



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**LOCALIZACIÓN DE ZONAS CON MAYOR
POTENCIAL GEOTÉRMICO Y MINERO
EN ACOCULCO, PUEBLA.**

TESIS

Para obtener el título de

INGENIERO GEOFÍSICO.

P R E S E N T A

JOSÉ EDUARDO GRANADOS PASTRANA

DIRECTORA DE TESIS

DRA. ROSA MARÍA PROL LEDESMA



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2018

I. ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	i
I. RESUMEN	ii
II. ABSTRACT	iii
III. INTRODUCCIÓN.....	iv
1. FUNDAMENTOS FÍSICOS Y METODOLOGÍA	1
1.1. PERCEPCIÓN REMOTA.....	1
1.1.1. RADIACIÓN ELECTROMAGNÉTICA	1
1.2. FIRMAS ESPECTRALES	4
1.3. IMÁGENES DIGITALES	5
1.4. RESOLUCIONES.....	5
1.5. PROCESAMIENTO	6
1.6. MÉTODOS MAGNÉTICOS	15
SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS ROCAS	15
1.7. REDUCCIÓN AL POLO	15
1.8. PROFUNDIDAD DE LA ISOTERMA DE CURIE.....	18
PROCEDIMIENTO.....	22
2. ADQUISICIÓN DE DATOS.....	26
2.1. PERCEPCIÓN REMOTA.....	26
2.1.1. SENSOR UTILIZADO	26
2.2. DATOS AEROMAGNÉTICOS	27
3. SISTEMAS HIDROTERMALES	29
3.1. CLASIFICACIÓN DE SISTEMAS GEOTÉRMICOS.....	29
3.2. ALTERACIONES HIDROTERMALES	30
3.2.1. TIPOS DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL	30
4. RECONOCIMIENTO DE LA ZONA DE ESTUDIO	31
4.1. UBICACIÓN	31
4.2. GEOLOGÍA	32
4.2.2. ALTERACIÓN MINERAL.....	35
4.2.3. SISTEMA DE FALLAS	37
5. RESULTADOS	38
5.1. PERCEPCIÓN REMOTA.....	38

5.1.1.	MOSAICO MDE.....	38
5.1.2.	CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA.....	39
5.1.3.	REALCE ESPACIAL	40
5.1.4.	REALCE ESPECTRAL	41
5.2.	MÉTODOS AEROMAGNÉTICOS	44
5.2.1.	PROFUNDIDAD DE LA ISOTERMA DE CURIE.....	44
5.2.2.	REDUCCIÓN AL POLO	47
6.	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	48
6.1.	ANÁLISIS DE IMÁGENES SATELITALES.....	48
6.2.	ANÁLISIS DE DATOS MAGNÉTICOS	49
6.3.	INTEGRACIÓN DE LA INFORMACIÓN	51
6.3.1.	ZONAS CON MAYOR POTENCIAL GEOTÉRMICO	55
6.3.2.	ZONAS CON MAYOR POTENCIAL MINERO	57
6.4.	CONCLUSIONES.....	59
7.	REFERENCIAS.....	60

AGRADECIMIENTOS

Al proyecto GEMEX por la beca para elaboración de mi tesis de licenciatura y al proyecto CeMIE-Geo P-01 “Mapas de Gradiente Geotérmico y Flujo de Calor para la República Mexicana” por el acceso a los datos aeromagnéticos para el trabajo de tesis.

Gracias a mi tutora la Doctora Rosa María Prol Ledesma por sus infinitas enseñanzas, por su paciencia y motivación, ha sido un enorme privilegio contar con su apoyo y guía. Al Doctor Mauricio Nava por sus enseñanzas en programación, al Ingeniero Miguel por sus cursos de SIG y a todos los amigos del Instituto de Geofísica que me llegaron a apoyar para elaborar este trabajo.

A mis padres, Quirino y Guadalupe, quienes han sido mi principal motivación y base para ser una mejor persona día con día, gracias por brindarme la confianza, consejos y oportunidades para cumplir este objetivo. A mis hermanos, de quienes siempre he tenido su apoyo incondicional. Gracias familia por todo su amor.

Gracias a las personas que, de una manera u otra, han sido claves en mi vida universitaria y personal: Pamela Jiménez por apoyarme y motivarme cada día y amigos del alma, que siempre han creído en mí y me han alentado en todo momento.

I. RESUMEN

El complejo volcánico Acoculco está ubicada en la parte oriental del Eje Volcánico Trans Mexicano. El complejo se considera como un sistema hidrotermal debido a los manantiales burbujeantes que emanan CO₂, así como diversas zonas de alteración argílica avanzada generadas por la interacción fluido-roca. Estas manifestaciones termales han motivado a CFE a realizar diversos estudios geológicos y perforación de pozos exploratorios, trabajos que han demostrado el gran potencial geotérmico de Acoculco debido a las altas temperaturas registradas en los pozos de exploración.

La presente investigación utiliza tres métodos de exploración regional, para la delimitación de las zonas con mayor potencial geotérmico y/o minero en la caldera de Acoculco. El primer método realiza el procesamiento de datos aeromagnéticos para la estimación de gradientes geotérmicos mediante la profundidad de la isoterma de Curie (método de Okubo y Tanaka, 1985) implementando una nueva metodología, la cual eficientiza el tiempo de procesamiento, con dos programas realizados en Fortran y un script en Geosoft. Se obtuvo resultados concordantes con un par de gradientes geotérmicos registrados en pozos exploratorios realizados por CFE y con las manifestaciones hidrotermales observadas dentro de la caldera, así como una relación directa en el cambio de los gradientes geotérmicos y la presencia de fallas (propuestas por García-Palomo, 2017), ya que éstas delimitan los gradientes más altos encontrados en la zona norte, de la zona sur con gradientes geotérmicos más bajos, concluyendo que dichas fallas en dirección NW y EW funcionan como barreras, las cuales impiden el paso de los fluidos a la zona sur de la caldera, lo que explicaría la ausencia de manifestaciones geotérmicas en dicha zona.

El segundo método es la percepción remota, para identificar zonas de alteración mineral con base en el contenido de minerales del grupo hidroxilos como alunita, caolinita e illita los cuales se relacionan con las zonas de alteración reportadas por Canet y colaboradores (2010). Además, las imágenes satelitales se realizaron espacialmente para lograr la identificación de lineamientos que concordaron con fallas o contactos geológicos reportados por Sosa Ceballos, García Palomo et. al., (2017).

Dentro de la caldera se resalta el interés geotérmico de la zona norte, principalmente los contactos geológicos de rolitas con las unidades de basaltos El Aguila y Huistongo, reportados por Sosa Ceballos et. al., (2017), ya que estos podrían servir como canales para la circulación del fluido geotérmico.

El tercer método también utiliza los datos aeromagnéticos para identificar posibles cuerpos intrusivos de interés minero, realizando la reducción al polo para identificar las anomalías magnéticas más importantes, las cuales concordaron con múltiples minas reportada por Geoinfomex (2018). Las anomalías magnéticas se integraron con un mapa de anomalía de Bouguer, realizado por CIGSA (proyecto Acoculco, 2008) y con zonas de alteración mineral (hidroxilos y óxidos), proponiendo una serie de prospectos mineros dentro y fuera de la caldera de Acoculco.

II. ABSTRACT

The Acoculco volcanic complex is located in the eastern of the Trans Mexican Volcanic Axis. The complex is considered as a hydrothermal system, due to the bubbling springs that emanate CO₂, as well as various zones of advanced argillic alteration generated by the fluid-rock interaction. These thermal manifestations have motivated the CFE to carry out various geological studies and drilling of exploratory wells. These works have demonstrated the large geothermal potential of the Caldera due to the high temperatures recorded in the exploration wells.

The present investigation uses three methods of regional exploration, for the delimitation of the zones with greater geothermal and/or mining potential in the Acoculco caldera in the State of Puebla. The first method performs in the processing of aeromagnetic data for the estimation of geothermal gradients by means of the depth of the Curie isotherm (Okubo and Tanaka, 1985) implementing a new methodology, which streamlines the processing time, with two programs in Fortran and a script in Geosoft. Concurrent results were obtained with a pair of geothermal gradients registered in exploratory wells made by CFE and with the hydrothermal manifestations observed inside the caldera, as well as a direct relationship in the change of the geothermal gradients and the presence of faults (proposed by García- Palomo, 2017), since these delimit the highest gradients found in the northern zone, of the southern zone with lower geothermal gradients, concluding that said faults in the NW and EW directions act as barriers, which impede the passage of fluids to the south zone of the caldera, which would explain the absence of geothermal manifestations in said area.

The second method is remote sensing, to identify areas of mineral alteration based on the mineral content of the hydroxyl group such as alunite, kaolinite and illite, which are related to the zones of alteration reported by Canet et al. (2010). In addition, the satellite images were spatially enhanced to achieve the identification of lineaments that coincided with faults or geological contacts reported by Sosa Ceballos, Garcia Palomo et. al., (2017).

Within the caldera the geothermal interest of the northern zone is highlighted, mainly the geological contacts of rolitas with the El Aguila and Huistongo basalt units, reported by Sosa Ceballos et. al., (2017), since these could serve as channels for the circulation of the geothermal fluid.

The third method also uses the aeromagnetic data to identify possible intrusive bodies of mining interest, performing the reduction to the pole to identify the most important magnetic anomalies, which agreed with multiple mines reported by Geoinfomex (2018). The magnetic anomalies were integrated with an anomaly map of Bouguer, made by CIGSA (Acoculco project, 2008) and with areas of mineral alteration (hydroxyl and oxides), proposing a series of mining prospects inside and outside the Acoculco caldera.

III. INTRODUCCIÓN

El complejo volcánico Acoculco constituye un sistema hidrotermal con un gran interés geotérmico debido a la alta temperatura registrada en los pozos de exploración y las intensas manifestaciones superficiales, tal es el caso de la zona de Alcaparrosa y Los Azufres donde hay manifestaciones de manantiales fríos, burbujeantes con grandes concentraciones de CO₂ (mofetas) y alteraciones minerales, donde predominan minerales característicos de alteración argílica avanzada, como lo son caolinita, ópalo, alunita y esmectita entre otros.

El descubrimiento de las manifestaciones hidrotermales llevó a CFE a realizar dos pozos exploratorios en 1995 el EAC-1 a 1810 m de profundidad y en 2008 el EAC-2 a 1900 m de profundidad. Donde se encontró una temperatura de 260° (Pozo EAC1) a 1500 metros, con un gradiente geotérmico de 12°C/100m. En el fondo de EAC-2 se registró una temperatura de 307°C (Hernández López et al., 2009; Viggiano Guerra et al., 2011). El gran inconveniente para la exploración fue la baja permeabilidad encontrada en las rocas a profundidad. La baja permeabilidad de las rocas es debida a la precipitación de minerales de alteración lo cual indica que en el pasado existió permeabilidad y una intensa convección en el yacimiento, pero la precipitación de los minerales disminuyó la permeabilidad y eliminó el régimen convectivo, dando lugar a un régimen conductivo. (López-Hernández et al., 2009).

Algunas zonas dentro y adyacentes a la caldera han sido aprovechadas para la extracción de recursos minerales, por ejemplo, al sur se encuentra una mineralización de aluminosilicatos y la presencia de minas como El Manzanito, Ajolotla entre muchas otras que extraen arenas silíceas y caolín. Al norte, hay mineralizaciones dominadas por sulfuros de origen hidrotermal, con estructuras en vetas las cuales son explotadas por minas como El Tigre y San Miguel, que extraen elementos como oro. No resultaría extraño encontrar un yacimiento mineral relacionado con uno geotérmico en Acoculco, tal es el caso del yacimiento Lihir, ubicado en Papúa, Nueva Guinea, el cual se caracterizó por extraer durante dos años metales preciosos, predominando el oro, y posteriormente comenzaron a aprovechar la temperatura de los fluidos para la producción de energía geotérmica. (Pichler et al., 2004)

En este trabajo se llevará a cabo una de exploración regional, mediante percepción remota, la estimación de la profundidad de la isoterma de Curie y la reducción al polo, para delimitar las zonas que presenten los valores más altos de gradiente geotérmico, los menores valores en las anomalías magnéticas, alteraciones minerales y fallas o fracturas.

La Percepción Remota se ha utilizado para delimitar múltiples zonas de interés geotérmico, por ejemplo, se han obtenido resultados satisfactorios en el Parque Nacional Yellowstone, EU (Vaughan et al., 2012). Incluso, la percepción remota ha comprobado su efectividad para localizar zonas de alteración mineral, por ejemplo, en la provincia Kerman, Irán (Pour et al., 2011). Estos son sólo dos de los numerosos estudios de

percepción remota que han tenido resultados satisfactorios en la exploración minera (Sabins, 1999). Es por ello por lo que se ha optado por utilizar este método para la exploración regional de Acoculco.

En cuanto a la estimación de la profundidad de la isoterma de Curie, existen diversos estudios que han dado resultados exitosos, localizando zonas con baja profundidad de la base magnética, concordantes con manifestaciones geotérmicas, tal es el caso del manantial caliente Ikogosi, localizado al suroeste de Ekiti en Nigeria (Abraham et al. 2014). Otro buen ejemplo de la efectividad de este método ha sido el mapeo del punto de la isoterma de Curie (CPD), en el Parque Nacional de Yellowstone (Bhattacharyya and Leu, 1975).

En los siguientes capítulos se tratarán los fundamentos de la percepción remota, la justificación de las imágenes satelitales utilizadas, así como los fundamentos físicos del procesamiento, para obtener los realces espectral y espacial. También se presentarán los fundamentos del procesamiento de datos aeromagnéticos, para estimar la profundidad de la isoterma de Curie y su relación con el gradiente geotérmico, así como la reducción al polo. Posteriormente se dedicará un capítulo entero a sistemas hidrotermales ya que el comportamiento de éstos es fundamental para la exploración geotérmica y minera, una vez identificados los factores y características más importantes de éstos se procederá a describir rasgos geológicos de Acoculco y se citarán algunas de las investigaciones realizadas con mayor importancia para el propósito de esta investigación. Se continuará con el capítulo donde se presentan los resultados obtenidos con la metodología propuesta: procesamiento de las imágenes satelitales, procesamiento de los datos aeromagnéticos para determinación de la profundidad de la temperatura de Curie y la reducción al polo; y finalmente se integrará y analizarán los resultados, para delimitar las zonas con mayor importancia geotérmica y/o minera.

Una vez localizadas las zonas de mayor interés, se podrá recomendar y orientar a la exploración, con una inversión de recursos económicos con mayor información que pueda tomar decisiones respecto a la exploración geoquímica, geofísica o incluso realizar pozos exploratorios, para determinar el potencial geotérmico de la zona.

Este trabajo forma parte del proyecto "GEMex: Cooperación México-Europa para la investigación de sistemas geotérmicos mejorados y sistemas geotérmicos super calientes.

Capítulo 1

FUNDAMENTOS FÍSICOS Y METODOLOGÍA

1.1. PERCEPCIÓN REMOTA

La percepción remota o teledetección es una rama de la geofísica y disciplina científica la cual tiene como fin adquirir información de la superficie terrestre o de la atmósfera, sin un contacto directo con el objeto estudiado. Utilizando la radiación electromagnética, emitida o reflejada por el objeto estudiado. Los detectores de esta energía pueden estar colocados en plataformas (por ejemplo sistemas satélites). Los principales factores que intervienen en los estudios de percepción remota son la fuente (generalmente la energía electromagnética emitida por el Sol) y el receptor (en este caso sensores colocados en una plataforma satelital).

Existen instrumentos pasivos y activos para medir esta energía electromagnética, los primeros captan la energía reflejada generada por una fuente externa al instrumento por ejemplo el Sol y los activos son aquellos que generan su propia energía electromagnética la cual es reflejada por el objeto y captada por el instrumento.

1.1.1. RADIACIÓN ELECTROMAGNÉTICA

La radiación electromagnética consta de la variación armónica de campos eléctricos y magnéticos asociados. La luz del Sol, el calor de una llama, la energía que usa el microondas, así como la energía que se utiliza para las telecomunicaciones son formas de radiación electromagnética. Dicha radiación tiene propiedades características de las ondas. (Fig. 1.1.1).

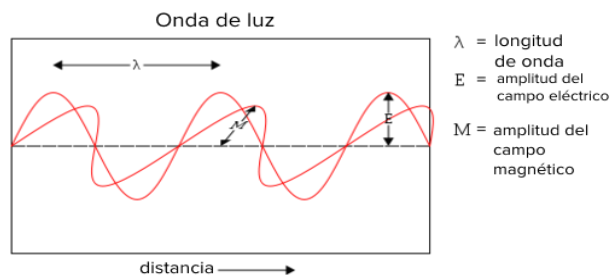


Fig. 1.1.1.. Composición de ondas electromagnéticas. Constituidas por la oscilación de un campo magnético y uno eléctrico. Imagen recopilada de ChemWiki de UC Davis (Universidad de California en Davis).

EL ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO

Se le conoce como espectro electromagnético a la representación de las ondas electromagnéticas de acuerdo con su longitud de onda y frecuencia. Se divide en segmentos o bandas. (Tabla 1.1.1)

Cuando la energía electromagnética es reflejada en algún objeto el ojo humano es capaz de percibir ciertas longitudes de onda de ésta, la cual es transformada en impulsos eléctricos en nuestro cerebro y percibida como una combinación de los colores primarios (Rojo, Verde y Azul), el efecto aditivo de éstos da la gama de colores que el ojo humano es capaz de percibir. Pero esta porción de energía electromagnética representa sólo una pequeña parte del espectro electromagnético, por ello con el fin de caracterizar diferentes materiales en función a las longitudes de onda que reflejan, absorben o emiten, se construyeron diferentes sensores capaces de identificar diferentes longitudes de onda de esta radiación fuera del campo visible.

Tabla 1.1.1. División del Espectro electromagnético y su utilidad. El infrarrojo que es el de principal interés se consultó la información de Sharma, y Chand, (2009).

BANDA	IFORMACIÓN	LONGITUDES DE ONDA [μm]	FRECUENCIA [HZ]
ONDAS DE RADIO	Las longitudes de onda más grandes en el espectro, pueden ser emitidos por una estación de radio o por objetos astronómicos como el Sol	>100 000	> 300x10 ⁶
MICROONDAS	Penetran a través de casi cualquier material lo que las hace ideal para comunicaciones. También utilizadas para estudiar la Tierra.	< 100 000	> 3x10 ⁸
ONDAS INFRARROJAS	El infrarrojo cercano y medio se utiliza para identificar o caracterizar diferentes materiales (especialmente vegetación y minerales) mediante la reflectancia y absorbancia de ciertas longitudes de onda. El infrarrojo lejano se ha utilizado para estimar la temperatura.	IR Cercano 0.78 a 2.5 Onda corta IR 1.3 a 2.5 IR Medio 2.5 a 15 IR Lejano 15 a 200	Cercano >120x10 ¹² Medio >6,00x10 ¹² Lejano > >300x10 ⁹
ESPECTRO VISIBLE	Longitudes de onda que puede percibir el ojo humano (incluye los colores primarios rojo, verde y azul).	< 0.780	>384x10 ¹²
RAYOS ULTRAVIOLETA	El Sol es la principal fuente de este tipo de radiación electromagnética pero la capa de ozono de la Tierra bloquea gran parte de ésta. Son dañinos para la piel, pero se puede estudiar la composición de estrellas y galaxias en estas longitudes de onda.	< 0.380	>7,89x10 ¹⁴
RAYOS X	Tienen mucha más energía y la atmósfera nos protege de estos dañinos rayos. Pueden atravesar cuerpos opacos y se utilizan para radiografías.	< 0.010	> 30,0x10 ¹⁵
RAYOS GAMMA	Son las ondas con más energía de todas y son producidas por los cuerpos más calientes y con más energía que existen en el universo.	< 0.000010	> 30,0x10 ¹⁸

INTERACCIÓN CON LA SUPERFICIE TERRESTRE

Cuando la radiación electromagnética incide en la superficie de un cuerpo ocurren tres principales fenómenos físicos. Una porción de la radiación es reflejada, la otra se transmite, es decir, atraviesa la superficie del cuerpo y otra parte es absorbida por sus átomos o moléculas.

I) REFLECTANCIA

La reflectancia se refiere a la porción de energía electromagnética que es reflejada, en otras palabras, es la relación de la radiación incidente y la radiación reflejada en una interfaz. Toma valores adimensionales de 0 a 1 dado que se define como el cociente de la radiación reflejada entre la radiación incidente.

Cuando la materia que compone cierto objeto refleja en mayor proporción la energía electromagnética en ciertas longitudes de onda, se conoce como picos de alta reflectancia. Por ejemplo, la vegetación en el espectro del visible tiene un pico de alta reflectancia en las longitudes de onda de 0.47 a 0.55, por lo que percibimos la vegetación de color verde, pero la máxima reflectancia la tiene en el infrarrojo cercano. (Campbell, 2002; Khorram, et al., 2012).

II) TRANSMITANCIA

La transmitancia se refiere a la porción de energía electromagnética que atraviesa un cuerpo. Un buen ejemplo son los cuerpos de agua, los cuales permiten que el flujo de radiación electromagnética los atraviese, por ello sus niveles de reflectancia son muy bajos.

III) ABSORBANCIA

La absorbancia en ciertas longitudes de onda se debe a que las moléculas que componen los materiales son excitadas por la radiación electromagnética y así los electrones absorben la energía de los fotones incidentes y se promueven a niveles energéticos superiores. Los materiales tienden a absorber la energía electromagnética en determinadas longitudes de onda por ejemplo es característico de las moléculas de agua absorber en longitudes de onda de 1.4 y 1.9 μm . (Campbell, 2002; Khorram, et al., 2012).

INTERACCIÓN CON LA ATMÓSFERA

La masa atmosférica está situada entre la superficie terrestre y aproximadamente a 27 km de altura y ésta se interpone entre el objeto de estudio y los sensores que captaran la radiación electromagnética reflejada y emitida por ésta, por lo tanto, resulta de suma importancia conocer la interacción que existe entre la atmósfera y la radiación electromagnética. La atmósfera permite el paso de algunas longitudes de onda (esos rangos son denominados ventanas atmosféricas y la radiación con esas longitudes de onda no es absorbida por las moléculas que componen la atmósfera y pueden ser detectadas por los sensores). (Campbell, 2002; Khorram et al., 2012).

La dispersión atmosférica es un fenómeno físico, en óptica ocurre cuando ciertas longitudes de onda son separadas y redireccionadas debido a que atraviesan o chocan ciertas partículas. La intensidad de dispersión dependerá de múltiples factores, como los

son las longitudes de onda, el tamaño de las partículas y la cantidad de éstas. Este fenómeno se presenta en la Tierra, debido a los gases y aerosoles que hay en la atmósfera, ya que tienen dimensiones similares a las longitudes del espectro visible en especial a las ondas del color azul. Este tipo de dispersión se conoce como dispersión de Rayleigh. Por otro lado, cuando la dispersión no es tan dependiente de las longitudes de onda (dispersión de Mie), todas las longitudes de onda tienen una dispersión similar, por lo que se podría observar una luz blanca pero mucho más intensa. (Campbell, 2002; Khorram et al., 2012).

1.1.2. FIRMAS ESPECTRALES

La percepción remota fundamenta la identificación de distintos materiales en las propiedades particulares de absorción y reflectancia, Reflectancia [%] vs Logitud de Onda [μm].

A la relación entre reflectancia y longitud de onda se llama firma espectral. Cada material tiene una firma espectral que lo caracteriza, por ejemplo, la firma espectral de la vegetación varía en gran medida con el contenido de agua, la salud y la forma de las hojas de la planta en cuestión (Khorram et al., 2012; Lillesand y Kiefer, 1994).

