples a 120 grados con extinción ondulada, presenta bordes de tensión los cristales son mayores a 5mm está cortado con sulfuros opacos en donde la oxidación es nula (Figura 31).

Muestra 4: M004

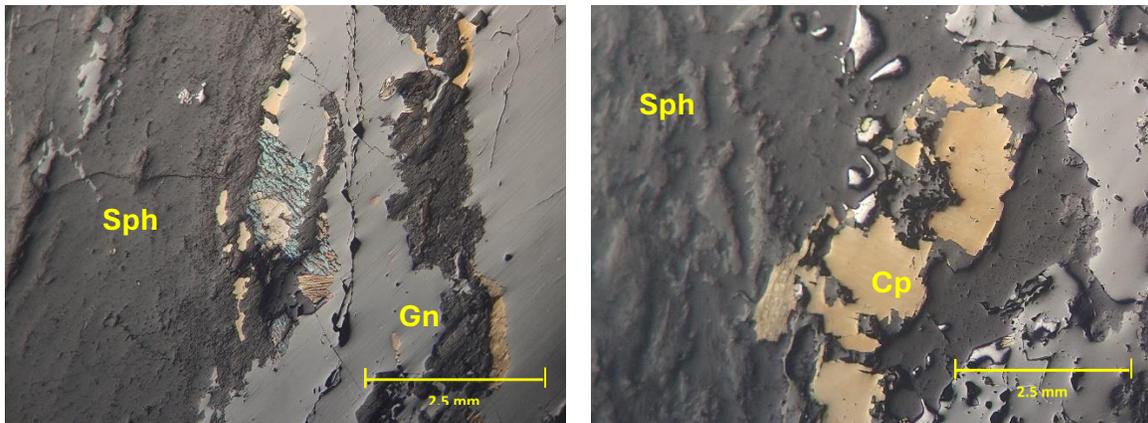


Figura 32: Microfotografías de la muestra M004 A) Textura granular paralela con cristales anhedrales de esfalerita y galena en el contacto hay cristales anhedrales de calcopirita. B) Cristales de Esfalerita con inclusión de calcopirita. Las microfotografías fueron tomadas con luz reflejada y con luz natural. Objetivo 5x.

Presenta bandeamientos de sulfuros con arcillas y cuarzo se observa muy bien la pirita y la pirrotita con inclusiones simples, habito anhedral, con líneas de color negro entre carbonatos y arcillas, tiene color amarillo no tan brillante, presenta cuarzo con textura poiquilitica, calcopirita y pirita. la calcopirita se presenta como una inclusión en la esfalerita.

En la siguiente sección se realiza una síntesis de las principales observaciones petrográficas obtenidas de los reportes técnicos del servicio geológico mexicano en forma de tablas para facilitar su observación y comparación. Las tablas están constituidas por el número de muestra, su ubicación con coordenadas y la descripción simplificada (Tabla 3).

Tabla 3. Datos petrográficos del servicio geológico mexicano.