Analizando la Fig. 1.1.2. en el rango visible se observa mayor reflectancia en las longitudes de onda del color verde, por ello ésta la percibimos de este color. Pero si analizamos el infrarrojo notamos que el pico de máxima reflectancia está en el infrarrojo cercano (NIR), y éste es debido principalmente al mesófilo (tejido encontrado en la superficie de la hoja), si superficie de las hojas es menor, menor será la reflectancia en el NIR, mientras que los picos de absorción en el visible ($0.4 \mu m$ y $0.6 \mu m$) se deben a su contenido de clorofila, mientras que los picos en el infrarrojo medio ($1.4 \mu m$ y $1.9 \mu m$) se deben a su contenido en agua (la vegetación seca no tendría tan marcados estos picos).

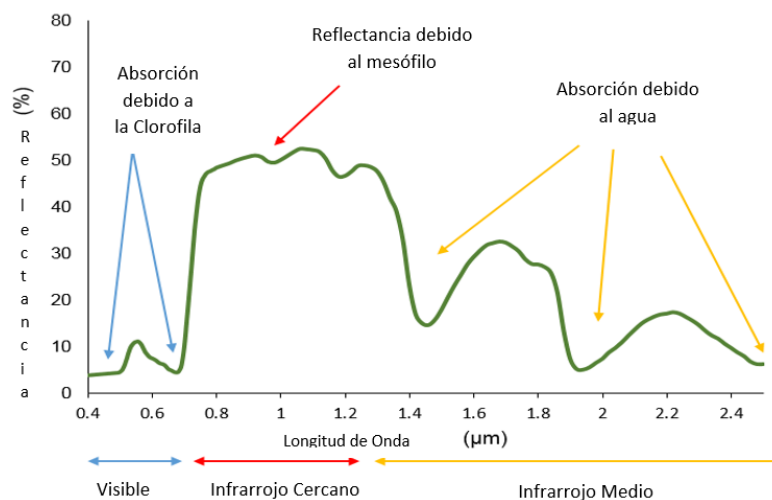


Fig. 1.1.2. Firma espectral de la vegetación. Imagen recolectada de NASA.GOV

1.1.3. IMÁGENES DIGITALES

Los sensores digitales están diseñados para tener sensibilidades espectrales enfocadas en un estrecho intervalo del espectro y proporcionar datos con una alta precisión en la medición de brillantez, a cada intervalo del espectro que es detectado individualmente se le conoce como banda espectral (Khorram et al., 2012).

Existen diferentes plataformas satelitales (LANDSAT, TERRA, NOAA, SPOT) las cuales portan sensores que se encargan de detectar la radiación que refleja o emite la Tierra, tienen sensores especializados para captar imágenes en diferentes rangos del espectro electromagnético, en grandes áreas de la Tierra que se pueden captar. Los detectores remotos contienen sustancias sensibles a diferentes longitudes de onda de la radiación electromagnética que liberan electrones cuando la luz choca con el sensor, estos electrones generan corrientes que son amplificadas y almacenadas y la información es desplegada en forma de una imagen cuyos valores de pixel son proporcionales a las cargas eléctricas provocadas por el impacto de los fotones (Khorram et al., 2012). Una vez que los sensores captan la radiación electromagnética, es procesada para obtener valores digitales conocidos como "Números Digitales", los cuales están asignados a cada uno de los pixeles que componen una imagen satelital, y cada uno de estos pixeles contienen información espacial y espectral.

Un píxel representa la unidad elemental mínima de información de una imagen digital. La intensidad de cada píxel corresponde al brillo promedio o "radiancia" medida electrónicamente sobre el área del terreno que corresponde a cada píxel. Normalmente un píxel contiene información en un rango de 0 a 128 o 256 que se despliegan en escala de grises y se integran en una imagen digital.

1.1.4. RESOLUCIONES

Una vez captada la radiancia es digitalizada en píxeles, y cada uno contiene un promedio de la radiación captada en esa área.

Cada sensor posee distintos tipos de resoluciones de acuerdo con su diseño, éstas son: Resolución espacial (I), Resolución espectral (II), Resolución temporal (III) y Resolución radiométrica (IV) (Campbell et al., 2011).

I) RESOLUCIÓN ESPACIAL

Se refiere al tamaño del objeto más pequeño que puede ser identificado en una imagen. Que corresponde con las dimensiones de un pixel.

II) IRESOLUCIÓN ESPECTRAL

Se refiere al ancho de banda espectral y al número de bandas de un sensor. Un sensor será más útil cuanto mayor número de bandas posea, ya que facilitará la caracterización espectral de las diferentes coberturas, al mismo tiempo conviene trabajar con bandas más estrechas, ya que bandas muy amplias suponen registrar un valor promedio de la energía recibida en todo el intervalo (Campbell, 2002; Khorram et al., 2012).

III) RESOLUCIÓN RADIOMÉTRICA

Capacidad de un sensor para grabar diferentes niveles de brillantez. Se mide usualmente en términos de bits, y se refiere al número de niveles en la escala de grises que un sensor puede grabar, algunos valores típicos son 8 bit (0-255), 10 bit (0-1023), 11-bit (0-2,047), 12-bit (0-4,095) y 16-bit (0-65,535) (Khorram et al., 2012).

IV) RESOLUCIÓN TEMPORAL

Indica la periodicidad con la que se obtienen imágenes de un mismo sitio, esto dependerá de la órbita y trayectoria del satélite; Esto para captar cambios de la Tierra a través del tiempo.

1.1.5. PROCESAMIENTO

El software utilizado para llevar a cabo el procesamiento de imágenes satelitales, fue ENVI e IDRISI, también se recurrió a ARCGIS, con el fin de realizar proyecciones, digitalizaciones y la visualización de las imágenes con su georreferencia.

Sabins (1997) divide a los métodos de procesamiento de imágenes en tres categorías de acuerdo con la función principal que realizan sobre la imagen:

a) Restauración de la imagen. Este proceso realiza una compensación a la imagen por errores de la ésta: ruido, distorsión geométrica, defectos de grabación y operaciones de reproducción.

El objetivo de este proceso es lograr que la imagen restaurada se asemeje a la escena en el terreno, mediante algunos métodos como:

- Corrección radiométrica
- Corrección por distorsión geométrica.
- Corrección por dispersión atmosférica.

b) Mejoramiento de la imagen. Los métodos encargados del mejoramiento de la imagen tienen como objetivo mejorar la visualización del contenido de la información en la imagen, es decir, aumentar el impacto visual que tiene la imagen sobre el intérprete.

- Realce de contraste.
- Realce de bordes.
- Construcción de mosaicos digitales.

c) Extracción de la información. Estos métodos utilizan algoritmos a partir de métodos estadísticos para obtener parámetros relevantes, a partir de los datos contenidos en las imágenes satelitales.

- Análisis de Componentes Principales.
- Cocientes de bandas.
- Clasificación multiespectral.
- Detección de cambios en el terreno a partir de imágenes de series de tiempo.

1.1.5.1. RESTAURACIÓN DE LA IMAGEN

La restauración de la imagen equivale a un preprocesamiento el cual es definido por Campbell (2002) como la preparación los datos de entrada para la etapa de procesamiento. Estas operaciones tienen dos propósitos: minimizar la distorsión y atenuar o eliminar los errores de la imagen. Estas operaciones incluyen la corrección radiométrica, corrección por dispersión atmosférica y la corrección por distorsión geométrica.

I) CORRECCIÓN RADIOMÉTRICA

Las distorsiones radiométricas varían dependiendo del sensor y se manifiestan como errores en los brillantes de los píxeles. Comúnmente, se aplican correcciones por elevación y azimut solar, así como por la distancia Tierra-Sol a los datos para eliminar los efectos de la posición estacional del Sol respecto a la Tierra.

II) CORRECCIÓN POR DISTORSIÓN GEOMÉTRICA

Cuando una imagen no está bien georreferenciada se debe aplicar esta corrección. Existen dos tipos de distorsión: sistemática y no sistemática. La primera es el movimiento de la imagen debido al avance de la plataforma, también puede ser causada por variaciones en la velocidad de barrido del espejo, distorsiones panorámicas, variaciones en la velocidad de la plataforma o debido a la curvatura de la Tierra. Las distorsiones no sistemáticas son debido a un mal funcionamiento del sensor o a variaciones en la altitud de los satélites.

Las imágenes utilizadas en esta investigación, cuentan con la corrección geométrica. Sino se contara con esta corrección entonces se procedería a colocar puntos de control en nuestras imágenes digitales basados en un mapa georreferenciado para realizar la corrección.

III) CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA

Existe una corrección relativa y una absoluta la primera atenúa los efectos atmosféricos mediante la normalización de las intensidades entre las diferentes bandas de una misma escena para remover los problemas asociados al detector y después corrige las intensidades a partir de la comparación con una superficie de referencia de la misma fecha y misma escena. Y la corrección absoluta toma en cuenta el ángulo cenital solar al momento del paso del satélite, la transmitancia atmosférica para un ángulo de incidencia dado, la irradiancia espectral en la atmósfera superior y las leyes de dispersión de Rayleigh y Mie (Khorram et al, 2012).

Esta corrección se puede llevar a cabo mediante el método de sustracción del píxel más oscuro, el cual asume que, si hay píxeles en una imagen con valores muy bajos de reflectancia, cualquier reflectancia aparente debería ser producto de la dispersión atmosférica y esta información puede ser usada para calibrar el resto de la imagen (Chávez, 1988). Los píxeles más oscuros son seleccionados examinando el histograma de cada imagen digital y restándolos a cada una. Obteniendo un valor de ND mínimo de 0 en cada imagen.

El procesamiento se realizará en IDRISI y ENVI y se determinará cual es más adecuada en función a las firmas espectrales obtenidas al final de la corrección. En el primer software se aplicará el método de extracción del pixel oscuro, ENVI puede realizar una transformación de Números digitales a Reflectancia para obtener firmas espectrales más apegadas a la realidad. Las herramientas de Radiometric y FLAASH utilizan las siguientes fórmulas para llevar a cabo este proceso.

► De ND a Radiancia

$$L\lambda = MLQ_{cal} + AL$$

donde:

$$L\lambda = \text{Radiancia Espectral} \left(\frac{\text{Watts}}{m^2 * \text{srad} * \mu m} \right)$$

$ML = \text{Band} - \text{Factor de escala multiplicativo, obtenido del Metadato}$
 ($RADIANCE_{MULT_{BAND_x}}$, where x is the band number)

$AL = \text{Band} - \text{Factor de escala aditivo, obtenido del metadato}$
 ($RADIANCE_{ADD_{BAND_x}}$, where x is the band number)

$Q_{cal} = \text{Números Digitales (DN)}$

► De Radiancia a Reflectancia

$$\rho_{AS} = \frac{\pi d^2 L}{E_{sun} \cos(\vartheta_z)}$$

Donde:

ρ_{AS} : Reflectancia Aparente

E_{sun} : Constante atmosférica solar $0.9971208 (W m^{-2} \mu m^{-1})$,

ϑ_z : ángulo cenital (que se calcula a partir del ángulo de elevación del sol, θ_s , mediante $\theta_z = 90 - \theta_s$)

d : Distancia Tierra – Sol (expresada en unidades astronómicas)

L : Reflectancia de Tope

1.1.5.2. MEJORAMIENTO DE LA IMAGEN

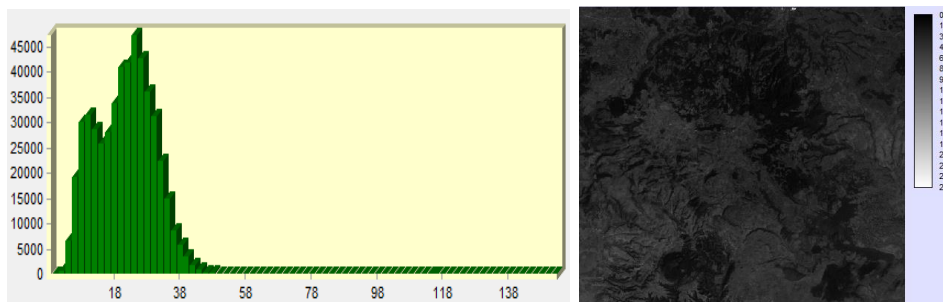
Se le llama mejoramiento de la imagen a todos los procesos que permiten facilitar la visualización de la información en la imagen. Dentro de estos procesos se encuentran los realces digitales, tanto espaciales como espectrales (Ruiz-Armenta y Prol-Ledesma, 1995). La información que se obtiene de este procesado no se debe utilizar para procesos posteriores (por ejemplo, para realce espectral) ya que cierta porción de información es alterada para facilitar la visualización.

I) REALCE DE CONTRASTE

Es una técnica utilizada para incrementar la diferencia entre el valor de un pixel y los pixeles vecinos, por ello facilitará la visualización y distinción de algunas características de una imagen en escala de grises. Los métodos más comunes para obtener un realce de contraste son el Stretch lineal y el Stretch lineal con saturación.

En el stretch lineal simple o no saturado, al valor de DN más bajo es asignado un nuevo valor que corresponde a cero, mientras que al valor máximo original se le asigna el valor de 255 (el valor máximo en la escala de grises para sistemas de 8 bits). El resto de los valores originales de DNs son linealmente reasignados a valores entre 1 y 254. Para el Stretch lineal con saturación se debe analizar la información estadística de cada imagen (histograma) para decidir que porción de información se puede redistribuir.

Para un stretch lineal con saturación del 2%, se satura el 2% de los pixeles más oscuros y el 2% de los pixeles más claros. En un caso particular, esto significa, por ejemplo, que se les asigna el valor de 255 a los pixeles cuyo número digital (DN) se encuentre entre 50 y 65, y se asigna el valor de 0 a aquellos que se encuentren entre 0 y 15. El 96% de los pixeles restantes se reasignan linealmente en el rango de 1 a 254 (Sabins, 1997; Fig. 1.1.5.2.1.)



Histograma e imagen TM1 en Escala de grises. Imagen TM1 antes de corrección atmosférica.

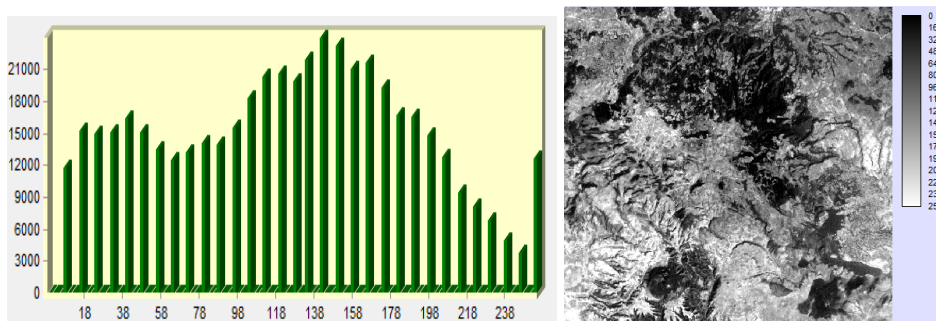


Fig. 1.1.5.2.1. Histograma e imagen TM1 en Escala de grises. Con Stretch del 2%. Imagen TM1 después de corrección atmosférica.

II) REALCE ESPACIAL

El principal objetivo de esta sección es localizar los principales lineamientos, ya que están directamente relacionados con fallas y fracturas esto mediante la localización de importantes cambios de brillantez en los pixeles, no siempre es fácil distinguirlos, por ello se han diseñado algunos filtros espaciales los cuales se aplican como kernel para realizar la convolución y obtener una imagen filtrada, que resalta dicho contrast. Dichos filtros se clasifican en direccionales y no direccionales.

Filtros no direccionales:

También conocidos como filtros Laplacianos, deben su nombre a que no siguen una tendencia particular al enfatizar los lineamientos, éstos son igualmente enfatizados en todas las direcciones.

► Filtro Pasa Bajas

Tiene por objetivo suavizar los contrastes espaciales, filtrando las frecuencias altas y dejando pasar las bajas, asemejando los valores de los pixeles vecinos. Por ello no resulta de interés su utilización para el mapeo de lineamientos, pero es útil para la remoción de ruido.

► Filtro Pasa Altas

Remarca los contrastes espaciales entre pixeles vecino, por lo que enfatiza los rasgos lineales (bordes) presentes en la imagen, como vías de comunicación cultivos o lineamientos geológicos, es la razón por la cual este filtro será uno de los que utilizará para el mapeo de lineamientos.

Filtro PA		
-1	-1	-1
-1	9	-1
-1	-1	-1

Fig. 1.1.5.2.2. Filtro Paso Alto de 3x3

El funcionamiento de un filtro o kernel, consiste en ser aplicado sobre arreglos de 3x3 de la imagen original, comenzando por la esquina superior izquierda, de modo que cada pixel es multiplicado por el valor correspondiente del kernel sobrepuesto, los nuevos valores resultantes son sumados obteniéndose un nuevo valor de DN y se dividen por la suma de los elementos del kernel, este valor sustituirá al valor original del pixel central del arreglo generando el valor de DN que tendrá el pixel central en la imagen resultante. El kernel se mueve una columna hacia la derecha y se repite el proceso para el nuevo pixel central, esto se repite hasta que se llega al borde de la imagen. En este punto el kernel vuelve al extremo izquierdo en donde comenzó y avanza una fila hacia abajo, repitiéndose hasta llegar al final de la imagen (Sabins, 1997; Lillesand y Kiefer, 1994).

Filtros direccionales:

Los filtros direccionales se utilizan para realzar los lineamientos que se encuentran orientados a una dirección preferencial. El procedimiento es el mismo que en los filtros anteriores, lo que cambia es el tipo de kernel que se utiliza, ya que sus elementos tienen los valores adecuados para hacer el realce en una dirección determinada (Sabins, 1997; Knepper, 1989).

Filtro NE			Filtro NW		
1	1	1	1	1	1
-1	-2	1	1	-2	-1
-1	-1	1	1	-1	-1

Fig. 1.1.5.2.3. Filtros Direccionales 3x3

1.1.5.3. REALCE ESPECTRAL

Este es la fase del procesamiento en la cual se resaltan características que no son perceptibles a simple vista, mediante una serie de algoritmos o rutinas que utilizan la información de cada una de las imágenes digitales y las integra para resaltar información que se desea, en este caso principalmente la presencia de arcillas y óxidos, para delimitar las zonas de posible alteración hidrotermal. Este tipo de minerales son clave para la explicación geotérmica y minera, ya que en ambos casos los procesos son similares.

Es indispensable analizar la firma espectral de los materiales que se desea identificar ya que esta fase del procesamiento se fundamenta en la respuesta espectral que tiene cada material, es decir se enfoca en los picos de absorbancia y reflectancia de los materiales (minerales) para poder identificarlos.

I) COMPOSICIÓN A COLOR (RGB)

A partir de la información espectral que contienen las imágenes satelitales (constituidas en escala de grises) se puede obtener una imagen compuesta por tres bandas y a cada una se le asigna un color Rojo, Verde o Azul (RGB), para facilitar la apreciación de algún material en específico. Cuando se realiza la composición a color los pixeles más brillantes tomarán un color más saturado mientras que los pixeles más oscuros tendrán menores niveles de saturación.

Existen dos tipos de composición a color, la composición en color real y la composición en falso color. La primera (Fig. 1.1.5.3.1.) está constituida por las bandas del visible en el arreglo adecuado, es decir la imagen se percibe como la percibe el ojo humano. Por otro lado, en la composición a falso color (Fig. 1.1.5.3.2.) se pueden asignar colores a las longitudes de onda que el ojo humano no puede percibir, como lo es el infrarrojo, en el cual se observa una respuesta característica para cada material. Por ejemplo la vegetación tiene un pico de alta reflectancia en el visible en longitudes de onda del verde (TM2), pero se caracteriza por tener un pico de reflectancia mucho mayor en el infrarrojo cercano (TM4), por lo tanto al hacer una composición RGB con las bandas 432 (TM) respectivamente, todo material que tenga alta reflectancia en la banda 4(NIR) se verá color rojo, todo lo que tenga alta reflectancia en la banda 3 (Rojo) se verá verde y todo lo que tenga alta reflectancia en la banda 2(verde) se verá color azul (Fig. 3.5.2). No sólo se puede hacer esta composición 432, sino que se insertan las bandas que resalten el material o cobertura deseada, en orden específico para que resalten más los materiales que se desea identificar.

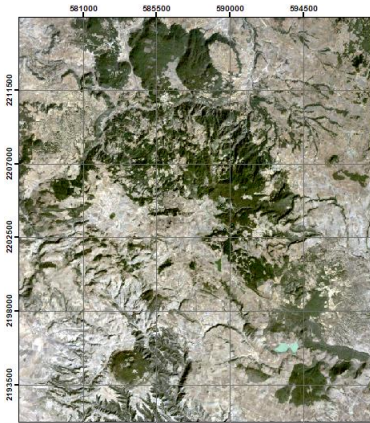


Fig. 1.1.5.3.1.
Composición
en Color Real.
RGB:123. TM.
Acoculco,
Puebla

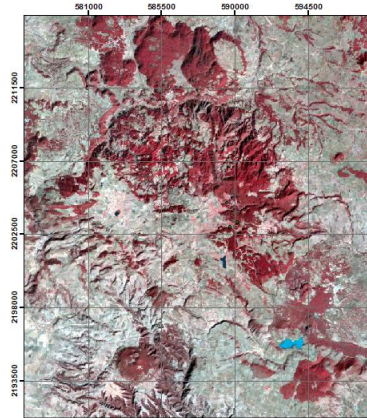


Fig. 1.1.5.3.2.
Composición en
Falso Color.
RGB:432
Vegetación en
color rojo (TM).
Acoculco,
Puebla

II) COCIENTE DE BANDAS

Este método consta simplemente en realizar una división con las diferentes imágenes digitales (bandas), donde el numerador lleva la banda que tiene la respuesta de reflectancia más alta del objeto que se desea identificar, mientras que en el denominador se tiene la banda con mayor absorbancia. Es una división entre pixel a pixel de cada una de las banda implicadas, donde si el pixel del numerador tiene un ND alto y es dividido entre el mismo pixel en una banda en la que tiene un ND bajo entonces el valor resultante de cada pixel aumentará y por ende su brillantez, por lo que será más sencillo identificarlo. Si ocurre lo contrario, es decir que el pixel en la banda del numerador tenga un valor bajo y en la del denominador un valor alto entonces el valor resultante del pixel tendrá un color oscuro y sabremos que éste no es el material que se busca.

Los cocientes de bandas a utilizar en esta investigación fueron formulados con base en la exploración de hidroxilos, óxidos y su diferenciación con la vegetación. (Tabla 1.1.5.3).

Tabla 1.1.5.3. Principales cocientes de bandas para resaltar la respuesta espectral de diferentes coberturas en imágenes del sensor TM.

Sensor	Vegetación	Óxidos	Hidroxilos
TM	B4/B3	B3/B1	B5/B7

III) ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

El análisis de componentes principales conocido como PCA por sus siglas en inglés, es un método de estadística multivariada, en el que a partir de un conjunto de variables posiblemente correlacionadas se obtiene un conjunto de variables decorrelacionadas, llamadas componentes principales. La técnica consiste en una transformación lineal, en términos simples, se hace una rotación y traslación del sistema coordinado original en el cual la varianza de mayor tamaño del conjunto de datos es designada como el primer eje (llamado la Primer Componente Principal), la segunda varianza más grande es el segundo eje, y así sucesivamente. (Sabins, 1997; Rencz, 1999).

Primero se construye la matriz de covarianza y con base en ella se calcula la matriz de correlación. Una de las ventajas del Análisis de componentes principales para reducir la dimensionalidad de un grupo de datos, es que retiene aquellas características del conjunto de datos que contribuyen más a su varianza, manteniendo un orden de bajo

nivel de los componentes principales e ignorando los de alto nivel. El objetivo es que esos componentes de bajo orden a veces contienen el aspecto "más importante" de esa información.

Para cada pixel, la transformación produce nuevos valores de DN, relativos a los nuevos ejes coordenados. Estos valores se utilizan para crear una imagen de la primera componente principal. Del mismo modo ocurre para cada nuevo eje creado, creándose tantas componentes principales como ejes se tengan (Sabins, 1997; Khorram et al., 2012).

Un método para realizar PCA consiste en tomar la información de todas las bandas espectrales con las que se cuente, y obtener así el mismo número de componentes que de bandas analizadas, para poder diferenciar la respuesta de un material, se debe conocer su firma espectral por ejemplo si lo que se desea es identificar vegetación, se debe tomar la componente que tenga información positiva de TM4 y TM2 principalmente, y las demás bandas con un signo contrario (principalmente TM3). Este método tiene una gran ventaja ya que se cuenta con la información espectral de todas las. La desventaja es que no siempre se puede encontrar una componente que contenga la combinación precisa de información para identificar el material deseado por ello se recurre a otros métodos. Por ejemplo, el método de Fraser (1991) utiliza cocientes de bandas como datos de entrada para el cálculo de las componentes principales, por ejemplo para hidroxilos y vegetación, se realiza el análisis de componentes principales con el cociente que realza la vegetación ($TM4/TM3$) y el cociente que realza hidroxilos ($TM5/TM7$). Obteniendo dos componentes, donde una tiene información positiva en zonas de hidroxilos y negativa en zonas con vegetación (o viceversa).

IV) PROCEDIMIENTO

Se hará un mapeo en función a las firmas espectrales de los minerales de alteración encontrados en la caldera de Acoculco (Fig. 1.1.5.3.3.). Con base en los antecedentes sobre estudios de alteración en la zona (Canet et al., 2015) se usaran las firmas de las asociaciones minerales típicas para alteraciones argílica y argílica avanzada.

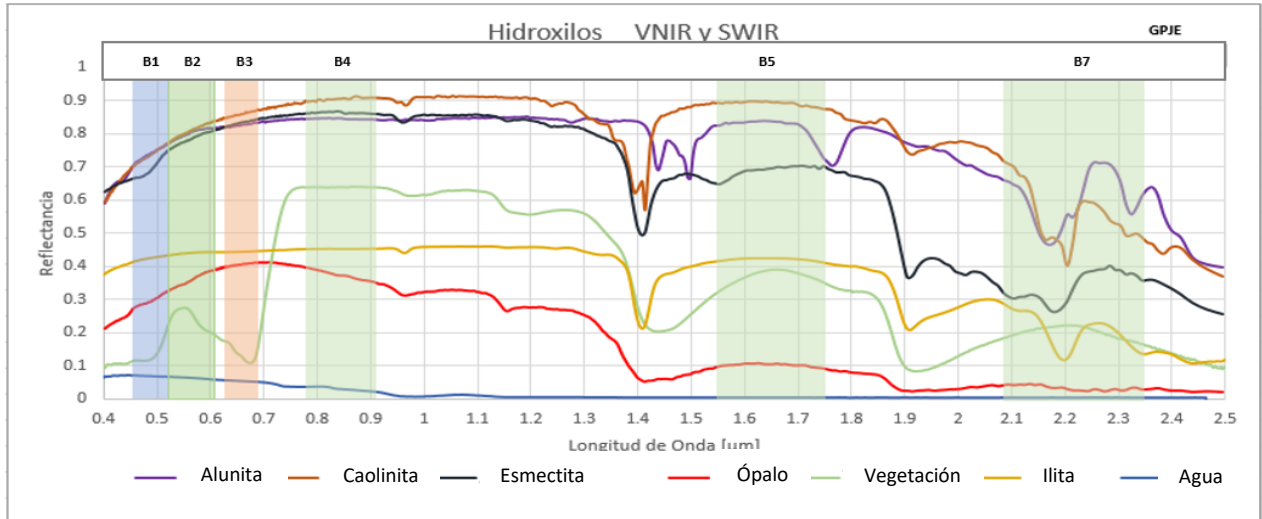


Fig. 1.1.5.3.3. Firma espectral de hidroxilos encontrados en la caldera de Acoculco. Los datos de estas firmas espectrales fueron colectados de USGS y graficados. Se resaltaron las longitudes de onda de cada TM.

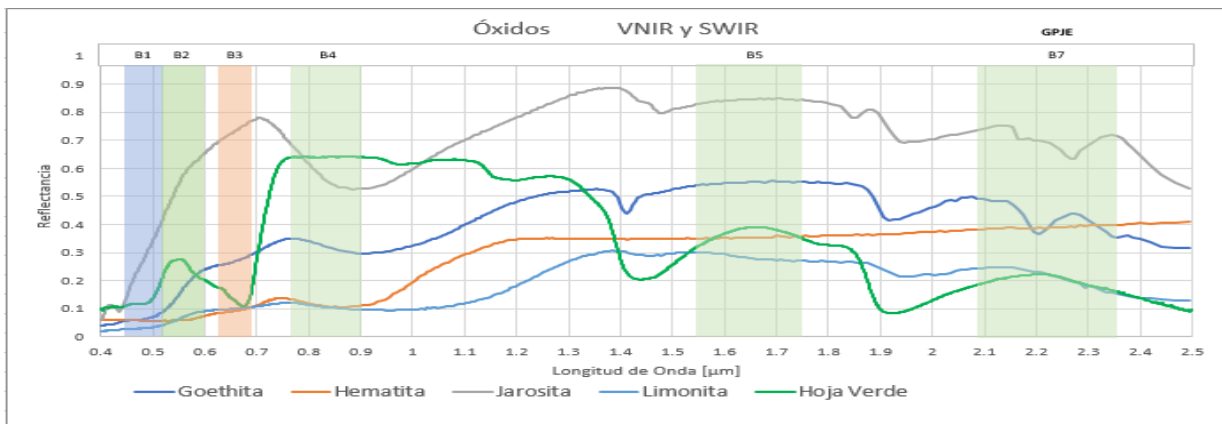


Fig. 1.1.5.3.4. Firmas espectrales de óxidos más comunes. Los datos de estas firmas espectrales fueron colectados de USGS y graficados. Se resaltaron las longitudes de onda de cada TM.

Se realizará un cociente de bandas para identificar diferentes materiales. (Tabla 1.1.7.2.). A partir de la Tabla 1.1.5.3. y en la Fig. 1.1.5.3.3., se intuye que habrá un problema para diferenciar hidroxilos de vegetación, ya que ambos materiales tienen alta reflectancia en longitudes de onda de 1.6 a 1.7 (banda 5 TM), por lo que será necesario aplicar análisis de componentes principales con el método de Fraser, es decir usar información de dos cocientes, donde uno resalte vegetación (B4/B3) y otro que resalte los minerales de alteración (B5/B7), y así obtener variables decorrelacionadas que delimiten mejor las zonas con hidroxilos.

1.2. MÉTODOS MAGNÉTICOS

El método magnetométrico se basa en la medición de las variaciones del campo magnético terrestre, consecuencia de la desigual magnetización de los diferentes tipos de rocas, por su diferente concentración de minerales ferromagnesianos. Las rocas que contienen estos minerales son susceptibles de magnetizarse bajo la influencia del campo magnético terrestre, originando un campo magnético local cuya intensidad será proporcional al contenido de minerales magnéticos (CRM, 1993). Con la respuesta a estos contrastes se obtienen anomalías dipolares y monopolares y para su obtención es necesario conocer las características del campo magnético del lugar y la ubicación del cuerpo que causa dicha anomalía (Cantos *et al.*, 1973).

SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS ROCAS

En la Tabla 1.6 se muestran los valores de susceptibilidad magnética de algunas rocas y minerales tomados de las tablas de Heiland y Birch. La mayoría de estas muestras se han medido en un campo magnético mayor al campo terrestre.

Tabla 1.6 valores de susceptibilidad magnética de algunas rocas y minerales tomados de las tablas de Heiland y Birch (1984).

Magnetita 0,3 a 0,8 Oersted	Arenista $16,8 \cdot 10^{-6}$ Oersted
Ilmenita 0,135 Oersted	Dolomia $14 \cdot 10^{-6}$ Oersted
Pirrotina 0,125 Oersted	En el vacío 0 Oersted
Franklinita 0,036 Oersted	Calcita pura $-1 \cdot 10^{-6}$ Oersted
Granito $(28 \text{ a } 2.700) \cdot 10^{-6}$ Oersted	Sal común $-1,3 \cdot 10^{-6}$ Oersted
Diorita $46,8 \text{ a } 10^{-6}$ Oersted	Grafito $-10 \cdot 10^{-6}$ Oersted
Gabro $(68,1 \text{ a } 2.370) \cdot 10^{-6}$ Oersted		

1.3. REDUCCIÓN AL POLO

El procesamiento de datos magnéticos de campo total puede catalogar en las siguientes categorías:

- Correcciones
 - Edición de líneas ruidosas.
 - Reducción de datos:
 - Corrección por variación diurna.
 - Corrección por IGRF.
- Mallado regular
- Interpolación lineal 2D.
- Compensación por campo geomagnético no vertical

La inclinación del vector magnetización y del campo geomagnético en los sitios del levantamiento, influyen en la forma y tamaño de las anomalías, observándose que cuando estos vectores no están dirigidos verticalmente, se forman anomalías asimétricas

cuyos centros se pueden situar considerablemente lejos del ápice de la fuente que las produce. (Blakely, 1996).

► Reducción al Polo

La reducción al polo recibe su nombre por los puntos geográficos en los que la inclinación del vector de campo geomagnético es vertical (polos magnéticos), produciéndose anomalías magnéticas simétricas, situadas directamente sobre las fuentes, facilitando su interpretación (Ervin, 1976).

Diversos autores han propuesto métodos para realizar reducciones al polo, siendo Baranov (1957) el primero de ellos, sin embargo la fórmula que se considera como estándar para esta reducción fue propuesta por Bhattachayra (1965).

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

$$\begin{aligned} \alpha &= \cos(I) \cos(D) & \alpha_M &= \cos(I_M) \cos(D_M) \\ \beta &= \cos(I) \sin(D) & \beta_M &= \cos(I_M) \sin(D_M) \\ \gamma &= \sin(I) & \gamma &= \sin(I_M) \end{aligned}$$

$$k = \sqrt{p^2 + q^2}$$

p, q : Números de Onda angulares en dirección X y Y

- Se guarda en una matriz los datos de anomalía magnética de campo total, se calculan las longitudes de la malla (L_x y L_y), los offset (dx y dy), el total de datos en cada dirección (N_x y N_y) y con base a esto, los siguientes parámetros para trabajar en el dominio de número de onda.

Número de Onda de Nightwish: $kNx = \frac{1}{2dx}$; $kNy = \frac{1}{2dy}$

Numero de Onda Fundamental: $kOx = \frac{1}{Lx}$; $kOy = \frac{1}{Ly}$

Numero de Onda por Ciclo en X: $kx = va de -kNx hasta kNx con intervalos de kOx$

Numero de Onda por Ciclo en Y: $ky = va de -kNy hasta kNy con intervalos de kOy$

Numero de Onda Fundamental: $kOx = \frac{1}{dxNx}$; $kOy = \frac{1}{dyNy}$

Numero de Onda por Ciclo: $kx = va de -kNx hasta kNx - KOx con intervalos de kOx$

$ky = va de -kNy hasta kNy - KOy con intervalos de kOy$

Con base en las coordenadas de la zona de estudio y su altitud media, se obtiene la declinación e inclinación del campo magnético en la NOAA. (Fig. 1.3.1.) Estos dos

valores serán utilizados para calcular los últimos para metros para obtener la superficie adecuada para realizar la reducción al polo.

Magnetic Field							
Model Used:	WMM2015						
Latitude:	19.984269° N						
Longitude:	98.28588° W						
Elevation:	2.0 km Mean Sea Level						
Date	Declination (+ E - W)	Inclination (+ D - U)	Horizontal Intensity	North Comp (+ N - S)	East Comp (+ E - W)	Vertical Comp (+ D - U)	Total Field
2018-02-03	4.2775°	47.9910°	27,245.3 nT	27,169.4 nT	2,032.1 nT	30,249.4 nT	40,710.4 nT
Change/year	-0.1173°/yr	-0.0144°/yr	-51.2 nT/yr	-46.8 nT/yr	-59.4 nT/yr	-72.1 nT/yr	-87.8 nT/yr
Uncertainty	0.31°	0.22°	133 nT	138 nT	89 nT	165 nT	152 nT

Fig. 1.3.1. Parámetros del campo magnético obtenidos en la NOAA.

$$I = \frac{(47.9910^\circ)\pi}{180^\circ}$$

$$D = \frac{(90^\circ - 4.2774^\circ)\pi}{180^\circ}$$

$$\alpha = \cos(I) * \cos(D); \quad \beta = \cos(I) * \sin(D); \quad \gamma = \sin(I);$$

- Se crea un ciclo anidado y se genera la superficie.
- Se aplica Transformada de Fourier a la matriz de la anomalía magnética.
- Se multiplica la matriz en dominio de Número de Onda por la superficie creada.
- A dicha superficie obtenida se le aplica Transformada Inversa de Fourier.
- Los valores obtenidos se almacenan en un archivo .XYZ, archivo listo para realizar la malla con anomalía magnética reducida al polo.

La superficie que genera la ecuación anterior (Fig. 1.3.2) propuesta por Bhattachayra (1965) es multiplicada en el dominio de número de onda por la malla regular.

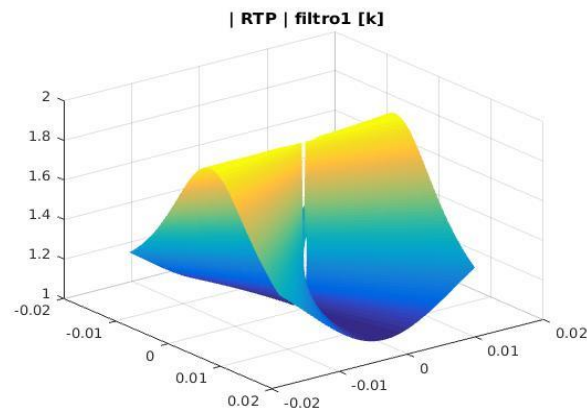


Fig. 1.3.2 Superficie generada en Matlab, para realizar la reducción al polo. Utilizando la fórmula propuesta por Bhattachayra (1965).

1.4. PROFUNDIDAD DE LA ISOTERMA DE CURIE

La temperatura de Curie es aquella a la cual los minerales magnéticos pierden su magnetización. (Stacey, 1974). Los minerales magnéticos son los minerales que presentan su propio campo magnético, pero el campo que generan se presenta con distinta amplitud dependiendo la composición del mineral y hábito cristalino. Se sabe que los minerales magnéticos más comunes (magnetita) se comportan como materiales paramagnéticos a temperaturas superiores de 560 a 600 [°C] por lo cual su contribución al campo magnético es insignificante, a la temperatura a la que ocurre esto, se le conoce como Temperatura de Curie. (Spector y Grant, 1970)

La ubicación de la Isoterma de Curie depende del régimen térmico de la corteza y del manto superior, pero puede ser definida a partir de métodos de inversión de los datos magnéticos. Estos métodos permiten obtener la profundidad de la base y cima de la fuente magnética, que a su vez puede interpretarse como la profundidad de la Isoterma de Curie a la cual los minerales pierden sus propiedades magnéticas. **Así la profundidad de la base de la fuente magnética se asocia a un valor de temperatura, que por convención es 580°C (Temperatura de Curie para la magnetita que es el mineral magnético más abundante), que puede ser usado para determina el gradiente geotérmico** (Okubo et al. 1985).

La determinación de la Isoterma de Curie es importante para correlacionarla con diferentes objetivos, como estimar el flujo de calor de una zona, realizar modelos de la estructura de la litósfera, modelos petrogenéticos, estudio de rupturas de sismos, así como determinar zonas con un gradiente geotérmico favorable para la explotación de energía geotérmica.

Hay dos métodos que sirvieron como base para la determinación de la base y cima de la fuente magnética, éstos fueron propuestos por Spector y Grant (1970), estimando el promedio de profundidades de cuerpos magnetizados, a partir de las pendientes del logaritmo del espectro radial de potencias. El segundo método fue propuesto por Bhattacharyya y Leu (1975), para obtener la profundidad del centroide del cuerpo magnetizado. El método puede proporcionar información sobre la distribución de la temperatura a cierta profundidad (Okubo et al. 1985). En este trabajo aplicaremos el método de Spector y Grant (1970), Okubo et al. (1985), el cual analiza la información espectral incluida en los datos magnéticos.

En coordenadas polares (S, ψ) y en el dominio de la frecuencia, el espectro radial de potencia tiene la forma (Spector and Grant, 1970).

$$F(S, \psi) = 2\pi J A [N + i(L \cos\psi + M \sin\psi)] * [n + i(l \cos\psi + m \sin\psi)]$$

$$* \text{sinc}(\pi s a \cos\psi) \text{sinc}(\pi s b \sin\psi)$$

$$* \exp(-2\pi i s (x_o \cos\psi + y_o \sin\psi))$$

$$* \exp(-2\pi s z_t) - \exp(-2\pi s z_b)$$

Donde:

$$\text{SinC}(x) = \sin(x) / x$$

J = Magnetización por unidad de volumen.

A = Área promedio de los cuerpos.

L, M, N = Cosenos directores del campo geomagnético.

l, m, n = Cosenos directores del vector de magnetización promedio.

a, b = Direcciones promedio en x, y .

x_o and y_o = Promedio de la localización de los centroides (x, y)

z_t = Profundidad promedio del tope del cuerpo magnético.

z_b = Profundidad promedio de la base del cuerpo magnético.

Bhattacharyya y Leu (1975, 1977), estimaron las profundidades a las cuales podría estar la base magnética (Z_b), en dos pasos: el primero, buscando el centroide (Z_o) y segundo, determinando el tope superior (Z_t):

$$Z_b = 2Z_o - Z_t$$

Los términos que implican a Z_t y Z_b se pueden incluir en una función seno hiperbólica de Z_t y Z_b más un término relacionado con la profundidad del centroide Z_o . En longitudes de onda muy largas, el seno hiperbólico tiende a la unidad, dejando el término que contiene Z_o , la profundidad al centroide. Por otro lado, a longitudes de onda cortas, se tiene la señal del tope del cuerpo magnético (Okubo et al. 1985). Si comenzamos con el centroide a longitudes de onda largas (comparadas con las dimensiones del cuerpo ($a, b, y Z_b - Z_t$), los términos del cuerpo involucrados, pueden ser aproximados por sus términos principales, para obtener la ecuación que representa el espectro del dipolo.

$$F(S, \psi) = 4\pi V J_s [N + i(L \cos\psi + M \sin\psi)] * [n + i(l \cos\psi + m \sin\psi)] \quad (2)$$

$$* \exp(-2\pi i s (x_o \cos\psi + y_o \sin\psi))$$

$$* \exp(-2\pi s z_o)$$

Donde: V es el volumen promedio del cuerpo.

En efecto, el promedio del conjunto a estas frecuencias muy bajas, es el de una distribución aleatoria de dipolos puntuales. Lo que sigue, por lo tanto, es independiente de los parámetros del cuerpo (prismas, cilindros o lo que sea), siempre que las dimensiones en todas las direcciones sean comparables.

Los experimentos numéricos con datos sintéticos, como reales muestran diferencias insignificantes entre los resultados obtenidos con y sin reducción al polo (por ello se omite en esta metodología). Dado que las áreas geotérmicas a menudo se encuentran en regiones volcánicas y es probable que los cuerpos intrusivos que actuarían como fuente de calor tengan una fuerte magnetización remanente, lo cual es una ventaja importante del algoritmo. (Okubo et. al., 1985).

Se encontraron dos métodos satisfactorios para estimar Z_0 a partir de la ecuación (2). El primero muy similar al de Bhattacharyya y Leu, definiendo $G(S, \psi)$ por:

Se define $F(S, \psi)$ por:

$$G(S, \psi) = \frac{1}{s} F(S, \psi)$$

Entonces

$$\frac{\partial G}{\partial s}(s, \psi) = -2\pi[z_0 + i(x_0 \cos\psi + y_0 \sin\psi)]G(S, \psi) \quad (3)$$

z_0, x_0 y y_0 pueden ser estimados por ajuste de mínimos cuadrados $(\partial G/\partial s)(s, \psi)$ usando $G(S, \psi)$, $G(S, \psi)\cos\psi$, y $G(S, \psi)\sin\psi$.

El Segundo método es muy similar al de Spector y Grant (1970) y Shuey et al. (1977). Primero, se promedia el cuadrado de las amplitudes de G sobre el ángulo en la frecuencia del plano:

$$H^2(s) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} |G(S, \psi)|^2 d\psi \quad (4)$$

$H(s)$ toma la forma

$$H(s) = A \exp(-2\pi s z_0)$$

Si F , satisface la ecuación (2), donde A es una constante, por lo tanto

$$\ln H(s) = \ln A - 2\pi s z_0 \quad (5)$$

contiene la profundidad de z_0 , por lo que ahora puede ser estimada por ajuste de mínimos cuadrados $\ln H(s)$ con una constante y un término lineal en s .

Para estimar el Z_t regresamos a la ecuación 1. supongamos que se puede encontrar un rango de longitudes de onda para las cuales se mantienen las siguientes aproximaciones

$$\text{sinc}(\pi s a \cos\psi) \cong 1; \quad \text{sinc}(\pi s b \sin\psi) \cong 1; \quad \exp(-2\pi s z_b) \cong 0.$$

Para esta aproximación suponemos que los cuerpos en general son mas largos en profundidad que en su distribución horizontal. Sin embargo, si la distribución de las

dimensiones horizontales del cuerpo es muy amplia, se producirá un efecto similar por la variabilidad en términos correspondientes a las dimensiones horizontales del cuerpo.

Si se utiliza la aproximación, el espectro se reduce de la forma

$$F(s, \psi) = 2\pi JA[N + i(L \cos\psi + M \sin\psi)] \quad (6)$$

$$* [n + i(l \cos\psi + m \sin\psi)]$$

$$* \exp(-2\pi si(x_o \cos\psi + y_o \sin\psi))$$

$$* \exp(-2\pi sz_t).$$

Que resulta muy similar a la ecuación (2), excepto por el factor s.

La ecuación (6) es en efecto, el espectro del monopolo. Debido a las similitudes, se pueden usar los mismos dos enfoques básicos para estimar Z_t . Primero, uno puede usar

$$\frac{\partial F}{\partial s}(s, \psi) = -2\pi[z_t + i(x_o \cos\psi + y_o \sin\psi)]F(S, \psi) \quad (7)$$

para ajustar $(\partial F/\partial s)(s, \psi)$ usando $F(s, \psi)$, $F(s, \psi)\cos\psi$, y $F(s, \psi)\sin\psi$ y obtener una estimación para x_o , y_o y z_t .

Alternativamente uno puede calcular

$$K^2(s) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} |F(S, \psi)|^2 d\psi \quad (8)$$

Del cual se obtiene

$$K(s) = B \exp(2\pi sz_t)$$

Donde B es una constante independiente de s.