Muestra	X	Y	Unidad	Textura	Esenciales	Accesorios	Alteracion	Clasificación	Origen
RR4	794634	2462053	KaceCz-Lu	Espilitica	Plg,Fld,Mop,Stp	Mar,Si,Cal,Chl,hem,ser	Plg,Fld	Roca ignea metamorfozada	Igneo intrusivo
RR59	796840	2453955	Kn A-F	Clástica	Qtz,Fldk,Plg,Mop	Ep,Si,Mar,Chl	Fld	Meta-arenisca arcósica	Sedimentario
RR61	799422	2453158	Kn A-F	Lepidoblástica	Qtz,Fldk,Mop,Mor	Ms,ser,Mar,hem,Chl,Si	Fld,Plg	Filita	Metamórfico
RR65	807117	2449289	Tpl Cgp-Ar	Clástica	Ca,Fr,Qtz	Mar,Bt,Ms	Si	Toba híbrida calcárea	Icanosedimentario
RR62	808797	2452832	To Ig-R	Hialina	Vi,Qtz,Or,Mop,Oli,Bt	Mar,hem	Fld,Plg	Vitrófido riolítico	Igneo extrusivo
RR52	796781	2456383	Kn A-F	Granular	Qtz,Fldk,Ms,Mop	Mar,Si,Ep,Tin	Fld,Plg	Roca ignea metamorfozada	Igneo intrusivo
RR60	796840	2453955	Kn A-F	Holocristalina	Plg,Fldk,Mop,Stp	Ser,Ep,Mar,Chl,Si	Fld,Plg	Roca ignea metamorfozada	Igneo
RR29	793848	2457643	Ks Gr	Granoblástica	Fldk,Vi,Mop,Qtz	Mar,Hem,Si,Ser	Fld	Roca ignea metamorfozada	Igneo
RR21	790146	2459102	Kn A-F	Clástica	Fr,Qtz,Or,Mop	Mar,Cal,Si,Ser,Hem,Chl,Ms,Bt	Fld,Plg	Grauwacka	Sedimentario
RR64	791454	2446573	To TR-Bvp	Brechoide	Fr, Bi	Mar, Hem, Sil	Fld, Fr	Brecha polimictica	Sedimentario
RR1	791431	2462050	Kn A-F	Clástica	Qtz, Fldk, Mop, Fr, Mos, Plg, Bio	Mar, Hem, lim	Fld, Plg, Fr, Mag	Arenisca (Grauwaca)	Sedimentario
RR67	792034	2436661	Tm TR-Ar	Piroclástica	Qtz, Fr, Fldk, Vid, Mop	Mar, Hem, Sil	Fld, Fr, Mag	Toba riolítica (?)	Igneo extrusivo
RR19	774905	2458813	To Ig	Piroclástica	Qtz, Ort, Mop, Vid, Fr	Sil, Mar	Fld, Fr	Toba riolítica silicificada	Igneo extrusivo
RR30	793677	2457479	Ks Gr	Recristalizada	Ep, Fldk, Mop	Si, Hem, Mar	Si, Fld	Reemplazada por sílice	
RR44	795951	2459090	To PR	Piroclástica	Qtz, Fldk, Vi, Fr, Mop, Bt	Mar, Hem	Fld	Toba riolítica (?)	Igneo extrusivo
RR56	792154	2458421	Kn A-F	Clástica	Qtz, Fldk, Fr, Plg, Mop	Mar, Epi, Cal	Fld, Plg, Fr, Epi, Cal	Arenisca (Grauwaca)	Sedimentario
RR26	792154	2458421	Kapa Cz	Porfídica	Plg, Hbl, Ap, Mop	Mar, Chl, Ep, Cal, Pe, Hem, Si, Tin	Plg, Fld	Roca ignea hipoabisal	Igneo hipoabisal
RR55	791063	2454820	Kapa Cz.	Clástica	Ca, Qtz, Mop	Ca, Hem, Mar	Si	Caliza	Sedimentario
RR20	789626	2456995	Kn A-F	Clástica	Fr, Qtz, Or, Mop, Oli, Ap	Mar, Cal, Chl, Si, Ms, Ser, Bt	Plg, Fld, Fr	Arenisca (Grauwaca)	Sedimentario
RR32	790353	2456118	Kn A-F	Clástica	Fr, Qtz, Or, Mop, Oli, Ap	Si, Cal, Mar, Chl	Plg, Fld	Arenisca (Grauwaca)	Sedimentario
RR5	799865	2463221	To Ig-R	Fluidal	Vi, Qtz, Or, Bt, Mop	Si, Hem, Mar	Fld	Riolita	Igneo extrusivo
RR40	797636	2459285	Kace Cz-Lu	Brechoide	Vi, Fr, Fldk, Mop	Ca, Si, Mar, Hem	Mar	Microbrecha volcánica	Igneo extrusivo
RR39	797921	2459320	To Ig-R	Vitrea	Qtz, Fldk, Mop	Hem, Si, Mar, Cld	Fld	Roca fuertemente alterada	Igneo
RR38	797987	2459402	To Ig-R	dica, hipocristal	Qtz, Fldk, Mop, Vid, Plg	Mar, hem	Plg, Fld	Pórfido riolítico	Igneo hipoabisal
RR50	798709	2457466	To PR	Piroclástica	Vi, Fldk (5-25), Qtz, Mop, Fr	Mar, Chl, Hem	Fld	Toba riolítica	Igneo extrusivo
JM-005	762567	2432101	Ki Cz-Lu	granular Xenot	Calcita Cuarzo, feldespatos	Calcita	Oxidación	Caliza arcillosa recristalizada	Sedimentario
JM-009	741214	2427242	To R	stalina alotrion	Vidrio, cuarzo, feldespatos	Minerales opacos, piroxeno,	Sericitización, cloritización	Riolita	Igneo extrusivo
JM-015	741875	2427971	Te Ar-Cgp	Lodo soportada	Feldespatos, arcilla, plagioclasa	Piroxeno	Sericítica	Arenisca	Sedimentario
JM-017	741894	2428265	Te Ar-Cgp	lasto soportada	Feldespatos, arcilla, cuarzo, px	Px, plagioclasa, minerales opacos.	Sericitización, Oxidación	Arenisca (lechos rojos)	Sedimentario
JM-018	743464	2425422	To PA	stalina subidior	Plagioclasa, piroxeno	Minerales opacos	Sericítica	Pórfido Andesítico	Hipoabisal
JM-024	768742	2423003	Js Vs	Lodo soportada	Sericita, cuarzo, plagioclasa	Minerales opacos	Ninguna	Lutita	Sedimentario
JM-025	743608	2419253	To A-B	stalina panidior	Plagioclasa, piroxeno	Minerales opacos	Sericítica	Andesita	Igneo extrusivo
JM-028	742590	2411448	To A-B	cristalina Afieft	Plagioclasa	Augita, hornblenda	Oxidación	Andesita Basáltica	Igneo extrusivo
JM-035	742839	2410483	To A-B	stalina panidior	Plagioclasa	Hornblenda, augita, biotita	Oxidación	Micro Diorita	Igneo intrusivo
JM-036	759009	2412929	Js Vs	anolepidoblásti	Muscovita, cuarzo, feldespatos	Minerales opacos	Sericitización	Esquisto cuarzo moscovítico	Metamórfico
JM-037	759042	2411577	Td Gd	ristalina equigr	Biotita, feldespatos, plagioclasa	Minerales opacos	Sericítica y Cloritización	Granodiorita	Igneo intrusivo
JM-038	759633	2413602	To A-B	stalina alotrion	Plagioclasa, cuarzo	Minerales opacos	Silicificación	Andesita	Igneo extrusivo
AG-001	799429	2432131	To R-TR	stalina alotrion	Vidrio, Plagioclasa, Cuarzo y Feldespatos	Minerales opacos	Sericitización	Toba vitrolítica	igneo extrusiva
AG-010	800225	2430706	To R-TR	Hipocristalina	Vidrio, Cuarzo, Sanidina, Ortoclasa	Minerales opacos	Hematización	Riolita	igneo extrusiva
AG-026	789859	2411967	plQpt Cgp-A	Lodosoportada	Calcita, Cuarzo	Calcita	Oxidación y sericitización	Conglomerado calcáreo	Sedimentario
AG-027	789859	2411967	plQpt Cgp-A	lasto soportada	Calcita, Plagioclasa	Calcita, cuarzo	Sericitización	Arenisca calcárea	Sedimentario

4.6 Teledetección

4.6.1 Cocientes de bandas para el Hierro

Los índices para obtener información derivada de la presencia de óxidos de hierro son los siguientes: a) Ion férrico Fe^{+3} , b) Ion ferroso Fe^{+2} , c) Lateritas, d) Gossan, e) Silicatos ferrosos, como biotita, clorita, anfíboles, y f) Óxidos férricos (Kalinowski, *et al* 2004). Los índices más representativos para el hierro fueron el de Ion ferroso Fe^{+2} (Figura 34) y el del Ion férrico Fe^{+3} (Figura 33).

En la figura 33 podemos apreciar que el ion Ferrico de color rojo oscuro se encuentra distribuido mayormente en la parte sur de la zona de estudio, esto se asocia con que en esta área encontramos minerales que se encuentran en estado de oxidación como la hematita, la cual se encontró presente en las láminas delgadas.

En menor medida también encontramos la presencia de este ion en la parte central de la zona de estudio, zona en la cual se encuentra el graben de Aguascalientes.

El ion ferroso presente en la figura 34 lo encontramos en el segmento sur y este de la zona de estudio, esto es debido a las rocas volcánicas presentes en este lugar.

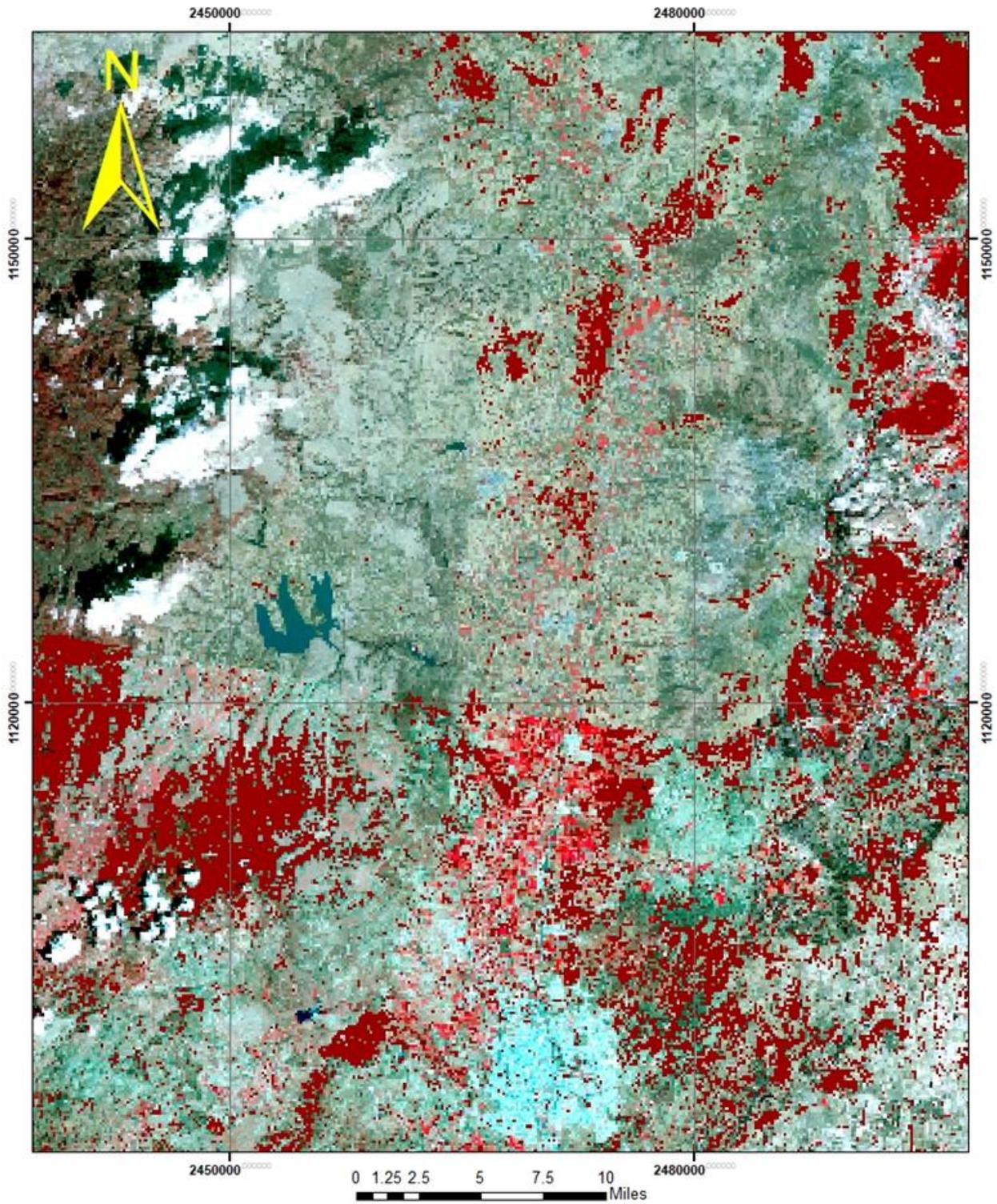


Figura 33: Mapa de ion férrico RGB 456, el cual nos muestra en color rojo fuerte los lugares en donde encontramos valores altos de este ion