Para finalmente ajustar el $\ln K(s)$ a una constante y u término lineal

$$\ln K(s) = \ln B - 2\pi sz_t \quad (9)$$

El primer método produce resultados razonables, para modelos sintéticos 3D, pero da resultados erróneos y difíciles de interpretar para datos reales. Este método por lo tanto fue abandonado y se ha optado por utilizar el segundo método, el cual siempre produce resultados razonables (Okubo et. al., 1985).

PROCEDIMIENTO

Para estimar un gradiente geotérmico mediante el método de Okubo et al., (1985), es necesario conocer la profundidad de la isoterma de Curie, por ello se debe procesar una malla regular con anomalía magnética de campo total, para obtener el espectro radial de potencia, calcular las pendientes que están directamente relacionadas con la profundidad de la cima y base magnética, y finalmente poder estimar un gradiente geotérmico correspondiente al centro de cada malla procesada.

Normalmente los estudios que se han realizado con los fines antes mencionados, no utilizan más de 30 ventanas para mapear una zona de 2500 [km²], tal es el caso del estudio realizado por Abraham et al. (2014), en Ikogosi, Ekiti Nigeria, donde utiliza 23 ventanas para estimar la profundidad del punto de Curie (CPD), en un área de 2500 [km²] aproximadamente, y una interpolación lineal. En este estudio se utilizarán 6561 ventanas para mapear la caldera de Acoculco, cada 500 [m], incluyendo sus alrededores para determinar si los resultados tienen una correlación con las manifestaciones geotérmicas y con las unidades volcánicas más recientes de la zona.

He realizado 2 programas, en Fortran, Matlab y un script en Geosoft los cuales realizan un ventaneo con dimensiones y muestreo elegible (en función al propósito de la investigación), en este caso se utilizaron ventanas de 68 km de lado, para muestrear cada 2 km un área de 1600 [km²], posteriormente realizan el cálculo de pendientes, y obtienen un archivo con los gradientes geotérmicos y su correspondiente coordenada, listo para realizar una malla georreferenciada.

Por ello la primer etapa del procesamiento es **generar archivos .PLY** (Fig. 5.1.8.1), los cuales contienen las coordenadas de las ventanas (mallas) que se utilizarán. Esto se lleva a cabo con un programa realizado en Matlab. En éste se:

- Insertar la longitud de un lado de las ventanas, ya que éstas deben ser cuadradas para poder realizar la transformada de Fourier.
- Insertar la coordenada de la esquina inferior de la zona a mapear
- Insertar la dimensión del área a mapear.
- Elegir un intervalo de muestreo (Distancia entre el traslape de ventanas).

El número de archivos .PLY obtenidos, estará en función a los tres primeros parámetros.

La segunda etapa del procesamiento es realizada en Geosoft (Oasis Montaj), para **obtener los archivos .SPC** (Fig. 5.1.8.2), los cuales contienen la información del espectro radial de potencia del centro de cada ventana generada, esto mediante la siguiente serie de pasos:

- Se recortarán ventanas con los archivos generados anteriormente.
- Se prepararán cada una de éstas para tener mallas con valores equiespaciados. Herramienta: Prepare la malla.
- Se realiza la transformada de Fourier de cada una de las mallas, para pasar al dominio de número de onda. Herramienta: Forward FFT.

- Se calcula el espectro radial de potencia. Herramienta: Radial Average Spectrum.

La tercera etapa consiste en utilizar cada uno de los archivos .PLY y .SPC en un programa realizado en Fortran, para un cálculo de las coordenadas centrales y pendientes con base en el método de Okubo, mediante diferencias finitas, y así estimar la profundidad del tope (Zt) y la base (Zb) magnética para calcular el gradiente geotérmico.

- A partir del espectro radial de potencia, se obtienen dos nuevos espectros con las siguientes ecuaciones propuestas Okubo y Tanaka (1985).

$$\text{Espectro1}(i) = \ln(\sqrt{\text{Esp}(i)}) \quad (1.a)$$

Donde:

Espectro1: Valores de la curva para estimar la profundidad del tope de la base magnética
Esp: Valores del Espectro Radial de Potencia

$$\text{Espectro2}(i) = \ln \left[\frac{\sqrt{\text{Esp}(i)}}{\text{Nonda}(i)} \right] \quad (2.a)$$

Donde:

Espectro2: Valores de la curva para estimar la profundidad del centro de la base magnética

- A partir de las curvas generadas se hace el cálculo de la primer pendiente en el Espectro2 y la segunda pendiente del Espectro1. Esto se hace mediante diferencias finitas, las pendientes se calculan mediante inversión, con dos parámetros:

Solución para el modelo directo:

$$d = Gm$$

$$\begin{matrix} d_1 \\ \dots \\ d_n \end{matrix} = \begin{bmatrix} 1 & X_1 \\ \dots & \dots \\ 1 & X_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \end{bmatrix} \quad (3.a)$$

Se utilizan 2 valores de m, para un modelo lineal. (La ordenada al origen y pendiente)

Donde: *d: Datos observados; G: Kernel de inversión; m: Parametros*

Solución para el modelo inverso:

$$G^T d = G^T G m \quad (4.a)$$

$$G^T d (G^T G)^{-1} = (G^T G)^{-1} G^T G m$$

$$m_{est} = (G^T G)^{-1} G^{-1} d \quad (5.a)$$

Donde: *m_{est}: Parametros Estimados; G^T: G transpuesta*

$$d_{est} = G * m_{est} \quad (6.a)$$

Donde: *d_{est}: Datos Estimados*

- Con dos parámetros se obtiene un modelo lineal, por ello m_{2est} será utilizado para determinar los valores de las pendientes. El método consiste en tomar los primeros cuatro puntos del espectro, para calcular la primera pendiente, posteriormente se toma un punto más y se vuelve a calcular su pendiente, se repite este método hasta tomar el décimo punto del espectro, se determina el error de cada una de las pendientes y se elige la que tenga el error mínimo:

- I. Se debe tomar por lo menos 4 puntos del Espectro, (se analizaron múltiples espectros y la primera pendiente se encuentra del primer punto al cuarto o posterior, depende del tamaño de las ventanas utilizadas.
- II. El error es calculado mediante:

$$Error = \frac{|d_{obs} - d_{est}|}{d_{obs}} * 100\%$$

- Este procesamiento es utilizado para calcular la primer pendiente '*Pend1*' del *Espectro2*. (Fig. 5.1.8.3).
- Para el cálculo de la segunda pendiente '*Pend2*' del *Espectro1* (Fig. 5.1.8.4), se realiza el proceso anterior, para obtener la posición del último punto del primer pendiente, posteriormente repite el proceso para calcular la segunda pendiente, cambiando la condicional I), para tomar por lo menos 10 puntos.
- Una vez obtenidas '*Pend1*' y '*Pend2*' se hace el cálculo de la profundidad de la cima, el centroide y la base magnética, Z_t , Z_o y Z_b .

$$Z_t = - \left[\frac{Pend2}{4\pi} \right] \quad (7.a)$$

$$Z_o = - \left[\frac{Pend1}{4\pi} \right] \quad (8.a)$$

$$Z_b = 2Z_o - Z_t \quad (9.a)$$

- Con los valores de Z_b se hace el cálculo de los gradientes geotérmicos.

$$Grad = \frac{T_2 - T_1}{Z_b - Z_1} \quad (10.a)$$

T_2 : Promedio de los límites de la temperatura de la isoterma de Curie 600°C

T_1 : temperatura superficial promedio de la zona 20°C

Z_1 : Altitud del vuelo 300[m]

- Este programa genera un archivo .xyz que contiene las coordenadas (UTM) del centro de cada ventana y los valores de Z_t , Z_o y Z_b . (Fig. 5.1.8.4).

En la última etapa se toma el archivo antes generado y se realiza una malla en Surfer, con interpolación kriging lineal.

Kriging es un método de estimación el cual selecciona el promedio ponderado de los valores de las muestras la cual tenga la mínima varianza, es recomendado cuando los datos tienen una separación regular, la región de interpolación está dentro de la región de puntos de información y la variable aleatoria a estimar tiene una distribución normal.

Cada valor de nodo de la malla se basa en los puntos de datos vecinos del nodo. Cada punto de datos se pondera por su distancia desde el nodo. De esta forma, los puntos que están más alejados del nodo tendrán menos peso en la estimación del nodo. Por ejemplo, para calcular el valor de Z en el nodo A de la grilla, se usa la siguiente ecuación:

$$Z_A = \sum_{i=1}^n W_i Z_i$$

Z_A : Valor estimado del nodo A

n : Número de valores de datos vecinos usados en la estimación

Z_i : Valor en la ubicación i

W_i : Peso

El valor de los pesos se agregará a 1 para asegurarse de que no haya ningún sesgo hacia los puntos de datos agrupados. La fórmula puede volverse más compleja si aplica cosas como derivas y un radio de búsqueda.

Por ello primero se calcula el variograma, nos cercioramos que la variable aleatoria a estimar tenga una distribución normal, mediante mínimos cuadrados se ajusta una recta al variograma y se utiliza esa pendiente para la interpolación lineal de kriging.

Capítulo 2

ADQUISICIÓN DE DATOS

2.1. PERCEPCIÓN REMOTA

2.1.1. SENSOR UTILIZADO

Las imágenes utilizadas en esta investigación son provenientes del satélite Landsat-5 (TM, del año 1985).

- LANDSAT-5

El Landsat 5 se lanzó el 1 de marzo de 1984 contaba con 7 bandas espectrales: 2 en el espectro infrarrojo medio, una en el infrarrojo cercano y una en el térmico, además de las bandas en azul, verde y rojo, fue lanzado en una órbita helio sincrónica y polar.

En noviembre de 2011, el instrumento TM se detuvo debido a que falló un componente electrónico, y después de varios intentos de restaurarlo el Landsat 5 fue dado de baja oficialmente el 21 de diciembre de 2012, después de 28 años y 10 meses (NASA, 2013).

Tabla 2.1.1. Muestra las resoluciones de las imágenes Landsat-5. (NASA)

LANDAST 5					
Subsistema	BANDAS	RANGO ESPECTRAL[μm]	RESOLUCIÓN [M]	RADIOMÉTRICA	TEMPORAL
VNIR	1 (Azul)	0.45 – 0.52	30	12 BITS	16 DÍAS
	2 (Verde)	0.52 – 0.60	30		
	3 (Rojo)	0.63 – 0.69	30		
SWIR	4 NIR	0.77 – 0.90	30		
	5 SWIR1	1.55 – 1.75	30		
	7 SWIR2	2.09 – 2.35	30		
TIR	Band 6 TIR	10.400 – 12.500	120		

2.2. DATOS AEROMAGNÉTICOS

Los datos aeromagnéticos utilizados fueron adquiridos por el Servicio Geológico Mexicano, el Instituto de Geofísica los compró y los proporcionó para llevar a cabo esta investigación. Con el fin de estimar múltiples profundidades de la base magnética así como identificar las anomalías magnéticas más importantes.

En un levantamiento aeromagnético un avión vuela siguiendo líneas paralelas, atravesadas por otras, que suelen llamarse líneas de control o también líneas base, cuyo espaciado es un determinado número de veces mayor que el de las líneas de vuelo principales. En muchas ocasiones, las líneas de control son perpendiculares a las líneas de vuelo surgiendo en los efectos de las variaciones temporales y los de la deriva instrumental.

El espaciado óptimo de las líneas de vuelo depende del objetivo de la investigación, adoptándose una distancia superior a la mitad de profundidad a la que se encuentra la estructura geológica que se desea estudiar. La orientación de las líneas de vuelo es importante. Si la tectónica de la zona es conocida o si se dispone de levantamientos anteriores menos detallados, las líneas de vuelo se orientan aproximadamente perpendiculares a la tendencia magnética. Desviaciones respecto de la óptima, inferiores a 30° no suelen causar grandes problemas, sin embargo, cuando las líneas de vuelo forman menos de 45° con el "strike" tectónico, se necesitan grandes correcciones en los cálculos de la profundidad y la precisión se deteriora (Nettleton *et al.*, 1973).

Las adquisiciones de datos aeromagnéticos suelen realizarse con el siguiente equipo:

- Un magnetómetro de vapor de cesio con sensibilidad de 0.0005 [nT], registra con una frecuencia de 10 [muestras/s] montado en aeronave.
- Sensor Fluxgate para obtener los parámetros de compensación.
- GPS diferencial en tiempo real, con una frecuencia de grabación de 1 [Hz].
- Radioaltímetros con precisión de 4% y 5%, con un muestreo de 10 [Hz].
- Magnetómetro base Overhauser con sensibilidad de 0.01 [nT] y un registro de grabación cada 15 [s] (variable).
- Sensor Altímetro Barométrico, el cual registra la presión barométrica con una precisión aproximada de 1 [ft] a una frecuencia de grabación de 10 [Hz].
- Helicópteros para estudios a detalle y avión de ala fija para estudios regionales.

El principio físico en el que se basa el magnetómetro de absorción óptica, o magnetómetro de vapor de cesio, es conocido como precesión de Larmor. En presencia de un campo magnético externo, el movimiento orbital de una partícula cargada (como el de un electrón en su órbita alrededor de un núcleo atómico) oscila alrededor de la dirección del campo magnético. La frecuencia angular de esta precesión es directamente proporcional a la magnitud del campo magnético. La constante de proporcionalidad para el cesio 133 o frecuencia de Larmor es de 3.498 [Hz/nT] dando una frecuencia aplicada de 174.9 [kHz] para un campo magnético de 50 000 [nT] (Reeves, 2005).

La adquisición de los datos magnéticos se obtiene con el multiprocesador *HELIMAG* ó *AGIS/IRIS* (Sistema de Información Geofísica Aérea de *Pico Envirotec*), que conecta los sensores de GPS y magnetómetro, obteniendo mayor control sobre los datos. Se ha planteado una serie de pasos, los cuales se llevan a cabo a partir de la adquisición de los datos hasta su interpretación. (Fig. 2.2.).



Fig. 2.2. Diagrama, que sintetiza el trabajo con datos aeromagnéticos.

Una vez adquiridos y validados los datos, se procede a realizar una serie de correcciones:

- **CORRECCIÓN POR VARIACIÓN DIURNA:** Para quitar esta influencia magnética que tiene el sol en la Ionósfera, es necesario monitorear el campo geomagnético continuamente en una localidad fija (base temporal) cercana al levantamiento marino. Los datos registrados se pueden obtener de observatorios que se encuentran cercanos al levantamiento
- **CORRECCIÓN POR IGRF.** El modelo del IGRF del 2015 se tiene que establecer en el programa y posteriormente se puede aplicar esta corrección cargando los canales de entrada, como latitud, longitud, elevación, la fecha de adquisición de los datos y los canales de salida: campo total, inclinación y declinación.
- **CORRECCIÓN POR LAG (o por rezago).** Esta corrección es más evidente cuando se aplica a los datos adquiridos por helicóptero que por el avión de ala fija. El error por rezago resulta de una diferencia de algunos metros entre la posición del equipo de sistema de posicionamiento GPS y el sensor magnético.
- **CORRECCIÓN POR HEADING.** Los efectos de *heading* se observan al tener desplazamiento vertical en los valores magnéticos y son productos de la dirección de vuelo al momento de la adquisición de datos.
- **CORRECCIÓN TIE LINE Y NIVELACIÓN MANUAL.** La corrección de *tie line* implica hacer la nivelación de las líneas de control y las de producción, para que en la malla de datos se eliminen los efectos de diferentes vuelos
- **MICRONIVELACIÓN.** Cuando persisten los efectos no geológicos a lo largo de las líneas de estudio se aplica la micronivelación. Esta corrección no va más allá de 1 [nT], pues las variaciones de ruido son mínimas.

Capítulo 3

SISTEMAS HIDROTERMALES

La energía geotérmica está contenida en forma de calor en el interior de la Tierra. La transferencia de ésta. ocurre desde grandes profundidades de la Tierra hasta regiones sub superficiales, por medio de dos fenómenos físicos, conducción y convección, con los fluidos geotermiales actuando como medio de transporte. Si la permeabilidad de las rocas en el subsuelo es elevada, al igual que la recarga de los acuíferos, se cumplen condiciones ideales para la formación de un sistema hidrotermal, gracias a las altas temperaturas de los cuerpos magmáticos almacenados en las cámaras someras. (Barbier, 2002).

Existen dos tipos de porosidad, las cuales determinarán la permeabilidad del yacimiento. La porosidad puede ser primaria, es decir formada al mismo tiempo que los materiales o rocas que se acumularon en la zona o bien, secundaria, la cual se presenta posterior a la formación de las rocas, puede ser por diferentes esfuerzos y deformaciones de la Tierra y/o por procesos químicos como disoluciones. Además, debe existir un alto grado de porosidad interconectada para que los fluidos hidrotermales puedan desplazarse a través de las rocas hasta permitir el transporte de calor por convección (Barbier, 2002).

3.1. CLASIFICACIÓN DE SISTEMAS GEOTÉRMICOS

El ambiente geológico y el régimen de transferencia de calor sirven como parámetros para la clasificación de los sistemas geotérmicos. De esta clasificación podemos mencionar los sistemas geotérmicos convectivos, conductivos y los sistemas acuíferos profundos.

► Sistemas geotérmicos convectivos

Sistemas hidrotermales con alta porosidad y permeabilidad, relacionados con intrusiones magmáticas recientes y permiten la circulación de fluidos en ambientes continentales y marinos. Los ambientes típicos de esta categoría son zonas de expansión oceánicas, zonas de subducción, rifts continentales y zonas anómalas intraplaca. Estos sistemas se caracterizan porque el transporte de calor ocurre mediante la circulación de un fluido. Las temperaturas de estos sistemas son muy variadas, pueden ser bajas (<100 °C), intermedias (100-180 °C) o altas (>180 °C), según el ambiente tectónico y volcánico en el que se desarrolle el sistema.

► Sistemas geotérmicos no convectivos

Estos sistemas implican un régimen térmico en el cual, el transporte de calor es sólo por conducción. En esta categoría se pueden encontrar sistemas como los de roca seca caliente o sistemas con muy baja o nula permeabilidad. Para poder explotarlos, generalmente se requiere de procesos que incrementen la permeabilidad e incluso la inyección de un fluido de trabajo.

3.2. ALTERACIONES HIDROTERMALES

La alteración hidrotermal involucra cambios mineralógicos, químicos y texturales en las rocas sometidas a la acción de los fluidos hidrotermales. Esto ocurre debido al desequilibrio físico-químico de las asociaciones mineralógicas producto de su interacción con fluidos calientes, resultando en la formación de nuevas asociaciones minerales, estables a las nuevas condiciones. La alteración hidrotermal refleja la interacción del fluido, típicamente dominado por agua, con las rocas a temperaturas desde 100 °C hasta >300 °C. Los principales factores que controlan el proceso de alteración son: la características físico-químicas de la roca encajonante, la composición del fluido, su temperatura y concentración, actividad y potencial químico de los componentes en solución (Thompson y Thompson, 1996; Pirajno, 2009).

El estudio de las asociaciones mineralógicas de la alteración hidrotermal, como producto de actividad geotérmica, es de gran utilidad en la exploración, ya que proporciona información sobre las características del fluido, así como del rango de temperatura y la evolución del sistema geotérmico (Thompson, 1996).

3.2.1. TIPOS DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL

La clasificación de las alteraciones hidrotermales se efectúa con base en la asociación de minerales de alteración presentes en las rocas, puesto que ésta refleja las condiciones de temperatura, presión, composición química del fluido hidrotermal y mineralogía de la roca original (Thompson y Thompson, 1996). (Tabla 3.2.1).

Tabla 3.2.1. Principales tipos de alteración Hidrotermal. Información recolectada de Hedenquist, Izawa, Arribas & White et al.,(1996).

Alteración	Temperatura	Características	Minerales
Propilítica	200-300[°C]	Este tipo de alteración representa un bajo grado de hidrólisis. Es típica de pH neutro o alcalino.	Epidota, clorita, albita
Argílica intermedia	<150-200[°C]	Un grado más alto de hidrólisis relativo a la alteración Propilítica. Este tipo de alteración tiene lugar en rangos de pH ácidos y baja temperatura.	Caolinita, montmorillonita, esmectica
Argílica Avanzada	100-350[°C]	Caracterizada por la destrucción total de feldespatos en condiciones de una hidrólisis muy fuerte y pH muy ácido.	Alunita, caolinita, dickita, jarosita, diáspora, pirofilita esmectica.
Silicificación		Caracterizada por reemplazamiento o depositación directa de sílice.	Ópalo
Fílica	300-400[°C]	Tiene lugar en rangos de pH entre 4 y 5.	Sericita, cuarzo secundario, illita

Capítulo 4

RECONOCIMIENTO DE LA ZONA DE ESTUDIO

4.1. UBICACIÓN

La zona geotérmica de Acozulco está dentro de un complejo volcánico tipo caldera, la cual tiene el mismo nombre, ubicado entre los Estados de Puebla e Hidalgo. Se encuentra a una altura media de 2750 metros, está ubicada en la parte oriental del Eje Volcánico Trans Mexicano. (Fig. 4.1)

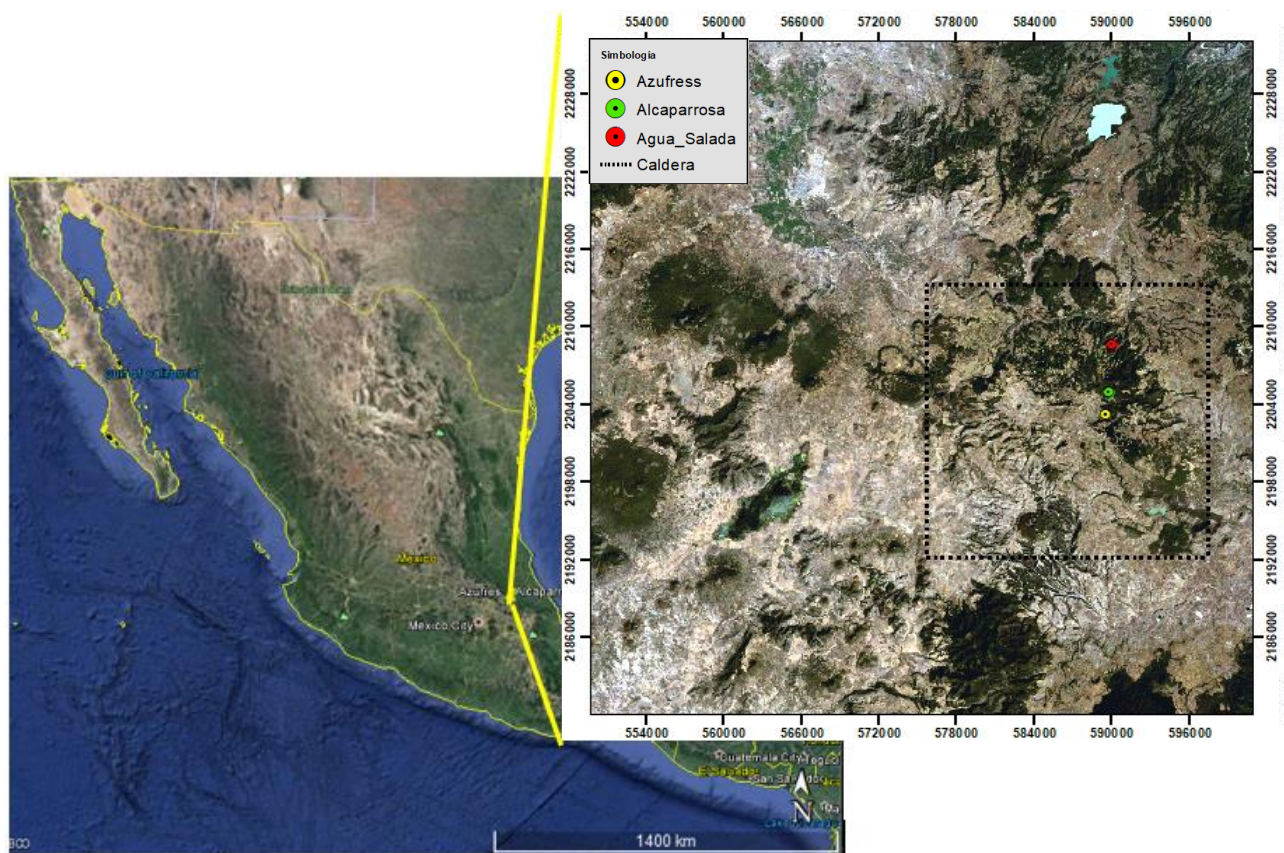
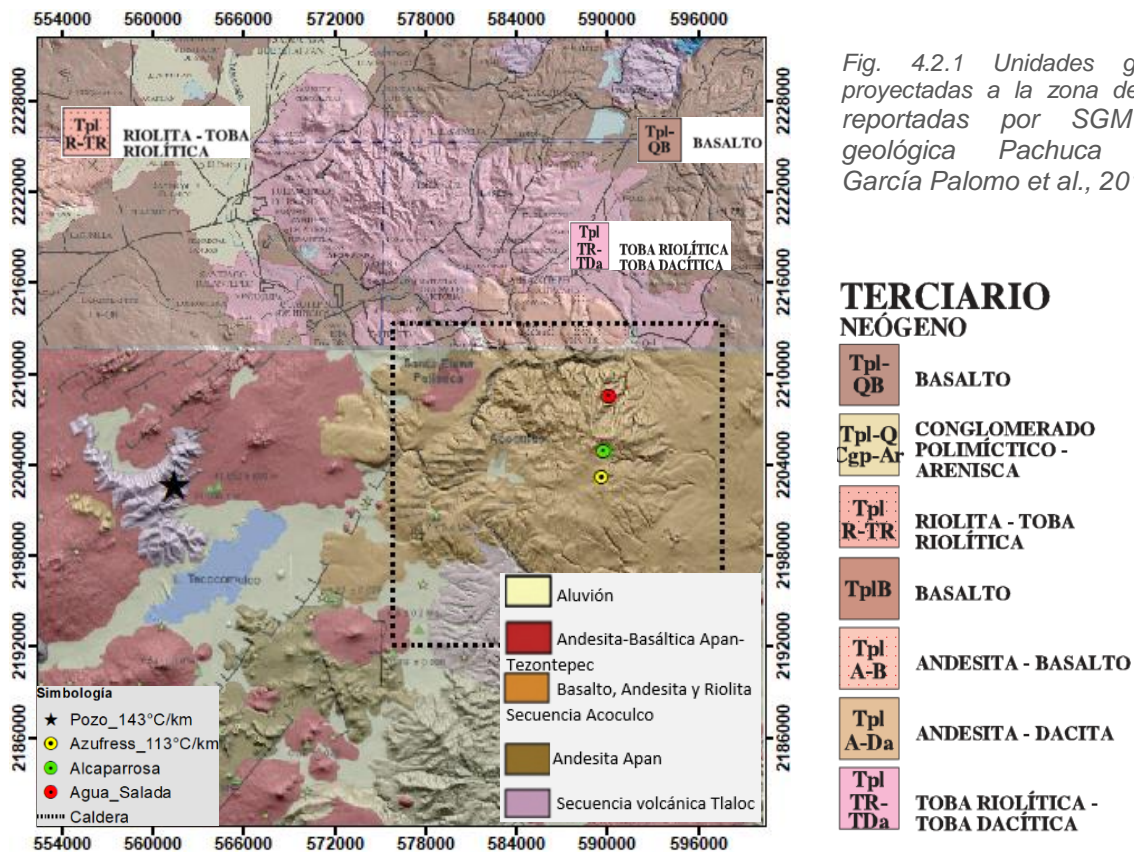


Fig.4.1. Localización y delimitación de la zona de estudio (coordenadas UTM). La línea punteada de color negro abarca la caldera de Acozulco, mientras que el punto amarillo y verde muestra las zonas con manifestaciones geotérmicas, mejor conocidas como Los azufres y Alcaparrosa, respectivamente.

4.2. GEOLOGÍA

► Geología Regional

La información propuesta por el SGM, García Palomo et. al.,(2017), se ha integrado y proyectado para su análisis (Fig. 4.2.1). Se observa que la zona de estudios está constituida prácticamente por unidades volcánicas, cuya formación va del terciario neogeno hasta apenas 40 mil años. La caldera de Acozulco está constituida, principalmente por unidades de basaltos, ignimbrita, riolitas y dacitas con edades de 0.2 hasta 3 millones de años (García Palomo et. al., 2017).



La mayoría de las minas que se encuentran dentro de la caldera, se encargan de extraer arenas silíceas en casi toda la caldera, sulfuros, elementos nativos como oro en la zona norte (minas El Tigre y San Miguel, según Goinfomex, 2018) y aluminosilicatos en la parte sur. Las zonas adyacentes a la caldera de Acoculco, generalmente son bancos de materiales que se encargan de extraer rocas de ornamenta o bien arenas silíceas.

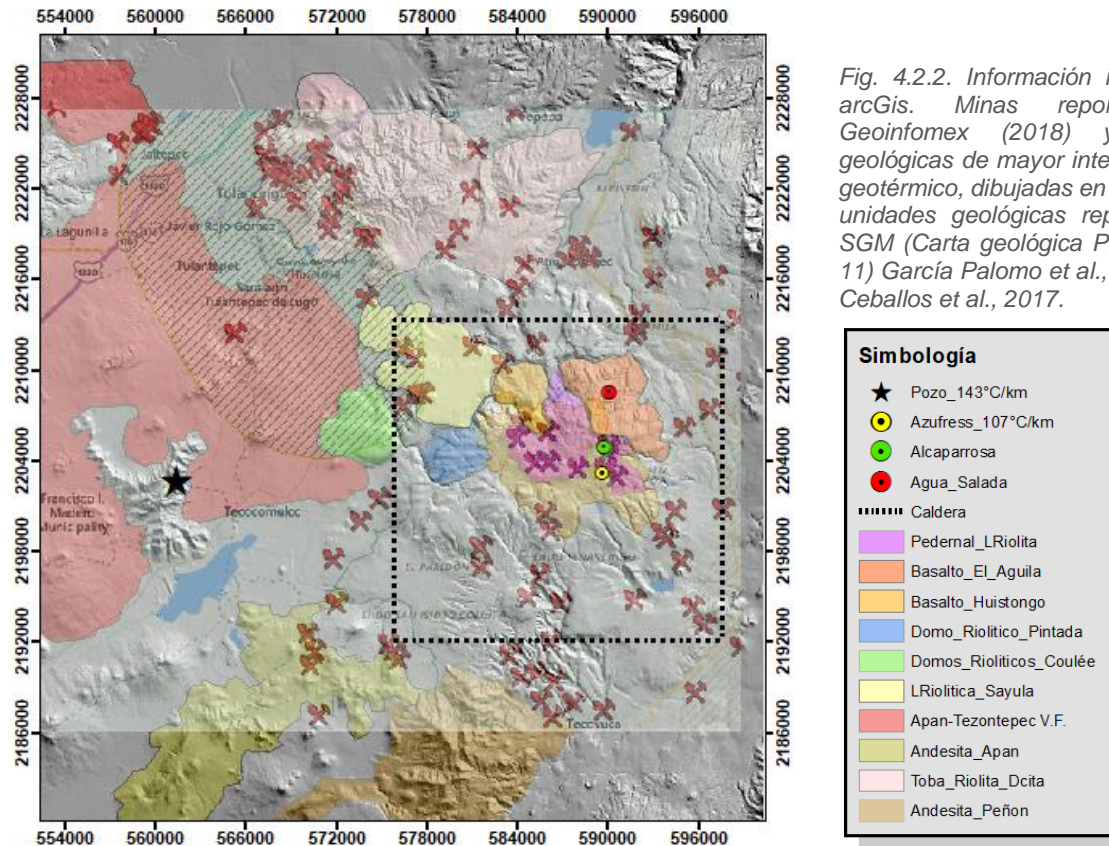


Fig. 4.2.2. Información integrada en arcGis. Minas reportadas por Goinfomex (2018) y unidades geológicas de mayor interés minero y geotérmico, dibujadas en función a las unidades geológicas reportadas por SGM (Carta geológica Pachuca F14-11) García Palomo et al., 2017, Sosa-Ceballos et al., 2017.

► Formación de la caldera

No se tiene indicio de la estructura volcánica previa al colapso que dio lugar a la formación de la caldera, dicho colapso ocurrió hace 2.7 Ma. misma edad que tienen las ignimbritas encontradas al norte de la caldera, por otro lado, el magmatismo que emerge a lo largo de los bordes de la caldera y en el centro de ésta debe ser posterior a la subsidencia, es decir, más joven a 2.7 Ma. (Sosa Ceballos, 2017).

Con la información de las columnas estratigráficas realizadas por CFE (Fig. 4.2.3.) y la aportada por López-Hernández et al. (2014) se realizó un esquema que explica brevemente la evolución de la caldera de Acoculco. (Esquema 4.2.).

Columna litológica del pozo EAC-2

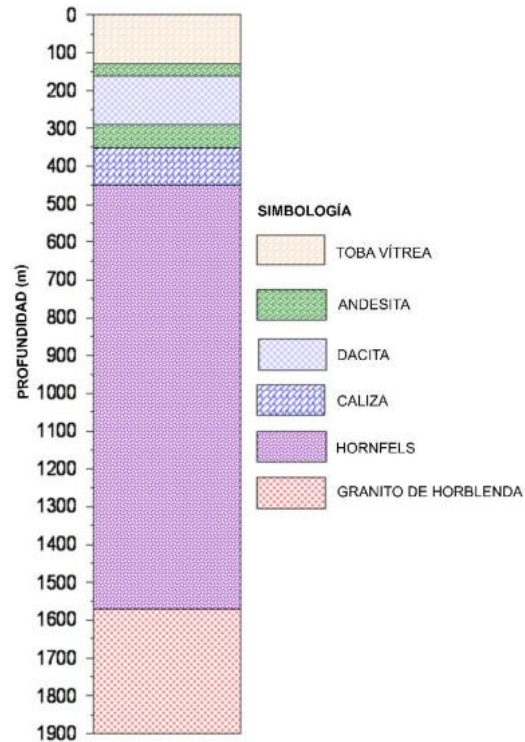
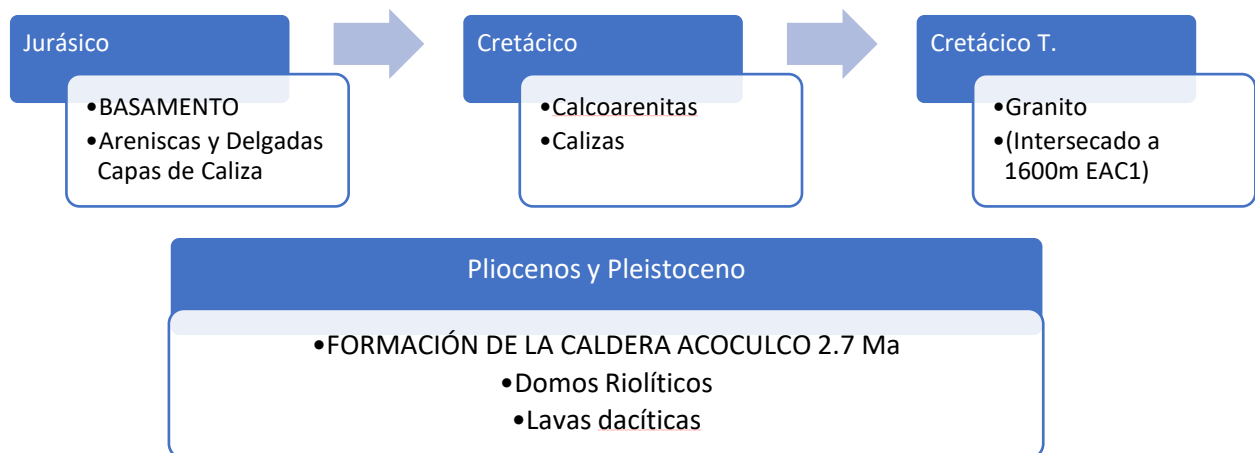


Fig.4.2.3. Columna litológica basada en los pozos perforados por CFE. Columna elaborada por (Torres et al., 1995).



Esquema 4.2. Evolución geológica de la caldera de Acoculco. Información obtenida de López-Hernández et. al.,2009.

4.2.1. ALTERACIÓN MINERAL

En la caldera se encontró alteración mineral principalmente alrededor de los manantiales con emanación de gases en Los Azufres y Alcaparrosa. Los principales minerales de alteración son; ópalo, caolinita, alunita, jarosita amoniaca, budingtonita (feldespato de amonio) e illita (Fig. 4.2.1.1). Los cuales son indicativos de alteración, comparables a los de otros sistemas hidrotermales y a los depósitos epítimales.

Con base en la espectroscopía (SWIR) y en el análisis de 40 muestras extraídas de los pozos, revela dos zonas de alteración, la primera una zona superficial con amonio-illita y la segunda, una zona de alteración propilitica (epidota-calcita-clorita) a mayor profundidad. La alteración superficial llega a profundidades de 500 a 600 m, afectando la mayor parte de la secuencia de la caldera. Ésta se caracteriza por una alteración argílica-avanzada con fases minerales con amonio de ignimbritas y de dacitas a lavas riolíticas. La zona de alteración más profunda llega hasta los 1000 m, donde hay mármoles producidos por el metamorfismo de las calizas. López-Hernández et al. (2009) reportó skarns de wollastonita, granate y diópsido (Fig. 4.2.1.2). Las fases minerales de amonio destacan por su gran utilidad como guía para la mineralización epitermal, ya que se encontró una relación entre los depósitos y los minerales que contienen amonio en un gran número de casos en Argentina (Godeas y Litvak 2006). (La alteración amoniaca es un proceso químico, el cual consiste en la sustitución de K por NH₄ en la estructura cristalina de los silicatos y sulfatos). Además estas fases ricas en amonio pueden servir de guías para la exploración geotérmica, en este caso en la región de Acoculco (Canet et al., 2015).

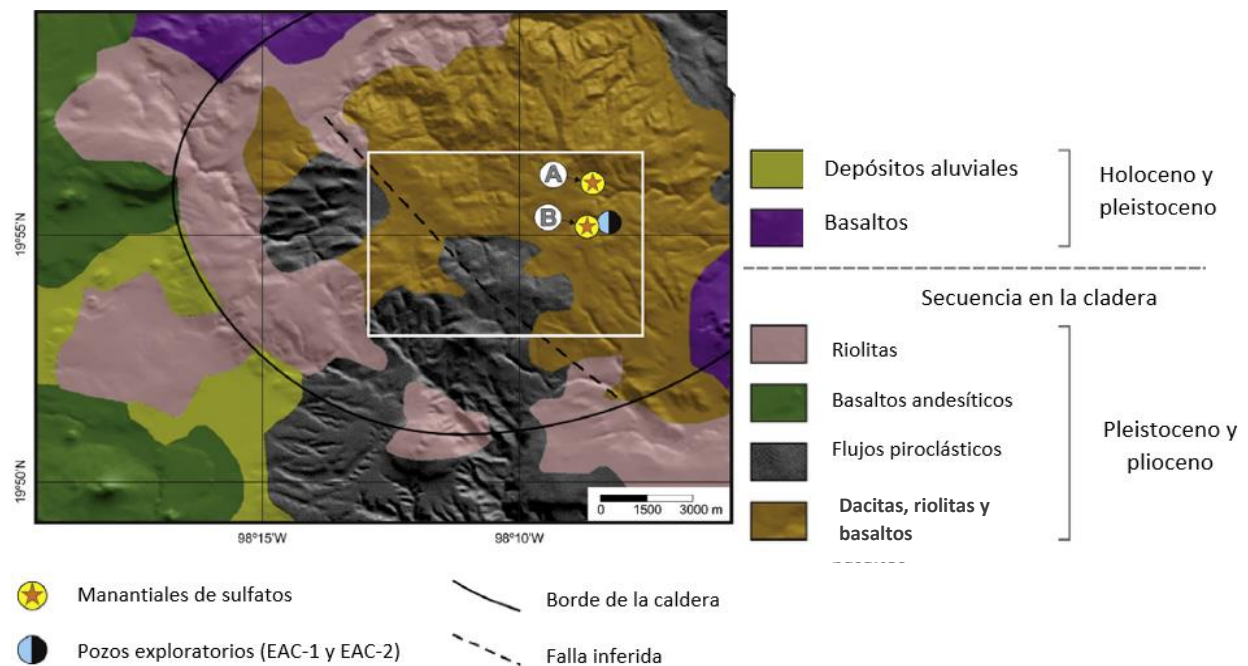


Fig. 4.2.1.1 El rectángulo blanco muestra la zona con manifestaciones termales (A, Alcaparrosa y B los Azufres), y la zona donde se llevaron a cabo los pozos. Unidades litológicas delimitadas por López-Hernández et al., 2009; Canet et al., 2010

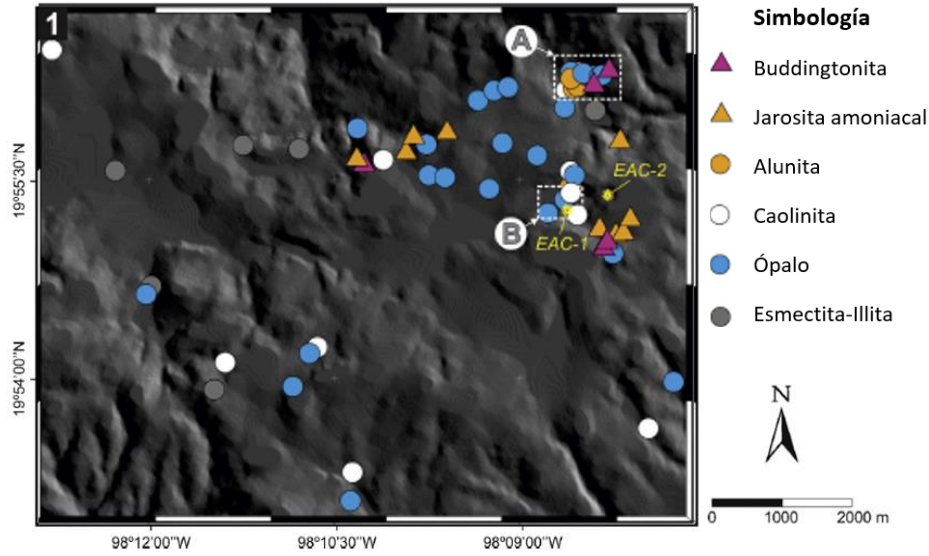


Fig. 4.2.1.2. Principales minerales de alteración localizados en Alcaparrosa (A) y Los Azufres (B). Canet 2015

Con base en la información obtenida del pozo exploratorio EAC-1 se elaboró un modelo de las unidades geológicas identificadas así como las diferentes alteraciones minerales (López Hernandez et al., 2009 y Canet et al., 2010; Fig. 4.2.1.3).

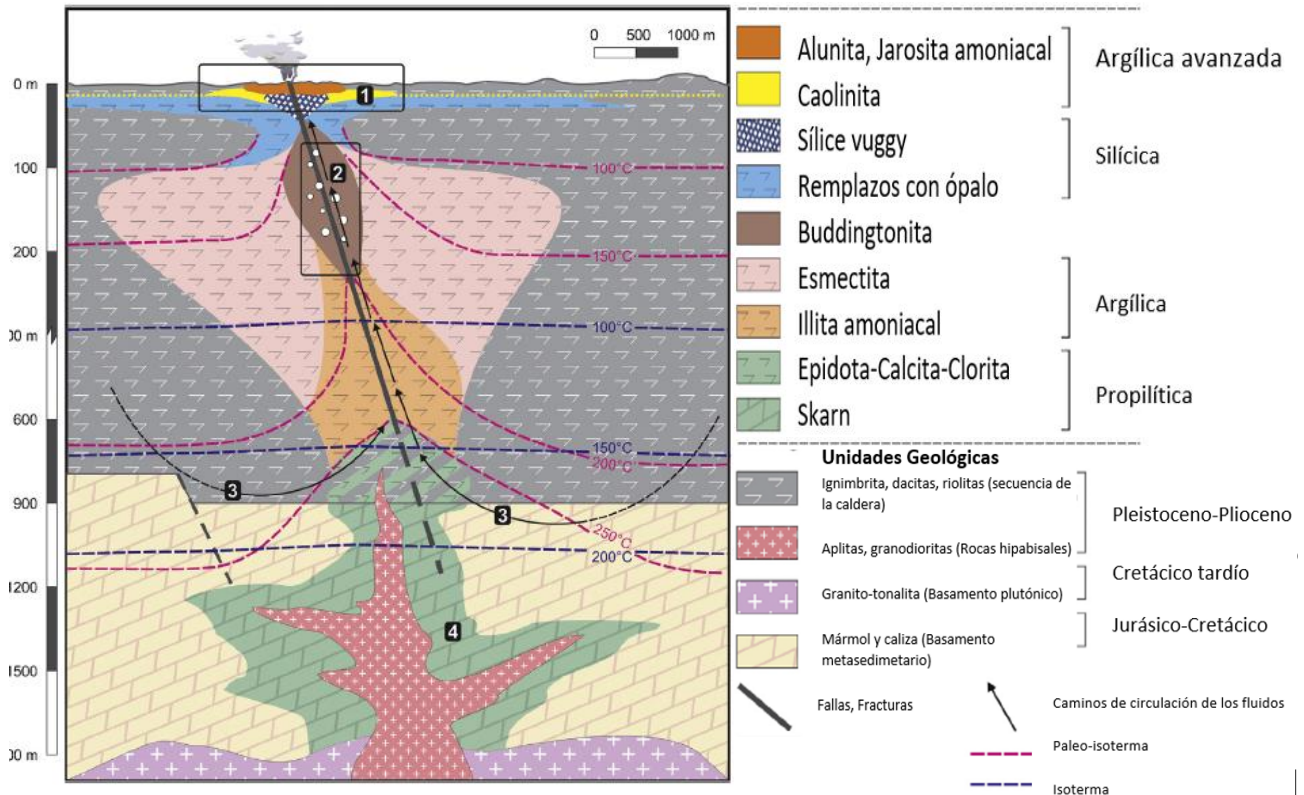


Fig. 4.2.1.3. Modelo de alteración hidrotermal de la zona geotérmica de Acoculco. Las unidades litológicas y la profundidad de las alteraciones fueron modelados con información del pozo EAC-1 (López Hernandez et al., 2009 y Canet et al., 2010). El gradiente de temperatura podría implicar la transición de un sistema convectivo a uno conductivo. (1) roca alterada con PH bajo; (2) zona de ebullición y separación de gases; (3) profundidad de fluidos, circulación y convección; (4) contacto metaformismo-metasomatismo. Canet et al., 2015.

4.2.2. SISTEMA DE FALLAS

En sistema extensivos y volcánicos es común encontrar varios patrones de fallamiento. En la región de Aocolco se identifican principalmente tres sistemas de fallas con orientación E-W, NW-SE y NE-SW (García Palomo, 2017, Fig 4.2.2). El pozo EAC-1 presenta fracturamiento y fallas selladas por minerales hidrotermales a diversas profundidades. El pozo EAC-2 presenta los rasgos estructurales que se reportan en la Tabla 4.2.2.