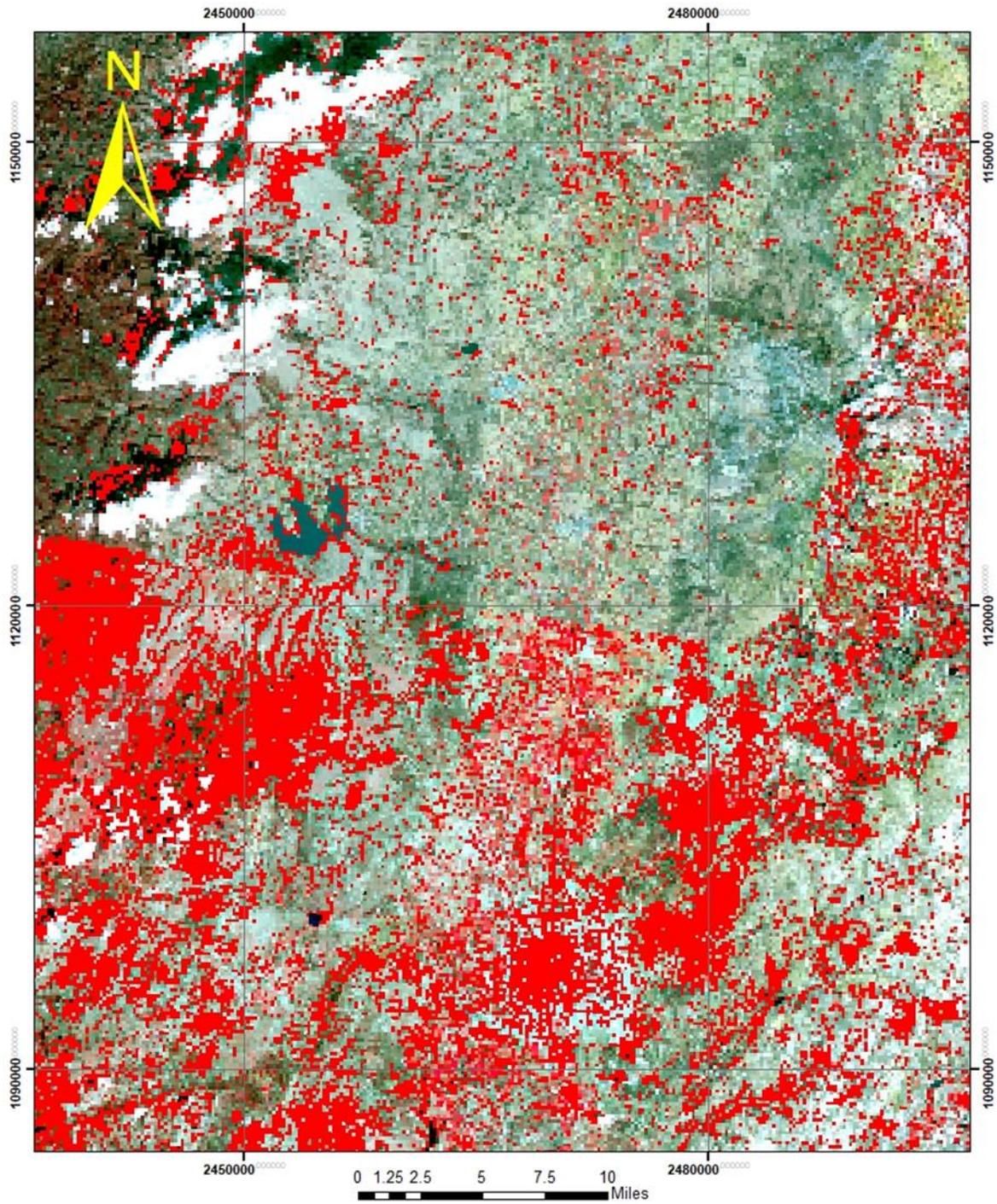


Figura 34: Mapa de ion Ferroso con combinación RGB 456, muestra las zonas de mayor concentración de este ion lo cual está asociado a las rocas volcánicas presentes

4.6.2 Cocientes de bandas para silicatos.

Los índices para obtener información asociada a los silicatos son los siguientes a) Alteración filica -sericita-muscovita-ilita-esmectita, b) Alunita-caolinita-pirofilita, c) Fengita, d) Muscovita, e) Caolinita, f) Arcillas, g) alteración y h) Roca huésped (Kalinowski, *et al.*, 2004). El resultado más relevante fueron el de caolinita (Figura 35).

La caolinita se encuentra presente en color amarillo, con mayor concentración en la región sur, encontramos una mayor presencia en la zona de la presa.

Hacia la zona norte también se aprecia coloración amarilla, pero esto se debe a que en la imagen de satélite se encuentra cubierta por nubosidad esto genera ruido en esta zona.

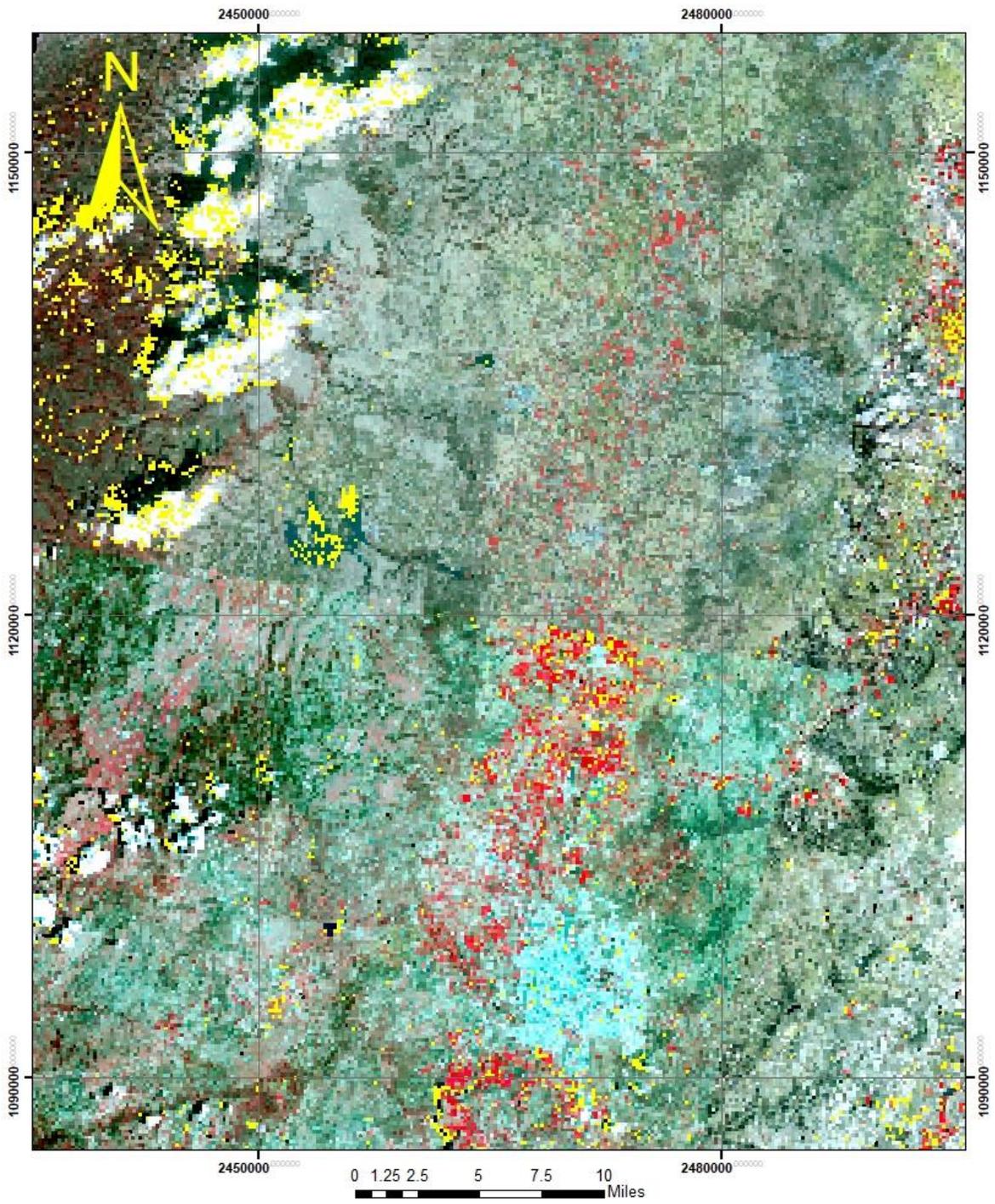


Figura 35: Mapa de alteración caolinita con combinación RGB 456

5. Propuestas de posibles blancos de exploración en la Mesa Central

En el área de estudio, se identificaron numerosas zonas mineralizadas y operaciones mineras tanto activas como abandonadas, principalmente en rocas volcánicas. Sin embargo, el análisis geofísico reveló tres anomalías que difieren del tipo de roca predominante en la zona, sugiriendo la posible presencia de cuerpos mineralizados del tipo VMS o SEDEX.