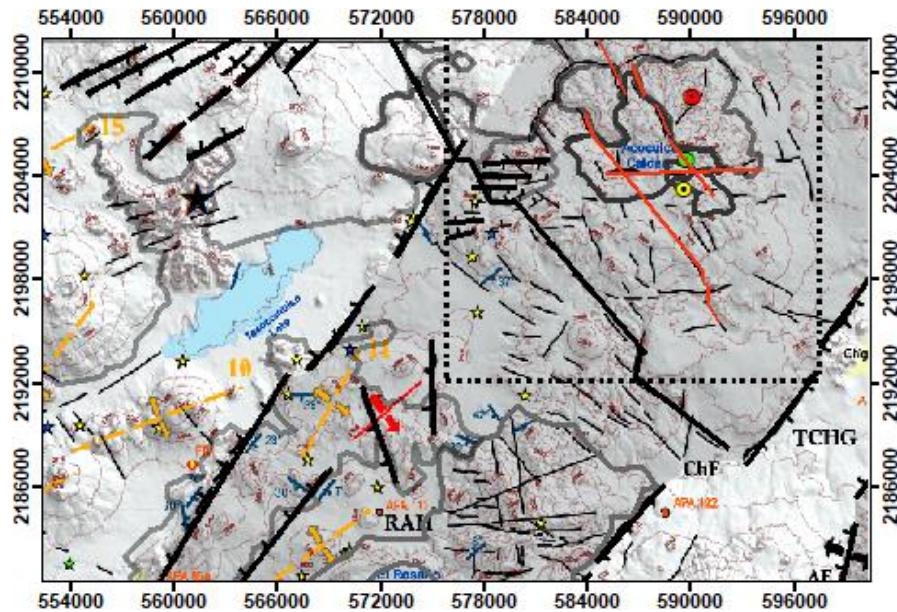


Fig. 4.2.2. MDE que muestra las principales fallas en la caldera de Aocolco. Los lineamientos son inferidos (Avellan, Sosa-Ceballos, 2014).

Tabla 4.2.2. Rasgos estructurales en el pozo EAC-2. Lorenzo Pulido Cecilia (2009).

PROFUNDIDAD [METROS]	DESCRIPCIÓN
1520-1560	Fracturamiento parcialmente sellado.
1570-1950	Fracturamiento abierto con presencia de cristales de epidota.
1828-1836	Evidencia de falla (estrías, fragmentos con superficies planas y brecha hidrotermal, una fractura de 6 mm).
1834-1836	Cruce de dos fallas con movimiento lateral izquierdo en una de ellas.
1836-1838	Fracturas rellenas por cuarzo y pirita con caras planas.
1838-1839	Estrías y planos de falla con presencia de cristales de cuarzo y epidota bien formados.
1839-1841	Fracturas con cristales de epidota bien formados.

Capítulo 5

RESULTADOS

5.1. PERCEPCIÓN REMOTA

5.1.1. MOSAICO MDE

Se realizó un mosaico de los modelos digitales de elevación (resolución de 15m) de los estados de Puebla, Hidalgo y Tlaxcala con ENVI. (Fig. 5.1.1)

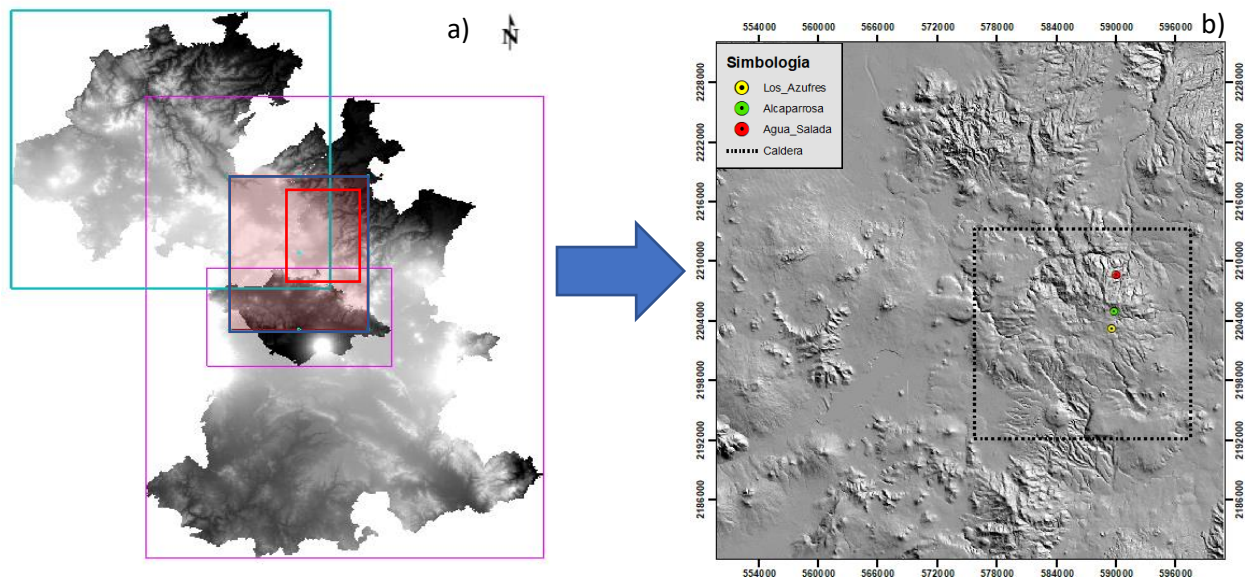


Fig. 5.1.1 a) muestra los MDE de los Estados de Puebla e Hidalgo, el recuadro rojo muestra la zona recortada (representada en la imagen de la derecha). b) muestra una visualización con iluminación artificial en ENVI (azimut 360° y elevación del Sol 45°), El recuadro negro abarca la caldera de Acapulco.

5.1.2. CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA

El procesamiento para la corrección atmosférica fue realizado en ENVI el cual hace una corrección más precisa que IDRISI, además es más sencillo obtener los valores de reflectancia.

Se obtuvieron valores de radiancia con la herramienta RADIOMETRIC CALIBRATION y posteriormente se aplicó FLAASH la cual hace automáticamente la corrección atmosférica y proporcionaba valores de reflectancia en función a la altitud promedio de la zona, su localización, la posición del Sol, visibilidad y parámetros de calibración del sensor satelital utilizado.

Se observa en las Fig. 5.1.2.1 y 5.1.2.2 como no sólo se hace la corrección por dispersión atmosférica es decir restar el mínimo a cada banda, sino que FLAASH hace una corrección que aumenta los valores de reflectancia en la banda cuatro TM. Esta última corrección tiene sentido ya que al momento de analizar la firma espectral de materiales como la vegetación e hidroxilos se observa que la reflectancia es la más alta en longitudes de onda de 0.8 a 1[μm]. Esto no pasa en IDRISI ya que simplemente se resta el mínimo de cada banda y al final la firma espectral obtenida no concuerda con la de cada material en longitudes de onda de 0.8 a 1 [μm] (Comparar con imagen 5.1.2.3).

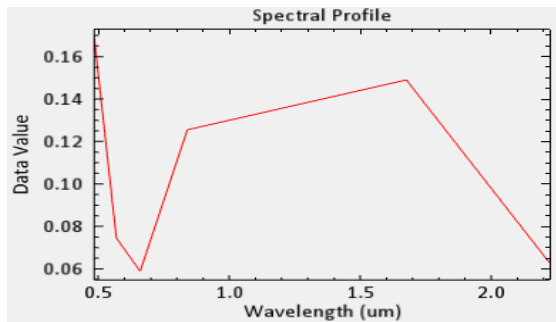


Fig. 5.1.2.1 Firma Espectral de Vegetación con TM L5, sin corrección atmosférica y en ND. ENVI

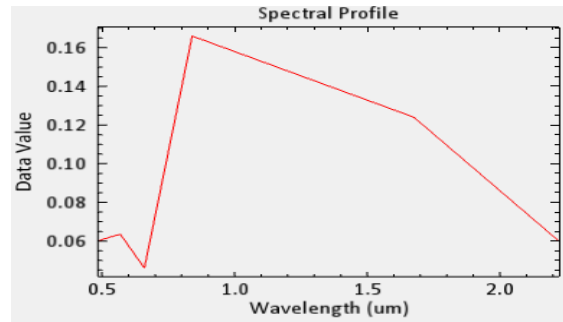


Fig.5.1.2.2.. Firma Espectral de Vegetación en reflectancia con TM L5 y corregidas atmosféricamente ("FLAASH" en ENVI).

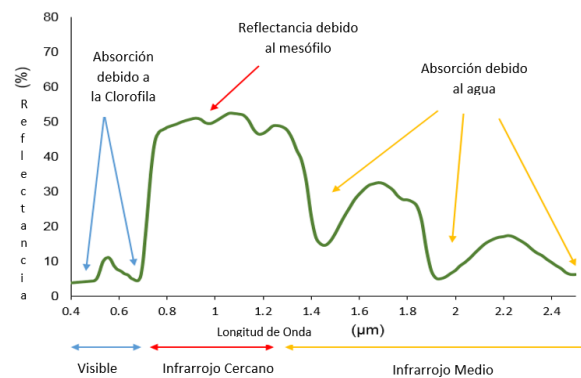


Fig. 5.1.2.3. Firma espectral de la vegetación. (NASA.GOV)

5.1.3. REALCE ESPACIAL

Con base en los filtros utilizados (Tabla 5.1.3.1.) y en el modelo digital de elevación con iluminación artificial se pudieron delimitar los principales lineamientos en la caldera de Acozulco (Fig. 5.1.3.1.).

Tabla 5.1.3.1. En la figura donde se aplicó el filtro pasa-altas (a), se identifican lineamientos correspondientes al drenaje, fallas y fracturas, así como cuerpos relativamente circulares. Aunque resalta también vías de comunicación lo que resulta un problema. (b) se presenta el modelo digital del terreno sin realce. El cuadro con línea blanca punteada incluye la zona de la Caldera.

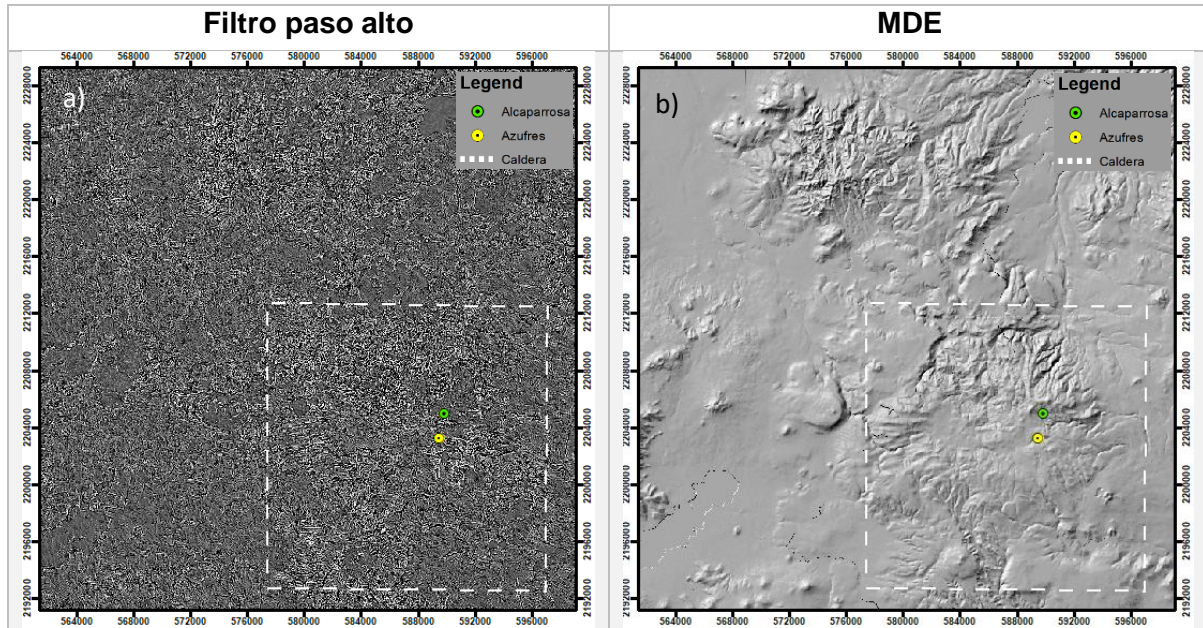
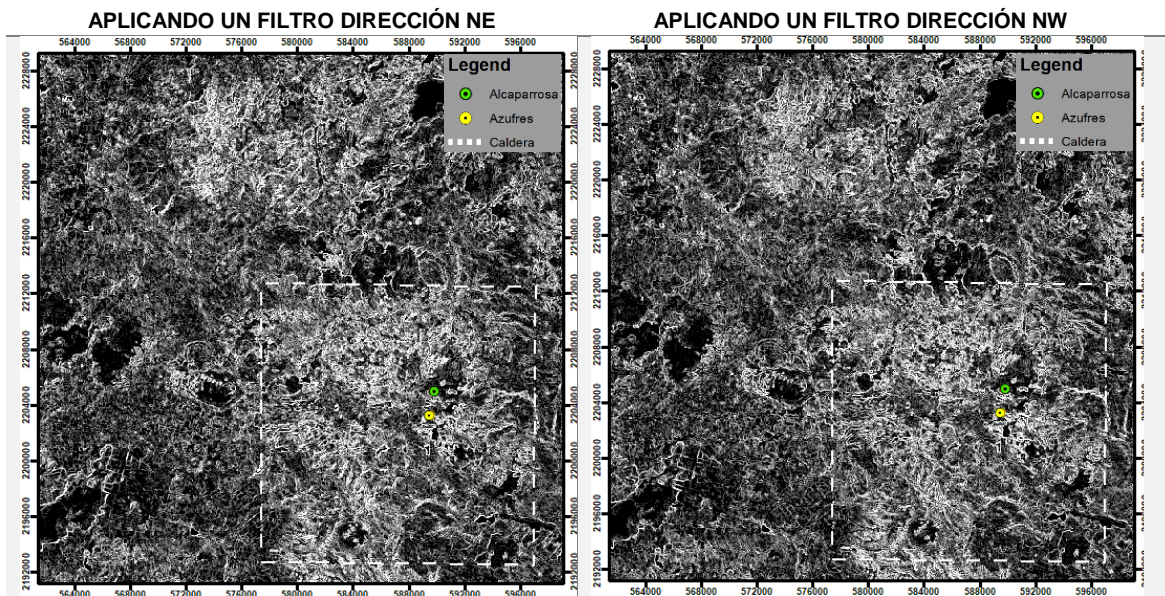


Tabla 5.1.3.1. Con cada uno de estos filtros se pueden caracterizar fácilmente las fallas y fracturas según su orientación. El cuadro con línea blanca punteada incluye la zona de la Caldera.



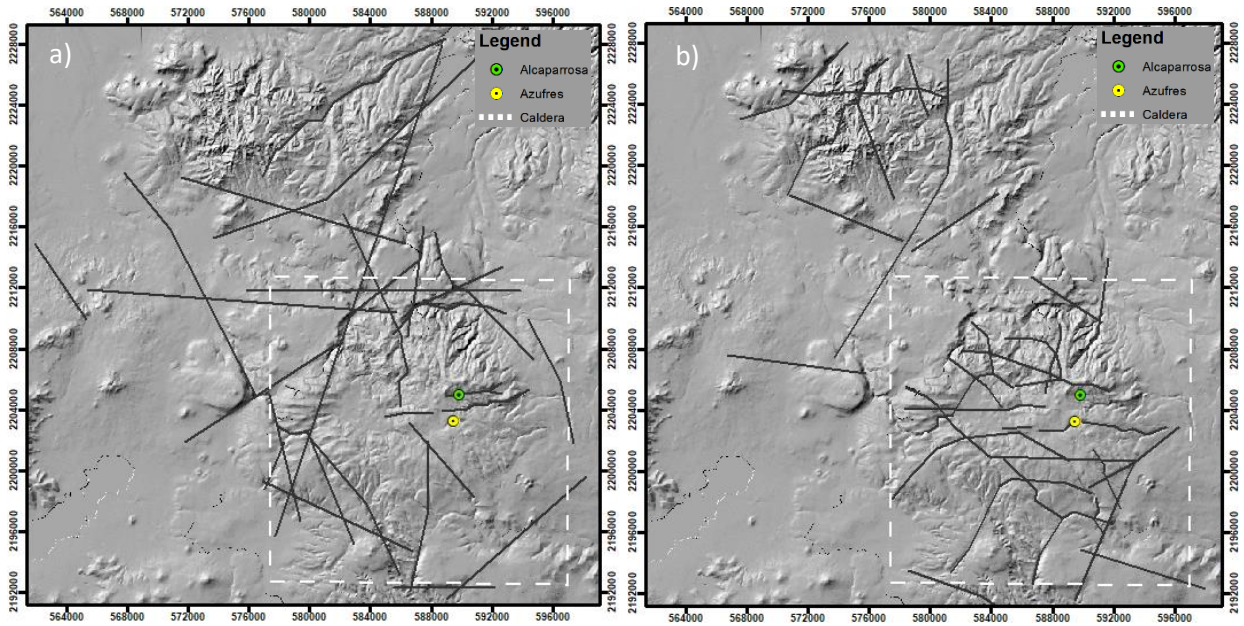


Fig. 5.1.3.2. Las imágenes muestran los principales lineamientos obtenidos con base al realce espacial (a), y al MDE (b) antes obtenido.

5.1.4. REALCE ESPECTRAL

► Cocientes de bandas

Para resaltar óxidos se realiza el cociente $TM3/TM1$. (Fig. 5.1.4.1).

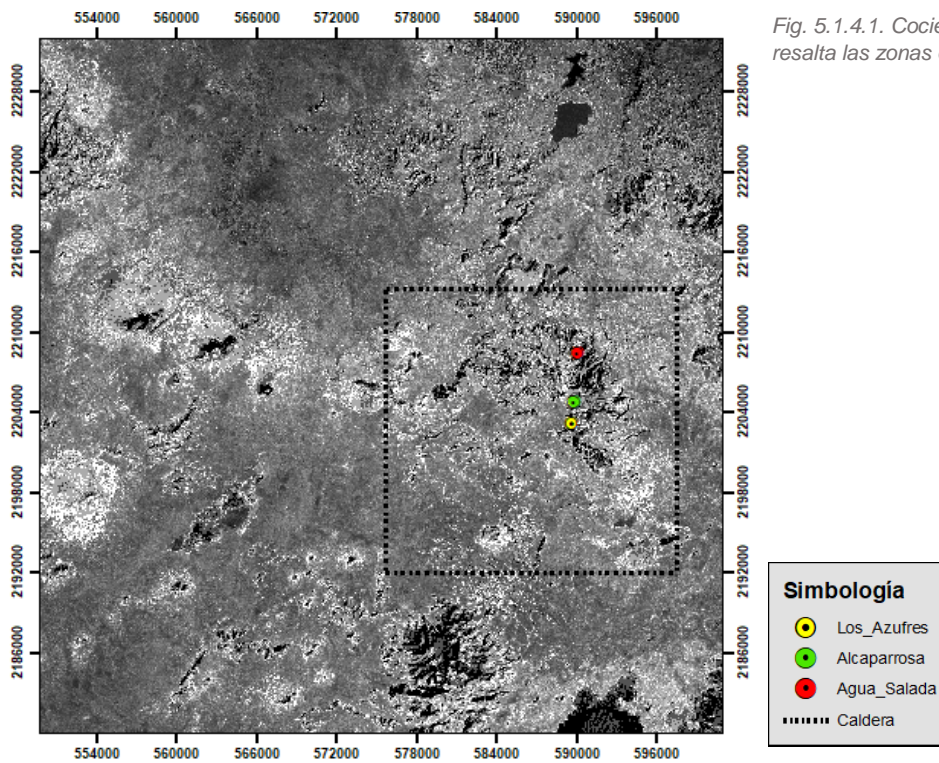


Fig. 5.1.4.1. Cociente de bandas B3/B1. Lo blanco resalta las zonas de óxidos.

Resulta difícil diferenciar hidroxilos al hacer el cociente B5/B7 (Fig. 5.1.4.2.) debido a la alta reflectancia de la vegetación en la banda cuatro, por ello se recurre al análisis de componentes principales. (Tabla 5.1.4)

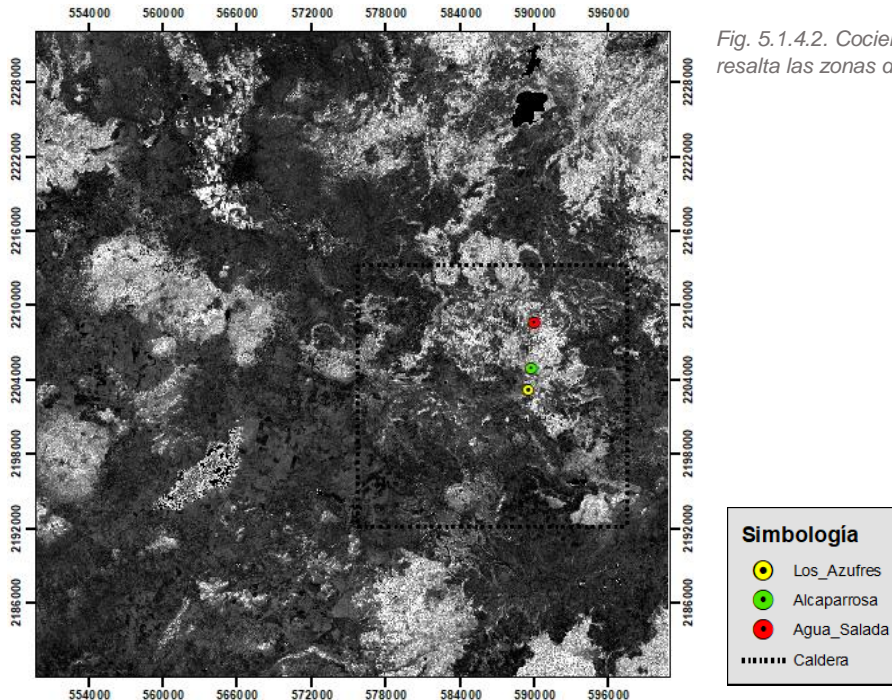


Fig. 5.1.4.2. Cociente de bandas B5/B7. Lo blanco resalta las zonas de vegetación e hidroxilos

► Análisis de componentes principales

Tabla 5.1.4.. PCA Método Fraser. C2, componente que resalta hidroxilos separándolos de las zonas de vegetación.

MATRIZ DE CORRELACIÓN		
COCIENTES DE BANDA	$TM4/TM3$	$TM5/TM7$
$TM4/TM3$	1.000	0.741019
$TM5/TM7$	0.741019	1.000
MATRIZ DE VALORES CARACTERÍSTICOS Y CARGA		
Componente	C1	C2
% VARIANZA	99.313117	0.686883
VALOR CARACTERISTICO	1.541105	0.010659
MATRIZ DE CARGA		
	C1	C2
$TM4/TM3$	0.995683	-0.092816
$TM5/TM7$	0.092816	0.995683

La imagen resultante del análisis de componentes principales (Componente 2) se muestra en la figura 5.1.4.3.

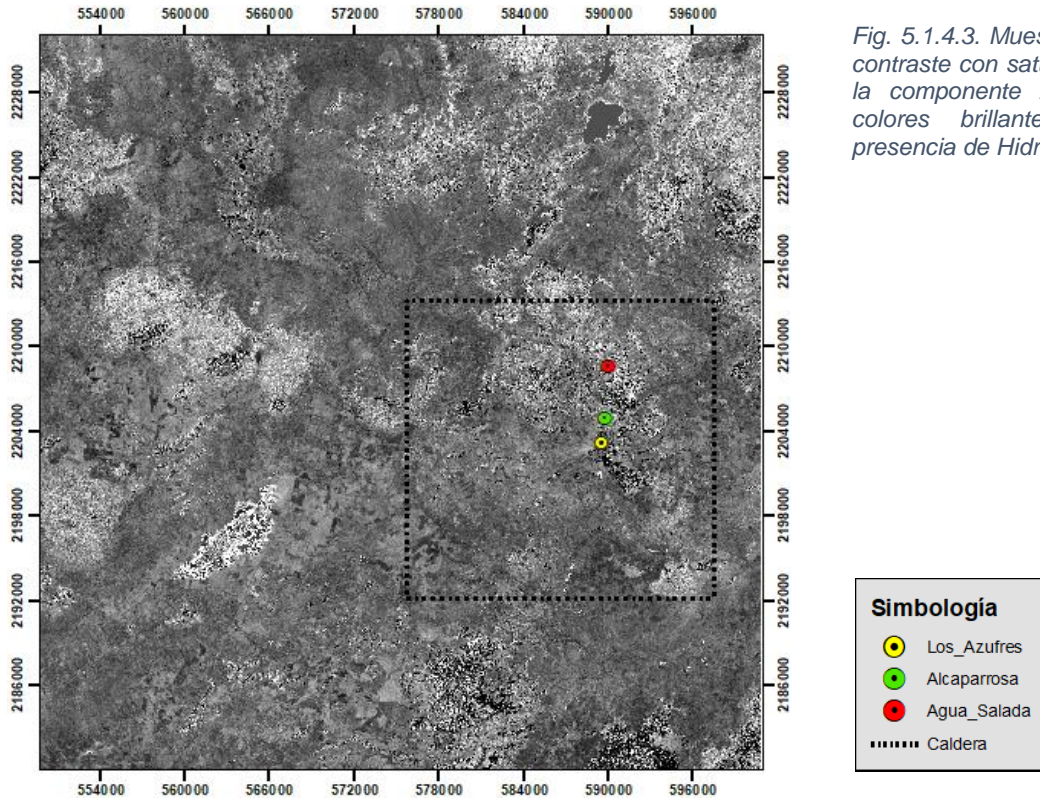


Fig. 5.1.4.3. Muestra los realces de contraste con saturación del 1% de la componente 2 del PCA. Los colores brillantes muestran la presencia de Hidroxilos.

Para analizar la convergencia de óxidos e hidroxilos se realiza una multiplicación de $\left[\frac{TM5}{TM7} \text{ vs } \frac{TM4}{TM3} \right] * \left[\frac{TM3}{TM1} \right]$, (Fig. 5.1.4.4).

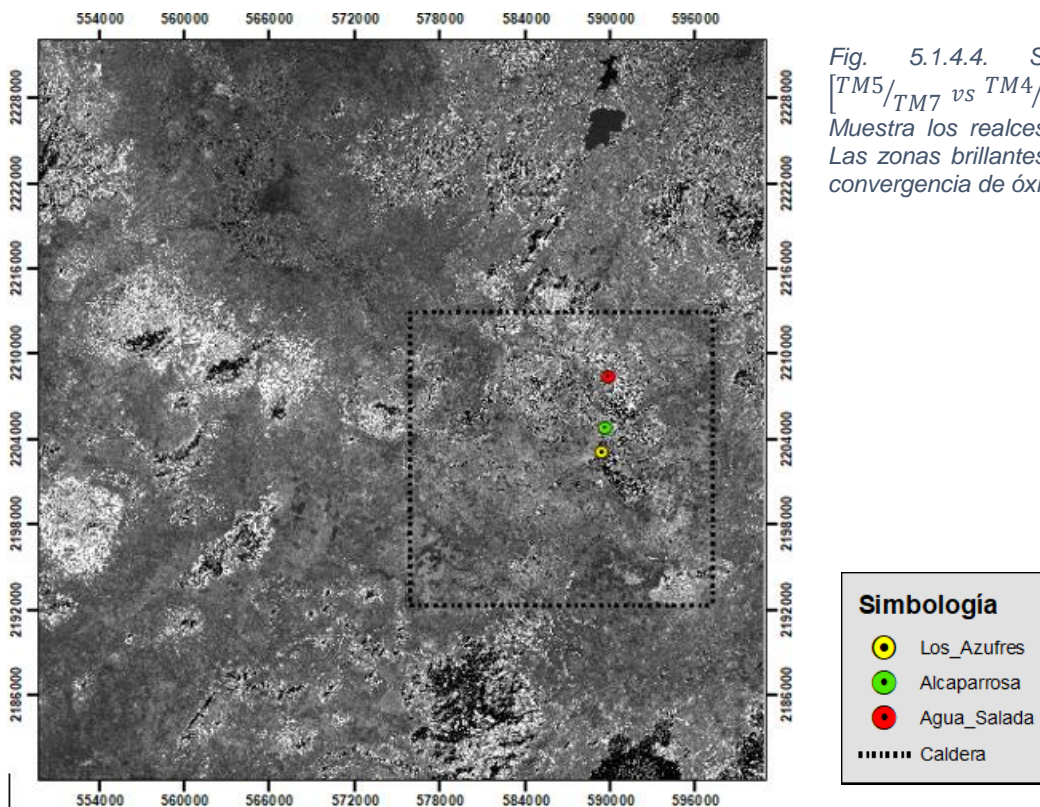


Fig. 5.1.4.4. Stretch 2% de $\left[\frac{TM5}{TM7} \text{ vs } \frac{TM4}{TM3} \right] * \left[\frac{TM3}{TM1} \right]$. Muestra los realces de contraste con Las zonas brillantes son las zonas de convergencia de óxidos e hidroxilos.

5.2. MÉTODOS AEROMAGNÉTICOS

5.2.1. PROFUNDIDAD DE LA ISOTERMA DE CURIE

Se utilizaron 247 ventanas para un muestreo cada 4000 [m] en una superficie de 60[km] x 40[km]. Utilizando tamaños de ventanas de 68 km, para obtener cada uno de los espectros radiales de potencia, posteriormente el cálculo de pendientes utilizando el método de Okubo y así estimar la profundidad de la isoterma de Curie.

Los archivos con las coordenadas de las ventanas se generaron con un programa en Fortran y Matlab, posteriormente se realizó un script en Geosoft, Oasis Montaj, el que trabaja con dichos archivos y al final arroja los archivos con los espectros radiales de potencia, los cuales son utilizados con el último programa realizado en Fortran el cual hace el cálculo de la profundidad de la base magnética, gradiente geotérmico y genera un archivo .xyz el cual es utilizado para realizar la malla con una interpolación de Kriging lineal. (Fig. 5.2.1.2.).

► INTERPOLACIÓN CON KRIGING (LINEAL)

La figura 5.2.a) muestra el variograma ajustado para tomar el valor de la pendiente (0.0028) y utilizarlo como parámetro en la interpolación lineal de kriging. Por otro lado, 5.2.b) muestra el histograma de la variable aleatoria a estimar, similar a una distribución normal, por lo que es viable esta interpolación.

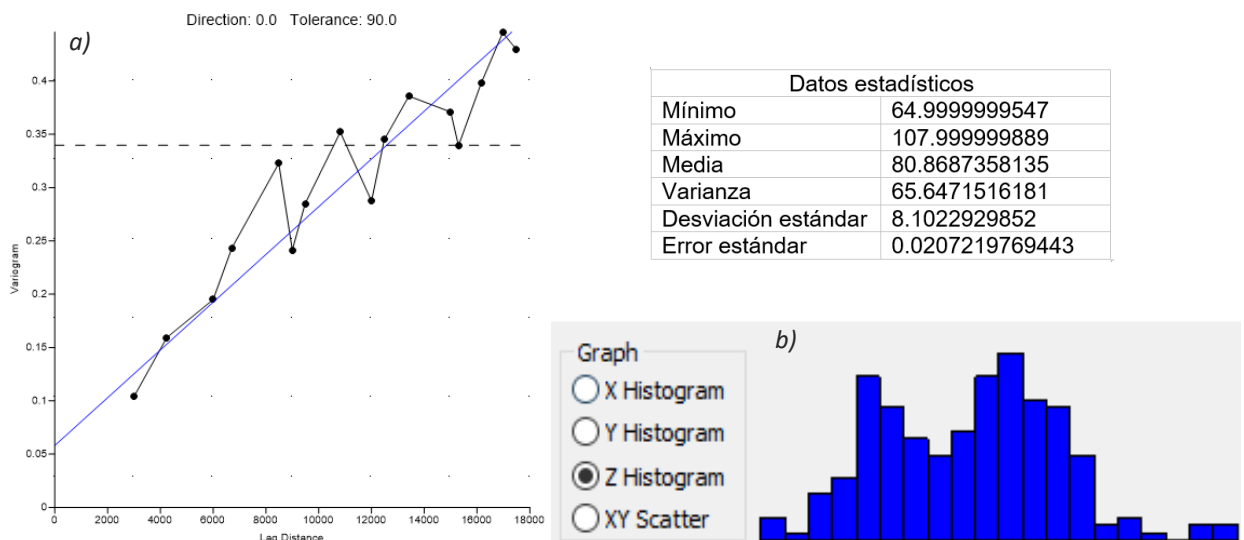


Fig. 5.2. a) variograma ajustado con un error de varianza de 0.058 y una pendiente de 0.00287. b) muestra el histograma de frecuencias de la variable aleatoria a estimar

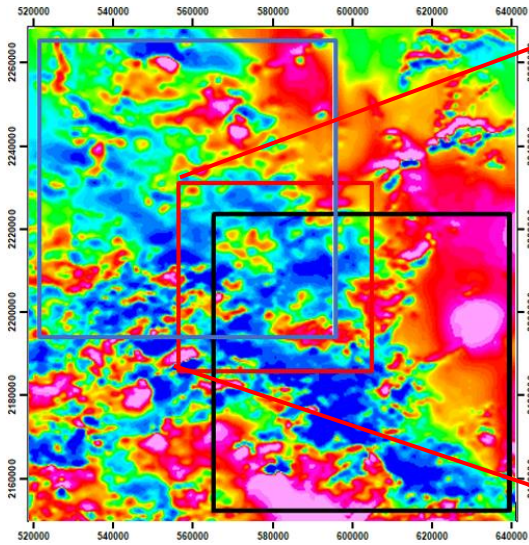


Fig. 5.2.1.1. Malla original. Muestra la anomalía de campo total.

- Ventana a Muestrear —
- Ventana 1 —
- Ventana 257 —

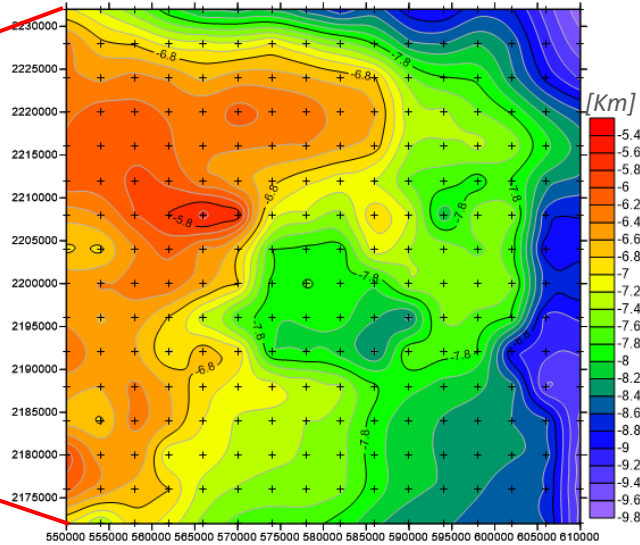
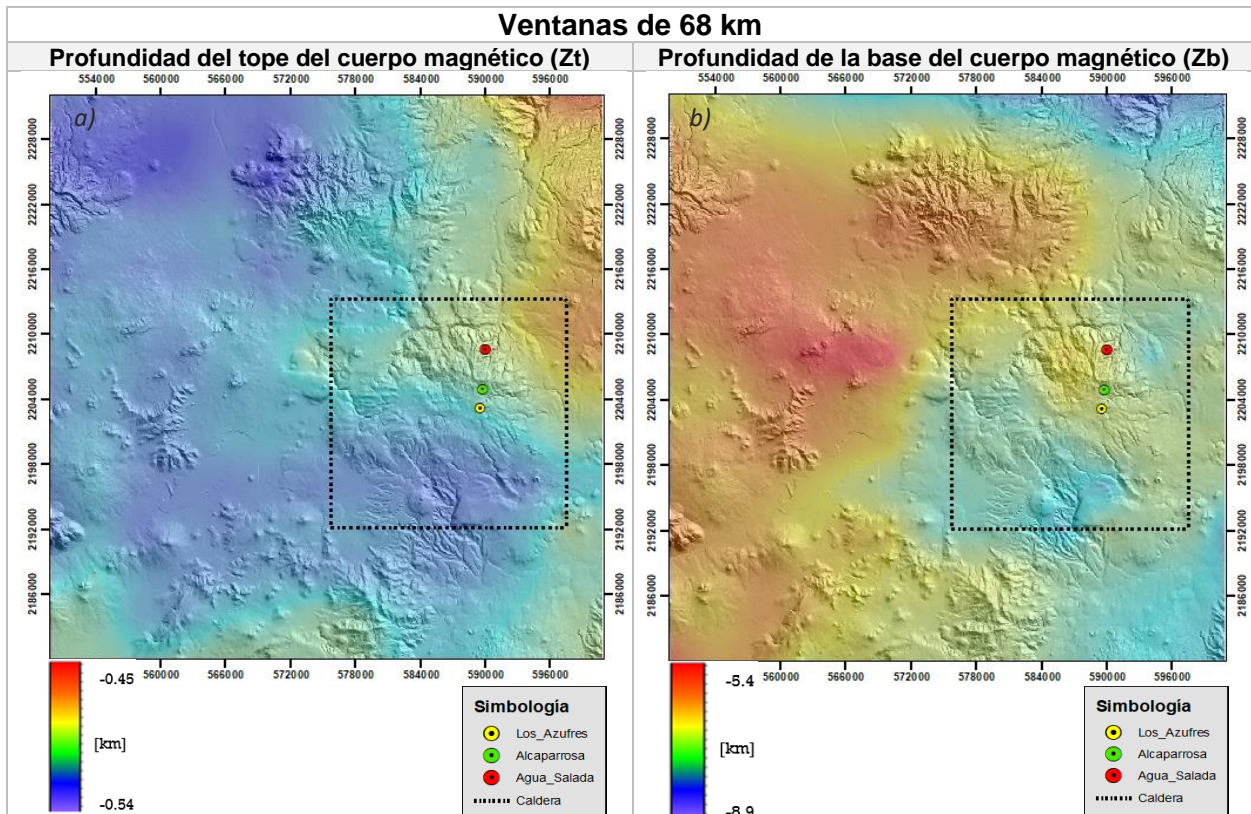


Fig. 5.2.1.2. Malla obtenido con interpolación Lineal, utilizando 6561 datos de profundidad de la isoterma de Curie. Los puntos negros indican los centros de cada ventana utilizada (cada 4km). Se utilizaron ventanas de 68km.

Tabla. 5.2.1.3. Se muestran las capas de las mallas que delimitan las fuentes magnéticas. Estas están sobrepuestas en el MDE, para analizar la concordancia con algunos lineamientos. El recuadro negro muestra la zona donde se encuentra la caldera. La escala de colores hace referencia a las profundidades de Zt (a) y Zb (b).



En función a las profundidades de la base magnética y considerando que a 580°C los materiales pierden sus propiedades magnéticas, se pueden estimar gradientes geotérmicos (Fig. 5.2.1.3.) realizando el cociente de 580°C (temperatura de Curie) entre las distintas profundidades donde se encuentra la isoterma de Curie.

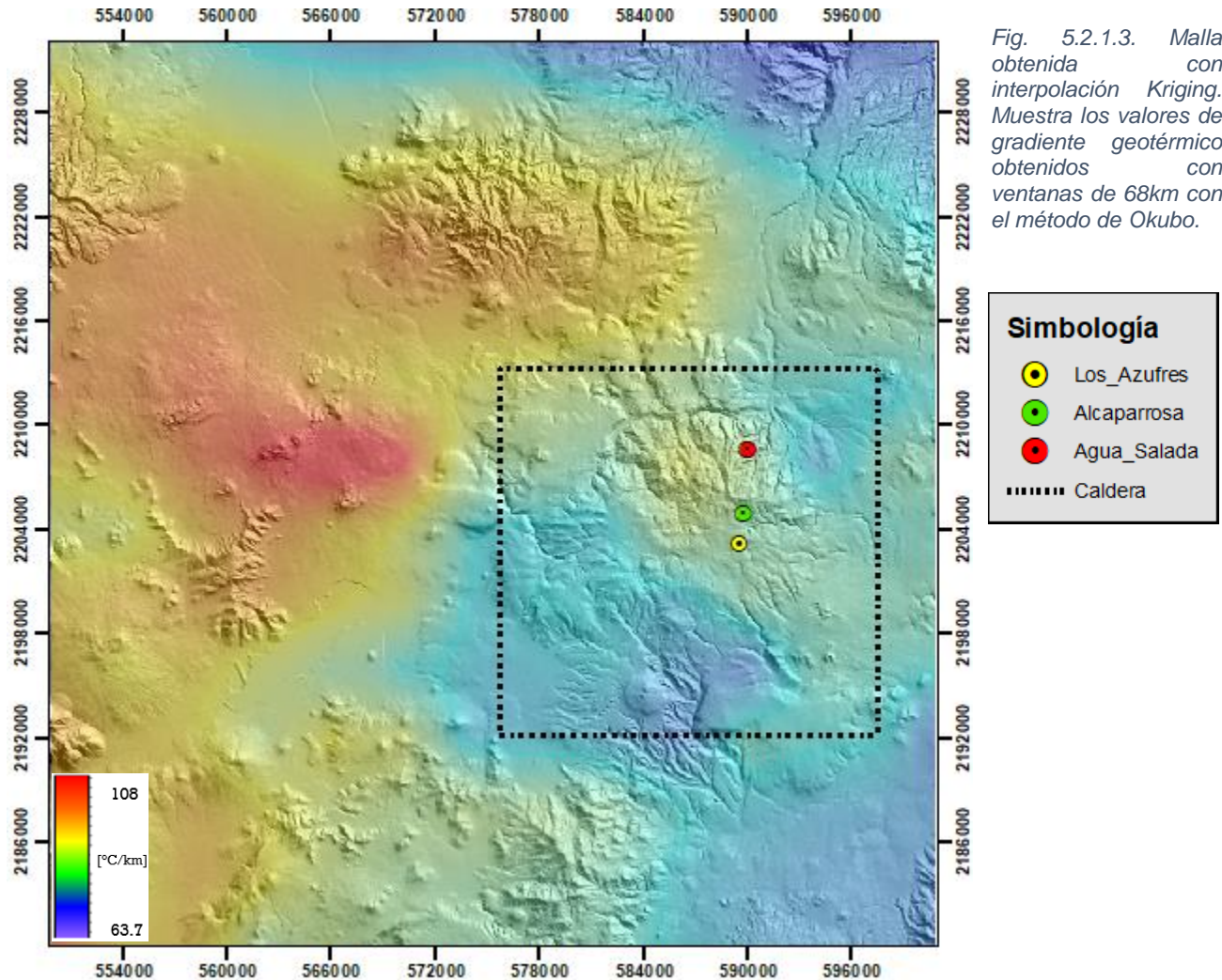


Fig. 5.2.1.3. Malla obtenida con interpolación Kriging. Muestra los valores de gradiente geotérmico obtenidos con ventanas de 68km con el método de Okubo.

5.2.2. REDUCCIÓN AL POLO

Se tomó la ventana color rojo de la Fig. 6.2.1.1. (anomalía de campo total) y se procedió a procesarla en Matlab. Esto con el fin de delimitar las anomalías magnéticas más importantes y correlacionarlos con los estudios gravimétricos realizados por CIGSA.

Se realizó la reducción al polo, con la superficie que se muestra en la Fig. 5.2.2.2.

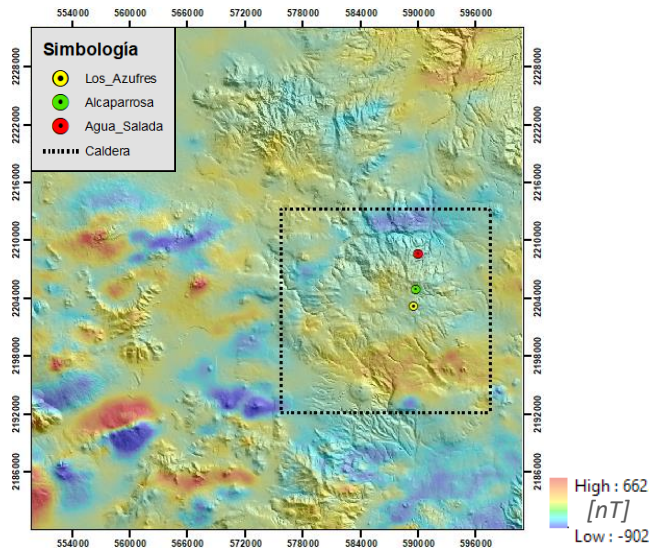


Fig. 5.2.2.1. Anomalia de Campo total. Recorada de la malla mostrada en la Fig 2.2.2.1.

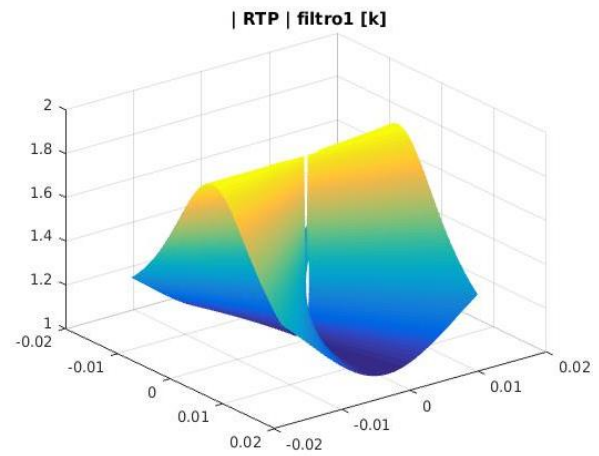


Fig. 5.2.2.2. Superficie por la cual se multiplica en el dominio de Número de Onda. La superficie tiene las dimensiones del grid de la anomalía de campo total.