Una anomalía geofísica se encuentra en la parte norte del área de estudio, cerca de una mina existente. Las otras dos anomalías están en la parte sur; una de ellas es "La Tomatina", donde se han reportado lechos de cobre (Cuellar-González, 2016) y cerca de ésta se identificó otra área con características geofísicas y geológicas similares.

Considerando los resultados geofísicos, se sugieren muestreos adicionales en campo, análisis geoquímicos y estudios geofísicos como gravimetría para determinar la posible presencia de mineralización. Los hallazgos geofísicos de este estudio proporcionan información valiosa para entender la geología de la región y el potencial de recursos minerales (Agar y Coulter, 2007).

En cuanto a la teledetección, los óxidos de hierro son productos de neoformación de la alteración de rocas y suelos. Dado que no están química o estructuralmente unidos a los silicatos, aparecen como óxidos libres. El hidróxido férrico, $\text{Fe}(\text{OH})_3^+$, es un resultado directo de la oxidación y precipitación del ion ferroso, mineralizándose con el tiempo, mientras que los iones ferrosos están presentes en minerales de roca volcánica como anfíboles, piroxenos y micas. Resultados similares han sido reportados por Wilford et al. (2015), Liu et al. (2018) y Turner et al. (2019), concluyendo que la detección de óxidos a través de imágenes de satélite indica de manera confiable la alteración hidrotermal y/o la actividad volcánica.

La comparación de los resultados geofísicos y de teledetección confirma que las tres zonas con anomalías aeromagnéticas corresponden a áreas con altas

concentraciones de óxido férrico. Esto es respaldado por la petrografía, que muestra hematita en las láminas delgadas de las muestras de estas áreas, indicando mineralización. Integrar datos geofísicos con información de imágenes de satélite ha sido efectivo, según lo informado por Berkhout et al. (2016), Kokaly et al. (2017) y Martel et al. (2018). Estos estudios confirman que las anomalías magnéticas y las altas concentraciones de óxido de hierro detectadas a través de cociente de bandas están fuertemente asociadas con zonas mineralizadas, validadas en este estudio por la presencia de hematita observada en los análisis petrográficos.

Por lo tanto, la hipótesis inicial de que la mineralización estaba concentrada en la zona norte no se sostiene, ya que la metodología aplicada sugiere que las áreas de mayor interés están en la porción sur.

En el contexto de la búsqueda de depósitos de tipo VMS y SEDEX, estudios recientes como el de Gill et al. (2017) han demostrado que la integración de datos geofísicos y de teledetección mejora significativamente la identificación de cuerpos mineralizados en zonas volcánicas, respaldando los resultados de este estudio. La combinación de aeromagnetometría y teledetección permitió identificar anomalías que pueden indicar depósitos VMS y/o SEDEX (Figura 36). Por lo tanto, la delimitación precisa de estas zonas a través de métodos indirectos como la aeromagnetometría y la teledetección, junto con análisis petrográficos y minerográficos, demuestra la solidez de la metodología empleada.

Además, el enfoque metodológico propuesto en este trabajo no ha sido reportada en la literatura de exploración minera, lo que representa la principal contribución del estudio. Adicionalmente, esta metodología puede ser replicada en otras regiones con contextos geológicos similares.

Por otra parte, la identificación de posibles cuerpos mineralizados de tipo VMS o SEDEX en esta región tiene implicaciones significativas para la investigación minera y el beneficio social. Estudios de Smith et al. (2017), González et al. (2018) y Chen et al. (2019) corroboran que el uso de herramientas tecnológicas respaldadas por métodos directos como la petrografía mejora la precisión en la exploración, fomentando la inversión y el desarrollo económico regional.

En resumen, este estudio proporciona información valiosa sobre la geología y el potencial minero de la porción sur de la Mesa Central e introduce un nuevo enfoque metodológico que puede ser replicado. Aplicar estas técnicas en estudios más detallados podría impactar significativamente en la exploración minera, beneficiando tanto a la comunidad científica como a la sociedad civil.

X. Conclusiones

- En este estudio se presenta un nuevo enfoque metodológico para la exploración minera, consistente en la integración de la aeromagnetometría, la teledetección y la petrografía el cual mostró su eficacia confirmando la existencia de zonas con un alto potencial de mineralización VMS y SEDEX
- Se identificaron tres anomalías geofísicas que sugieren la posible existencia de cuerpos mineralizados.
- La presencia de hematita en las muestras de roca extraídas de las áreas de anomalías geofísicas respalda la hipótesis de mineralización.
- Los resultados de este estudio son consistentes con otros informes en los que se ha demostrado una correlación directa entre las concentraciones de óxidos férricos y el nivel de mineralización, esto a su vez demuestra el método correcto de obtención de datos.
- La contribución del uso simultáneo de la tecnología y la petrografía se manifiesta en la determinación eficaz y rápida de las áreas más prometedoras para la investigación a futuro. Esto a su vez es vital para una dirección eficaz de los esfuerzos y recursos en el caso de futuras oportunidades de descubrimiento.
- Este trabajo sugiere que la identificación de posibles cuerpos mineralizados en la porción sur de la Mesa Central es relevante por la posibilidad de atraer inversión con relación a nuevos proyectos de exploración y explotación minera. Esta acción, ayudaría a crear empleo y estimular el desarrollo económico de la región lo que se traduce en una razón socialmente importante para realizar este trabajo.
- La metodología desarrollada en este trabajo puede verse como un modelo para futuras investigaciones y exploraciones mineras en otras regiones con condiciones geológicas similares. En otros términos, este trabajo puede servir para investigar la existencia de cuerpos mineralizados en otras partes del mundo.

- Finalmente, este trabajo presenta nueva información que es válida tanto para el conocimiento aplicado en la minería como para la geología de la región.

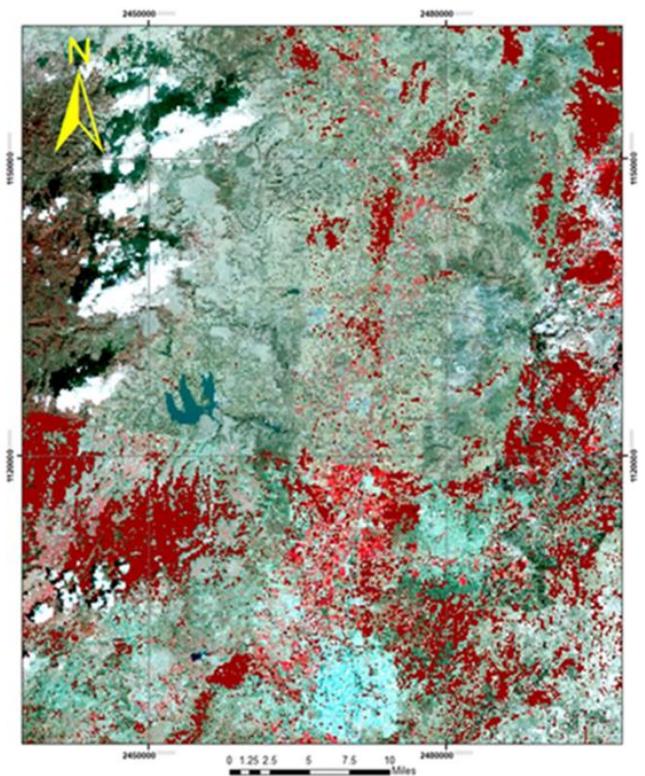
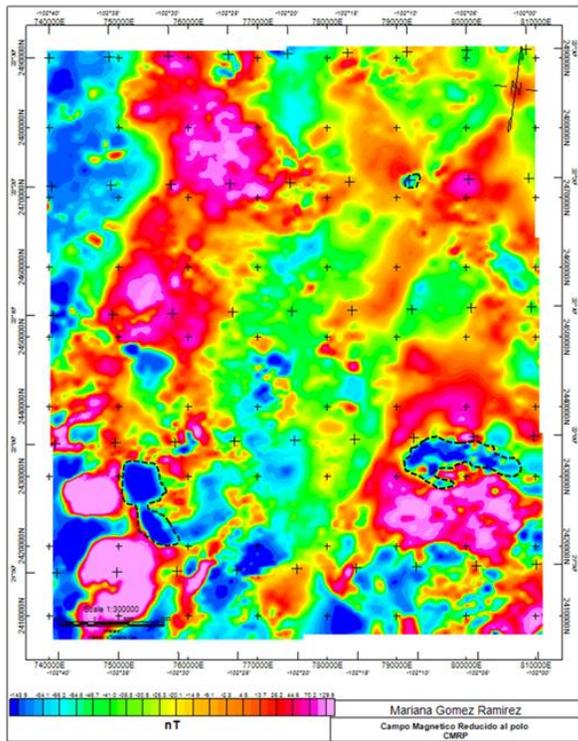


Figura 36: A) Mapa de blancos de exploración los cuales están en color negro, B) Mapa de ion ferroso el cual resalta los lugares donde hay rocs volcánicas c) Mapa de ion ferrico en el cual se resaltan las zonas con hematita, las cuales concuerdan con las zonas de las anomalías de la geofísica.

Referencias

- Abrams, M. (2000). The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). Data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21. No. 5, pp. 847-859.
- Agar, B., & Coulter, D. (2007, September). Remote sensing for mineral exploration— A decade perspective 1997-2007. In *Proceedings of Exploration* (Vol. 7, pp. 109-136).
- Alaniz-Alvarez, S. A., van der Heyden, P., Samaniego, A. F. N., & Ortega-Gutiérrez, F. (1996). Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology*, 24(5), 443-446.
- Alfonso Abella, M. P. (2011). Importancia de la caracterización de los yacimientos para su aprovechamiento sostenible: el ejemplo de Misky, Perú. In *Patrimonio geominero, geología y minería ambiental: libro de actas del primer Congreso Internacional sobre Patrimonio Geominero, Geología y Minería Ambiental de Bolivia y de los Andes: Potosí, Bolivia, enero del 2011* (pp. 281-290). Sociedad Española para la Defensa del Patrimonio Geológico y Minero (SEDPGYM).
- Álvarez, R. (1987). Aguascalientes. *Enciclopedia de México I*. Pp 179-180. Secretaría de Educación Pública. México.
- Andrade González David, Rojas Beltrán Marco Antonio, Noyola Medrano Cristina y Lailson Tinoco Becket. 2019. Exploración geoarqueológica a través de la percepción remota. Aplicación en el Cerro El Almagre, Tierra Nueva, S.L.P. *Aproximaciones Tecnológicas de Vanguardia en la Geomática, Geodesia y Geoinformática en México*. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. ISBN: 978-607-535-109-4 Primera edición 2019, en ebook. pp. 176-186.

- Aminzadeh, B. and Samani, F. (2006). Identifying the boundaries of the historical site of Persepolis using remote sensing. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 102, pp. 52–62. doi:10.1016/j.rse.2006.01.018.
- Avalos Capetillo Gustavo, Lailson Tinoco Becket, Rojas Beltrán Marco Antonio y Pérez Roldán Gilberto (2019). Aplicación de la teledetección para la localización de materias primas en la zona occidental de Aguascalientes. *Aproximaciones Tecnológicas de Vanguardia en la Geomática, Geodesia y Geoinformática en México*. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. ISBN: 978-607-535-109-4 Primera edición 2019, en ebook. pp. 23-33.
- Bahamón Niño, N. (2020). Interpretación de datos gravimétricos del Bathurst Mining Camp-Sheephouse Brook Block, Canadá.
- Balbo, A.L., Rondelli, B., Conesa, F.C. Lancelotti. C., MAdella, M., and Ajithprasad, P. (2013). Contributions of geoarchaeology and remote sensing to the study of Holocene huntergatherer and agro-pastoral groups in arid margins: The case of North Gujarat (Northwest India). *Quaternary International*. Vol. 308-309, pp. 53-65. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.12.016>
- Badaracco-Meza, R. R. (2014). Distribución Espacial de la Conductividad Eléctrica del Suelo de la Región de Lambayeque Usando Imágenes de los Satélites Landsat 5 y 7 Mediante Redes Neuronales Artificiales: Perceptrón Multicapa.
- Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22(2), 359-382.
- Barrera Zuñiga, R. A., & Garcia Orduña, D. (2015). Procesamiento, interpretación y análisis de imágenes satelitales en la banda de los 400 a 700 nanómetros para aplicaciones de percepción remota.
- Bhattacharya, K. R., & Sowbhagya, C. M. (1971). Water uptake by rice during cooking. *Cereal Science Today*, 16(12), 420-424.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge university press.

- Blanco-Briones, J.I. (2001). Informe de la Carta Geológico – Minera Presa Presidente Calles, F13- B88, Escala 1:50 000. Estados de Aguascalientes y Zacatecas. Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Geología y Geoquímica, Subgerencia de Geología y Geoquímica Zona Centro, Oficina Regional Zacatecas. 24 pp.
- Campbell, J. B., & Wynne, R. H. (2011). Introduction to remote sensing. Guilford Press.
- Cárdenas, O. R., Salado, C. A. A., Tristán, A. C., & Medrano, C. N. Aproximaciones Tecnológicas de Vanguardia en la Geomática, Geodesia y Geoinformática en México
- Casanova, M. C., Kaku, M., & Di Tommaso, I. M. (2004). Composición Pseudo-Color Natural a Partir De Datos Aster. PROYECTO GEOSAT-AR, 27.
- Chuvieco, E. (1995). Fundamentos de Teledetección Espacial. 2° edición. Editorial RIALP, S.A. Madrid.
- Chuvieco, E. (2020). Fundamentals of satellite remote sensing: An environmental approach. CRC press.
- Cuellar González, G. (2016). Control estructural de la mineralización del Distrito Minero de Asientos Aguascalientes.
- Crosta, A. P., De Souza Filho, C. R., Azevedo, F., & Brodie, C. (2003). Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. International journal of Remote sensing, 24(21), 4233-4240.
- Dehnavi, A. S., McFarlane, C. R., Lentz, D. R., & Walker, J. A. (2018). Assessment of pyrite composition by LA-ICP-MS techniques from massive sulfide deposits of the Bathurst Mining Camp, Canada: From textural and chemical evolution to its application as a vectoring tool for the exploration of VMS deposits. Ore Geology Reviews, 92, 656-671.

- Farfán, C., Monge, R., & Fontboté, L. (2019). Palma, yacimiento de Zn-Pb tipo VMS en una cuenca intra-arco del Cretácico Superior en Perú central, nuevos avances en exploración para un gran potencial. In Proceedings of Proexplor 2019, Lima, Extended Abstracts (pp. 209-215).
- Fussell, J., D. Rundquist, and J. A. Harrington, (1986). On defining remote sensing. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. Vol. 52. pp.1507-1511.
- Hernández-Ávila, J., Cerecedo-Sáenz, E., Salinas-Rodríguez, E., Arenas-Flores, A., del Pilar Gutiérrez-Amador, M., & Monroy-Olguín, C. (2022). Concentración Por Gravimetría de un Deposito Tipo Sedex de (Au-Pt). Pádi Boletín Científico de Ciencias Básicas e Ingenierías del ICBI, 10(Especial7), 10-14.
- Hernandez-Baquero, E. D. (2000). Characterization of the Earth's surface and atmosphere from multispectral and hyperspectral thermal imagery. air force inst of tech wright-pattersonafb oh school of engineering.
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R., Von Frese, R., & Saad, A. H. (2013). Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications. Cambridge University Press.
- Huanacuni-Mamani, D. H. (2014). Aplicación de las imágenes aster para la determinación de alteraciones hidrotermales en la franja metalogenética de yacimientos epitermales de la cordillera occidental del sur del Perú
- Incoronato, A., Addison, F. T., Tarling, D. H., Nardi, G., & Pescatore, T. (1983). Magnetic fabric investigations of pyroclastic deposits from Phlegrean Fields, southern Italy. Nature, 306(5942), 461-463.
- Jenicka, S., & Jenicka, S. (2021). Introduction to Remote Sensing. Land Cover Classification of Remotely Sensed Images: A Textural Approach, 1-16, https://doi.org/10.1007/978-3-030-66595-1_1.
- Jensen, J.R. (2004) Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing Perspective. 3rd Edition, Prentice-Hall, Inc., New York, 316 pp.

- Jensen, J.R. (2007) *Remote Sensing of the Environment: An Earth Resource Perspective*. 2nd Edition, Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River.
- Kalinowski, A., & Oliver, S. (2004). *ASTER mineral index processing manual*. Remote Sensing Applications, Geoscience Australia, 37, 36.
- Maguiña Espinoza, A. D. V., & Saavedra Sánchez, L. A. (2022). *Aplicaciones de imágenes Aster para identificar zonas de alteraciones hidrotermales en los sectores La Encañada y Celendín–Cajamarca 2021*.
- Maksaev, Víctor. (2001). *Reseña metalogénica de Chile y de los procesos que determinan la metalogénesis andina*. Apuntes curso Metalogénesis Semestre Primavera 2004, Universidad de Chile, Departamento de Geología: 63 p.
- Mariñas Marín, Y. Y. (2018). *Teledetección de áreas para prospección minera mediante la interpretación de imágenes satelitales aster y firmas espectrales, en Huambocancha Alta, Cajamarca, 2018*.
- Mendiguren, G., Carreño, F., López, I., & Cabrera, A. M. (2009). *Detección de zonas de alteración hidrotermal y contactos litológicos mediante imágenes Aster en el Plutón de Santa Gracia (LA SERENA, CHILE)*.
- Nabighian M.N., (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section — its properties and use for automated anomaly interpretation: *Geophysics*, V.37, p. 507–517.
- Nabighian M. N., (1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms - Fundamental relations: *Geophysics*, v.49, p.780–786.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Camprubí í Cano, A. (2005). La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica mexicana*, 57(3), 285-318.
- Ninomiya, Y. (2002, March). Mapping quartz, carbonate minerals, and mafic-ultramafic rocks using remotely sensed multispectral thermal infrared ASTER data. In *Thermosense XXIV* (Vol. 4710, pp. 191-202). SPIE.

- Orozco-Esquivel, M. T., Nieto-Samaniego, A. F., & Alaniz-Alvarez, S. A. (2002). Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1-2), 37-56.
- Ohmoto, H. (1996). Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective. *Ore geology reviews*, 10(3-6), 135-177.
- Pérez Corona, F. Y. (2011). Caracterización geofísica de ambientes cársticos, caso: Poljé de Joya de Luna, San Luis Potosí, México (Master's thesis).
- Pour, A. B., Zoheir, B., Pradhan, B., & Hashim, M. (2021). Editorial for the special issue: Multispectral and hyperspectral remote sensing data for mineral exploration and environmental monitoring of mined areas. *Remote Sensing*, 13(3), 519, <https://doi.org/10.3390/rs13030519>
- López-Loera, H., Urrutia-Fucugauchi, J., & Alva-Valdivia, L. (2011). Estudio aeromagnético del complejo volcánico de Colima, occidente de México-implicaciones tectónicas y estructurales. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 28(3), 349-370.
- Mengelle-López, J. J., Canet, C., Prol-Ledesma, R. M., González-Partida, E., & Camprubí, A. (2013). Secuencia vulcano-sedimentaria La Esperanza (Cretácico Inferior) al norte de Guanajuato, México: Importancia en la exploración de sulfuros masivos vulcanogénicos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(3), 511-525.
- Nieto-Samaniego, Á. F., & Macías-Romo, C. (1996). LA PARTE MERIDIONAL DE LA MESA CENTRAL, MÉXICO. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(1), 117-122.
- Paradis, S., & Goodfellow, W. (2012). SEDEX Deposits in the Cordillera: Current concepts on their geology, genesis, and exploration. *Geological Survey of Canada, Open File*, 7144(11).

- Patiño, F. C., & Méndez, D. A. C. (2003). Contribución a la definición de superposición de eventos metalogénicos en el yacimiento de Francisco I. Madero. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(2), 124-132.
- Pérez Corona, F. Y. (2011). Caracterización geofísica de ambientes cársticos, caso: Poljé de Joya de Luna, San Luis Potosí, México (Master's thesis).
- Robinson, E. S. (1988). *Basic exploration geophysics*.
- Rodríguez, G. (2010). Determinación de zonas de alteración Hidrotermal mediante imágenes ASTER, oeste de Cajamarca. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional San Antonio de Abad. Cusco, p.99.
- Rodríguez-Salcido, José Alejandro. (2017). Investigación practica yacimientos minerales I mina la Judith localidad Aldama. Universidad Autónoma de Chihuahua.
- Ruiz-Armenta, J & Prol-Ledesma, R. (1995). Técnicas de procesamiento de imágenes en la exploración de yacimientos minerales de origen hidrotermal. *Física de la Tierra, Norteamérica*, 0, ene.
- Siart, C., Bubbenzer, O., & Eitel, B. (2009). Combining digital elevation data (SRTM/ASTER), high resolution satellite imagery (Quickbird) and GIS for geomorphological mapping: A multi-component case study on Mediterranean karst in Central Crete. *Geomorphology*, 112(1-2), 106-121, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.05.010>
- Sociedad Exploradora Minera, S.A. de C.V. (2001). Carta Geológico – Minera Presa Presidente Calles, F13-B88, Aguascalientes y Zacatecas. Servicio Geológico Mexicano, secretaria de Economía. 1 mapa Escala 1:50 000.
- Song, W., Song, W., Gu, H., & Li, F. (2020). Progress in the remote sensing monitoring of the ecological environment in mining areas. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 17(6), 1846, <https://doi.org/10.3390/ijerph17061846>

- Spry, P. G., McFadden, S., Teale, G. S., Alers, B., Shallow, J. M., & Glenn, J. M. (2022). Nodular sillimanite rocks as field indicators to metamorphosed massive sulfide deposits. *Ore Geology Reviews*, 141, 104632.
- Tarling, D. H. (1983). Geological applications. In *Palaeomagnetism: Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archaeology* (pp. 197-302). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Torres Gaytan, D. E. (2013). Estudio geofísico aplicado a la exploración minera en El Milagro de Guadalupe, Municipio de Guadalcazar, Estado de San Luis Potosí (Master's thesis).
- Villajos, S. O., Villar, A. A., Pena, M. M., Arroyo, M. P., Alcázar, G. V., Morera, J. P., & Garcia, L. P. (2008). Los satélites de media y baja resolución espacial como fuente de datos para la obtención de indicadores ambientales. In IX Congreso Nacional de Medio Ambiente, Madrid (In Spanish).
- Yamaguchi, Y., Fujisada, H., Tsu, H., Sato, I., Watanabe, H., Kato, M., and Pniel, M. (2001). ASTER early image evaluation. *Advances in Space Research*. Vol. 28, No 1. pp. 69-76.
- Yan, S., Wu, X., Zhou, C., Liu, Z., & Zhuang, Y. (2011). Remote Sensing and Spectral Geology and Their Applications to Mineral Exploration. *Advances in Earth Science*, 26(1), 13, <https://doi.org/10.11867/j.issn.1001-8166.2011.01.0013>
- Yousefifar, S., Gharagozlou, A., Harooni, H. (2009). Extraction of hydrothermal alteration from Aster data by SAM method in Dali Cu-Au porphyry deposit, central Iran. Teheran Conference. *Geomatic Book*. 13 pp.
- Zhu, L., Suomalainen, J., Liu, J., Hyypä, J., Kaartinen, H., & Haggren, H. (2018). A review: Remote sensing sensors. Multi-purposeful application of geospatial data, 19, <https://doi.org/10.5772/intechopen.71049>