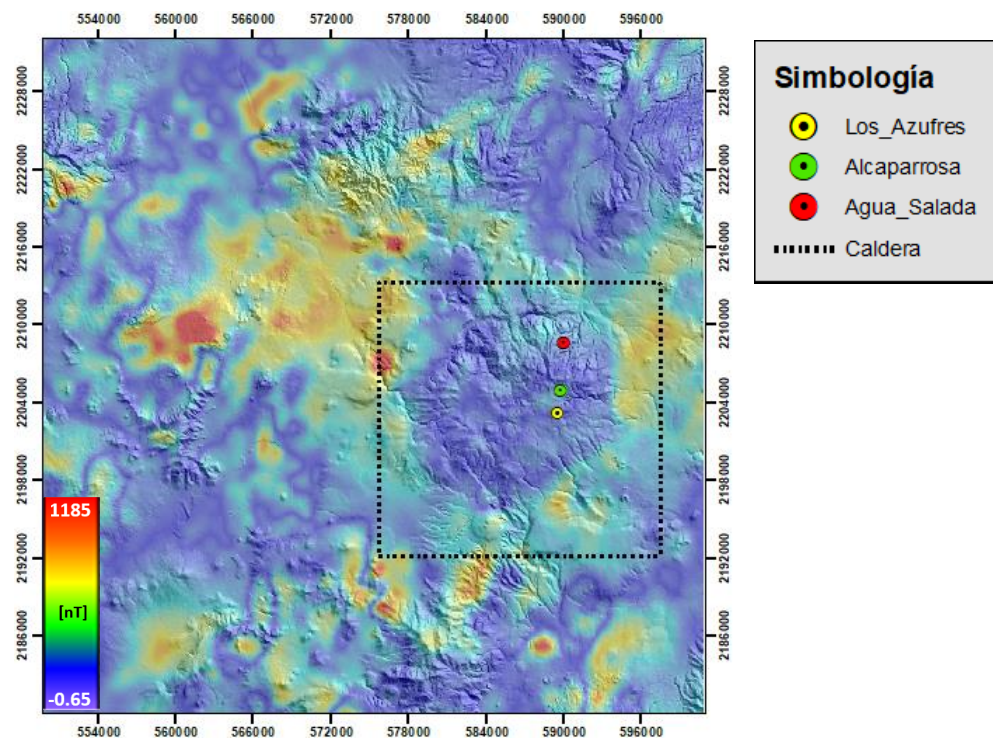


Fig. 5.2.2.3. Anomalia magnética reducida el polo.

Capítulo 6

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Con base en todos los resultados obtenidos se tiene el propósito de integrar, analizar e interpretar la información para localizar zonas con mayor potencial geotérmico y/o minero, para en el futuro realizar exploración a detalle de dichas zonas.

6.1. ANÁLISIS DE IMÁGENES SATELITALES

Analizando la Fig. 6.1. obtenida en el realce espectral con TM, se puede observar una correcta separación de la información de la vegetación y de las zonas con hidroxilos (recuadros amarillos). Incluso las zonas de Alcaparrosa y Los Azufres se perciben alteradas a pesar del exceso de vegetación.

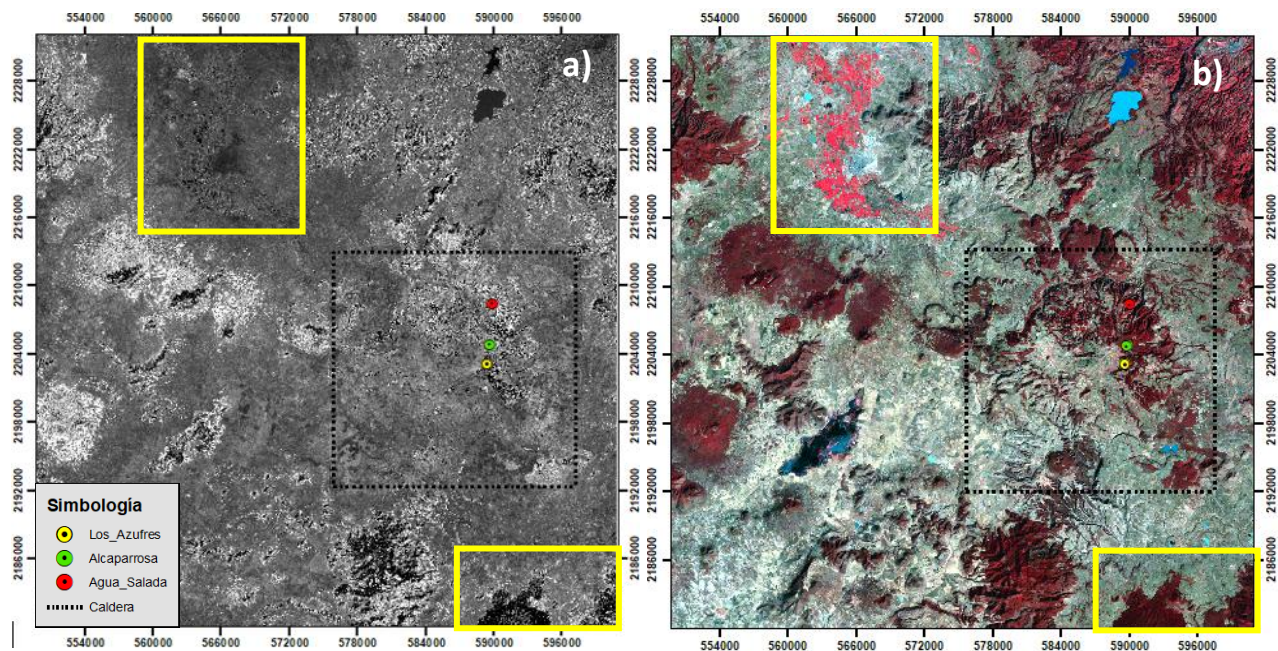


Fig. 6.1. a) Stretch 2% de la segunda componente de PCA: $\left[\frac{TM5}{TM7} \text{ vs } \frac{TM4}{TM3} \right] * \left[\frac{TM3}{TM1} \right]$ En las zonas blancas hay presencia de Hidroxilos y óxidos. b) RGB 432 las zonas rojas representan vegetación. En los recuadros amarillos se observa la correcta separación de hidroxilos y vegetación en el análisis de componentes principales.

6.2. ANÁLISIS DE DATOS MAGNÉTICOS

Con el fin de comprobar la veracidad de los resultados obtenidos con el programa de inversión realizado en fortran, se presenta la comparación de los espectros radiales de potencia (Fig. 6.2.a.) con valores más altos y bajos de gradiente geotérmico (Tabla 6.2.), donde se puede observar la relación inversamente proporcional a Z_b (si más somera es Z_b más grande será el gradiente geotérmico), y a su vez está directamente relacionada con los valores de Z_t y principalmente Z_o , ya que se calcula como: $Z_b = 2Z_o - Z_t$.

Al analizar el espectro de la ventana 98 (gradiente más alto) podemos observar que la pendiente uno (Z_o), tiene menor inclinación que el de la ventana 242 (gradiente más bajo), lo que da por resultado un valor mucho menor en Z_o . La diferencia en los valores de Z_t de ambas ventanas varía mínimamente, en decenas de metros, por lo que no es primordial enfocarse en el análisis de la segunda pendiente. Con base en estos espectros, se puede inferir que los espectros con mayor potencia, tienden a tener un mayor decaimiento de potencia (en los primeros 0.15 [Kayser]), lo que da como resultado el cálculo de una pendiente más pronunciada, por ello un valor alto de Z_o , un Z_b más alto y un gradiente más bajo (Fig. 6.2.b.). A diferencia de los espectros con potencia más baja donde los primeros valores tienen un menor decaimiento de potencia (igualmente en los primeros 0.15 [k]), lo que da lugar a una pendiente más suave (Z_o con valor más bajo) y por lo tanto un gradiente geotérmico más alto (Fig. 6.2.b.).

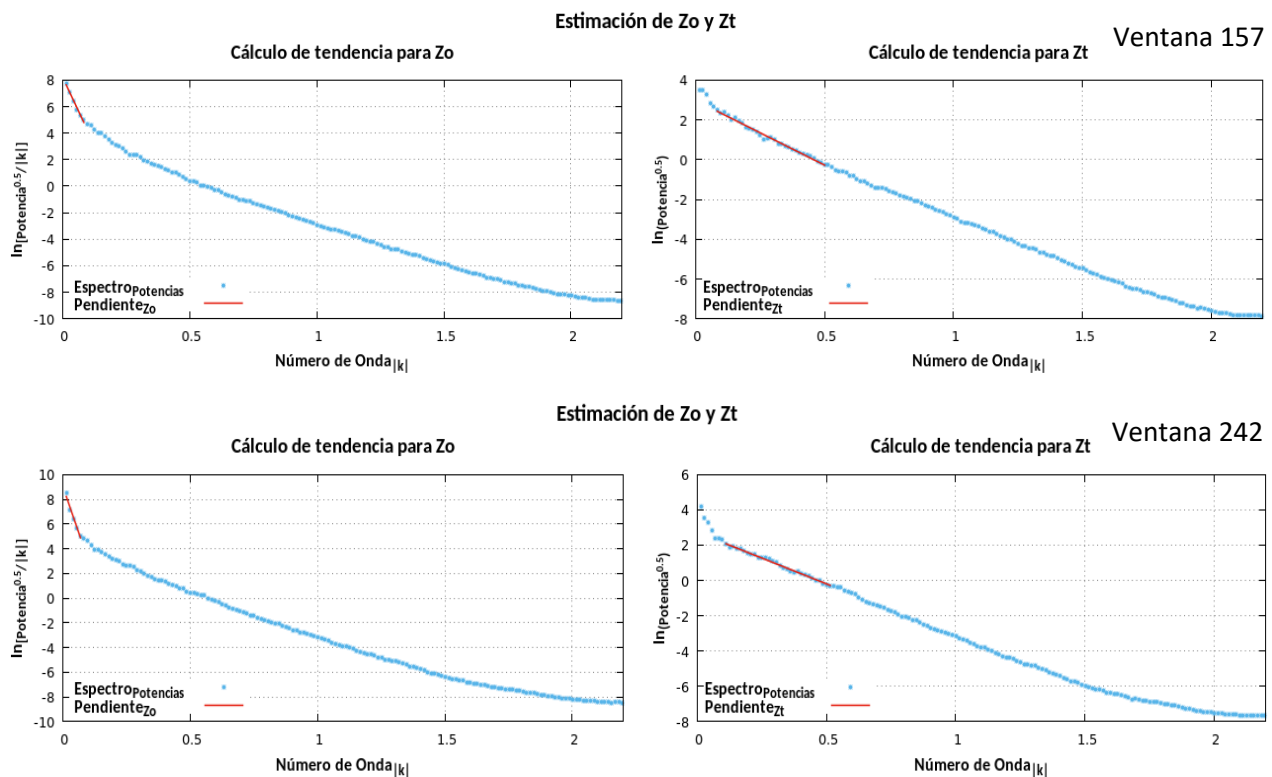


Fig. 6.2.a. Espectros obtenidos con el método de Okubo y Tanaka, 1999, y pendientes calculadas con el programa de fortran, para el cálculo del gradiente geotérmico. Muestra los espectros con los que se obtuvo el gradiente geotérmico más alto (ventana 157, $Z_t=0.5$, $Z_o=2.9$, $Z_b=5.34$) y el gradiente más bajo (ventana 242, $Z_t=0.46$, $Z_o=4.7$, $Z_b=9.09$).

Tabla 6.2. Muestra las coordenadas y parámetros para la obtención del gradiente geotérmico de dos ventanas, la primera del gradiente geotérmico más alto y la segunda del más bajo

Ventana	Coordenadas del centro		Gradiente Geotérmico $580/z_b$	Z_b $2Z_o - Z_t$	Z_o $\left[\frac{Pend1}{4\pi}\right]$	Z_t $\left[\frac{Pend2}{4\pi}\right]$
	Coord. X	Coord. Y				
157	14Q563000	2206000	108.5334250	5.34397582	2.9303513	0.5167269
242	14Q589500	2230000	63.79887717	9.09106906	4.7781250	0.4651810

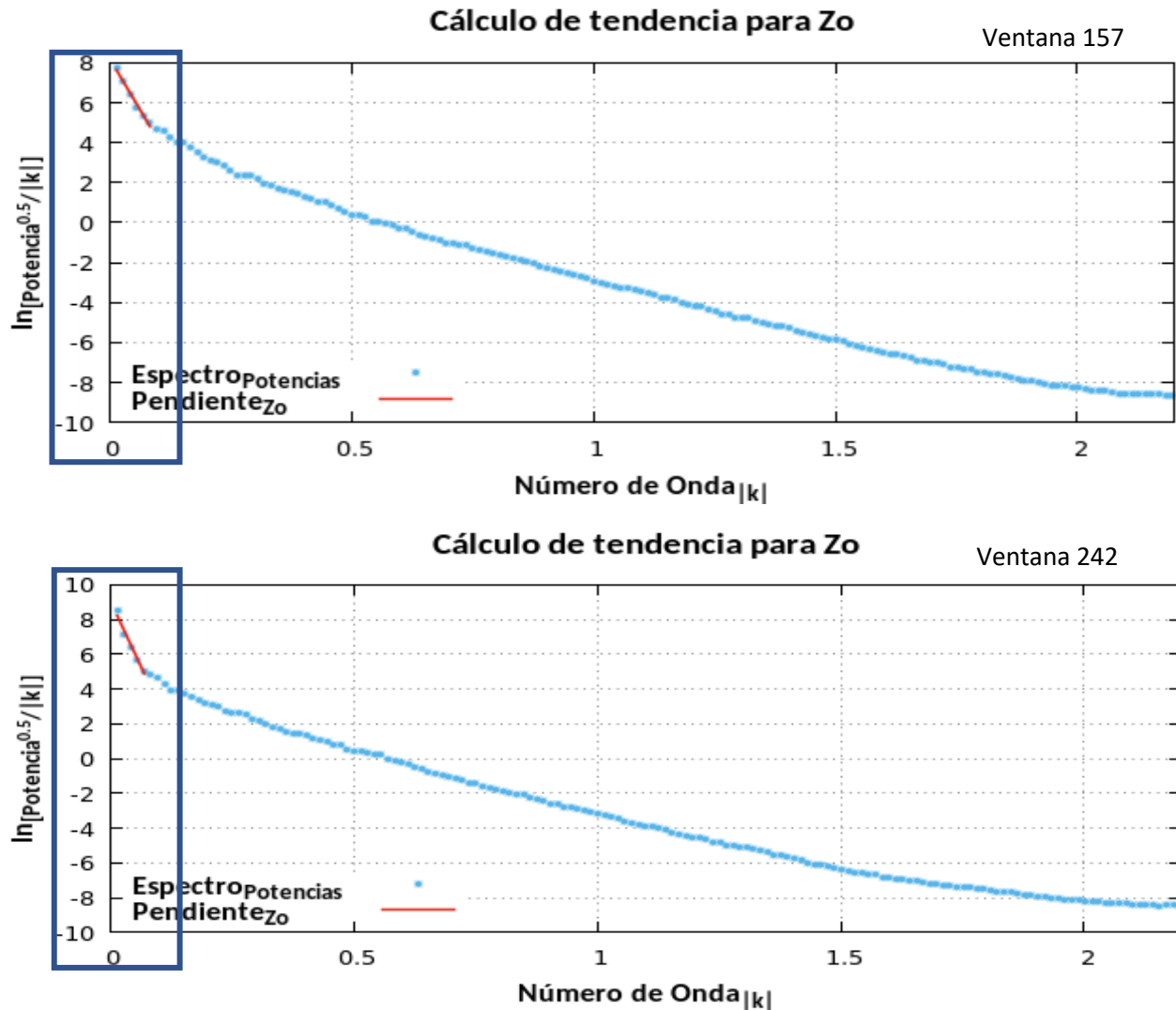


Fig. 6.2.b. Muestra detalladamente los valores obtenidos del espectro radial de potencia con la Ecuación 5.2. para obtener la profundidad del centroide del cuerpo magnético. Se observa una pendiente con mayor inclinación en la ventana 242, debido a un mayor espaciamiento entre los primeros puntos del espectro tal vez provocado por los mayores valores de potencia. Mientras que los valores de la ventana 157 muestra valores más bajos en su potencia a comparación de la ventana 242, además de que los primeros valores del espectro, se encuentran con un leve espaciamiento, parámetros que dan lugar a una pendiente menos pronunciada y valores más someros de Z_o .

6.3. INTEGRACIÓN DE LA INFORMACIÓN

► ALTERACIÓN MINERAL Y GRADIENTE GEOTÉRMICO

Se observa en la Fig. 6.3.1. y 6.3.2. la concordancia de hidroxilos con los valores más altos del gradiente geotérmico al Norte de la Caldera, así como en la zona W, donde se observa el gradiente geotérmico más alto.

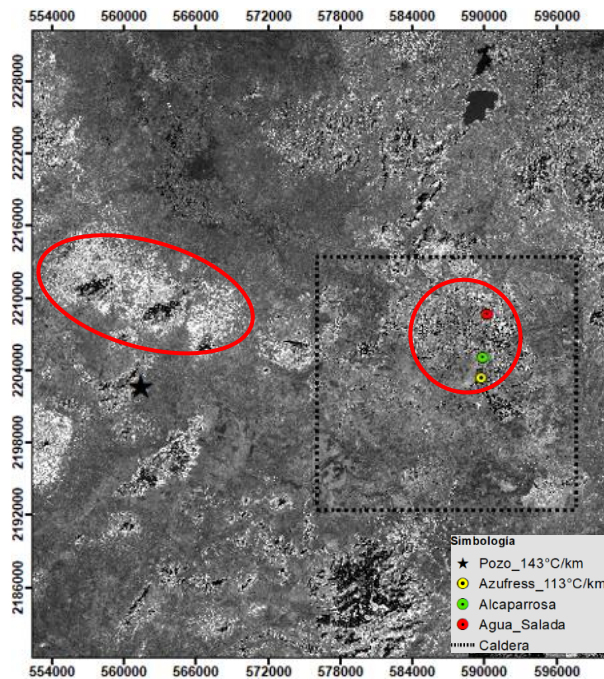


Fig. 6.3.1. Landsat-5. Stretch 2% C2 de PCA
En las zonas blancas hay presencia de Hidroxilos.

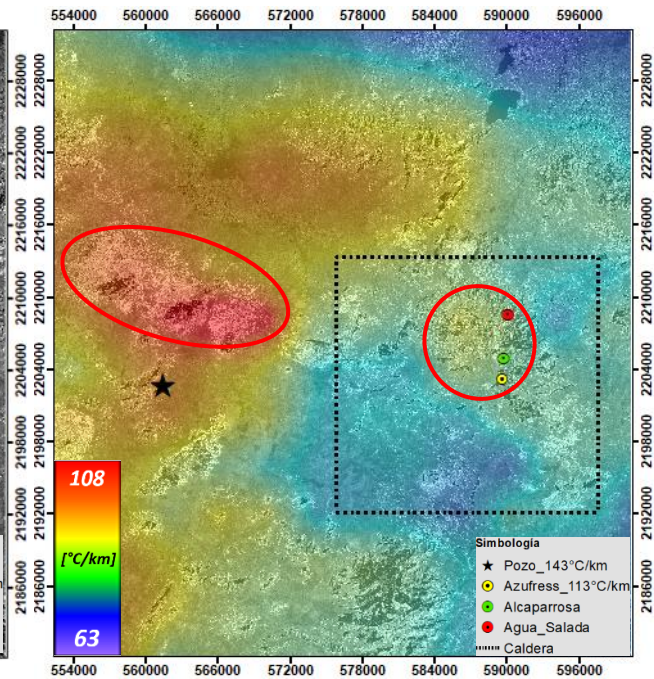


Fig. 6.3.2. Representa la Figura de lateración mineral y sobre ésta una máscara de Gradiente geotérmico.

Existe la información de dos gradientes geotérmicos, el primero a 200 metros de la zona de Los Azufres de $113^{\circ}\text{C}/\text{km}$ y el otro en las cercanías del poblado de Chichicautla al norte del lago de Tecocomulco con $142^{\circ}\text{C}/\text{km}$ por lo que los resultados concuerdan correctamente, mostrando gradientes geotérmicos altos en los Azufres pero aún más al norte de dicho lago. Por ello se intuye que los valores de gradiente geotérmico se están delimitando correctamente, con el único inconveniente que los valores estimados se quedan un tanto bajos a los medidos en los pozos exploratorios, ya que en Los Azufres se estimó un gradiente de $82^{\circ}\text{C}/\text{km}$ y en Chichicautla de $100^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Los bajos gradientes geotérmicos se pueden deber a que se están calculando como si el sistema fuera meramente conductivo (fenómeno explicado en los siguientes párrafos).

Por ejemplo, en el pozo exploratorio EAC1 realizado en la zona de Los Azufres, Acapulco llegó a 2km de profundidad, con un gradiente geotérmico de 113°C/km (línea azul, Fig. 6.3.3.), en el cual se encontró una baja permeabilidad que ha dado lugar a un sistema conductivo hasta dichas profundidades.

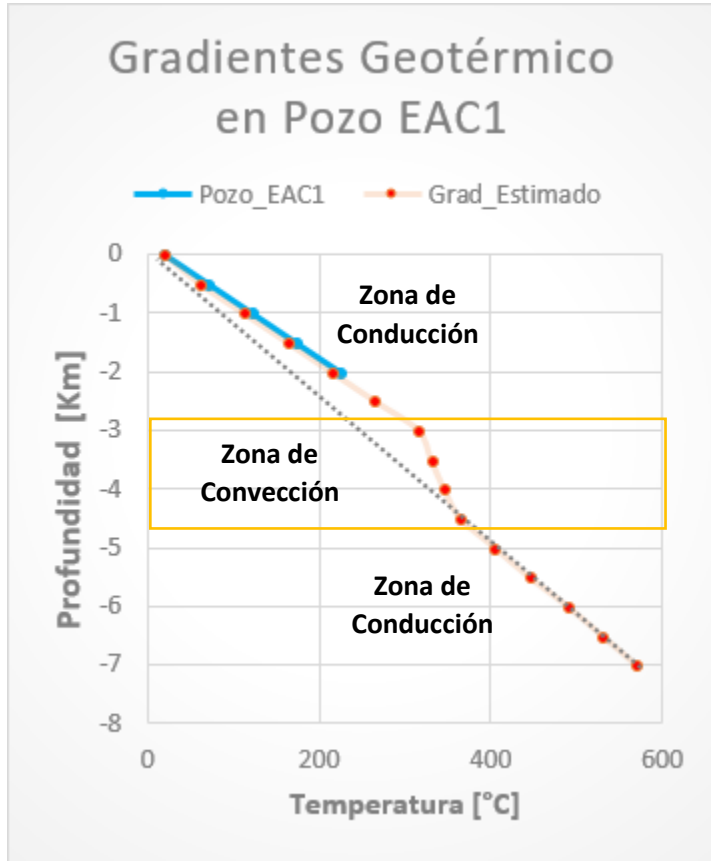


Fig. 6.3.2. Gradiente geotérmico reportado en pozo EAC-1 (Línea azul). Gradiente estimado con el método de Okubo y Tanaka (1989) (línea punteada). Propuesta de un sistema con capas conductivas y una convectiva (línea roja).

El método utilizado para determinar los gradientes geotérmicos, se basa en estimar la profundidad a la que se encuentran temperaturas de 580°C, suponiendo un sistema conductivo, por ejemplo, la profundidad calculada de la isoterma de Curie en la zona de los Azufres, se encuentra a 7 km de profundidad (líneas punteadas), dando así un gradiente de 82°C/km (Fig. 6.3.3.).

Se propone la existencia de algunos estratos con un comportamiento convectivo (recuadro amarillo, Fig. 6.3.3.), lo que explicaría el incremento en el gradiente geotérmico superficial (primeros 2km), debido al efecto de transporte de calor más eficiente (línea roja, Fig. 6.3.3.) (Prol-Ledesma 2018, comunicación personal).

► MINASY GRADIENTE GEOTÉRMICO

Al analizar las minas que se encuentran presentes en la zona (información obtenida de GEOINFOMEX), se observó cómo en la zona que presenta el mayor gradiente geotérmico en la caldera Acoculco (zona norte), hay minas principalmente de sulfuros y algunas de oro (Fig. 6.3.4), y en las zonas donde el gradiente geotérmico es el más bajo se tienen decenas de minas de rocas dimensionables y arenas silíceas (zona suroeste de la caldera).

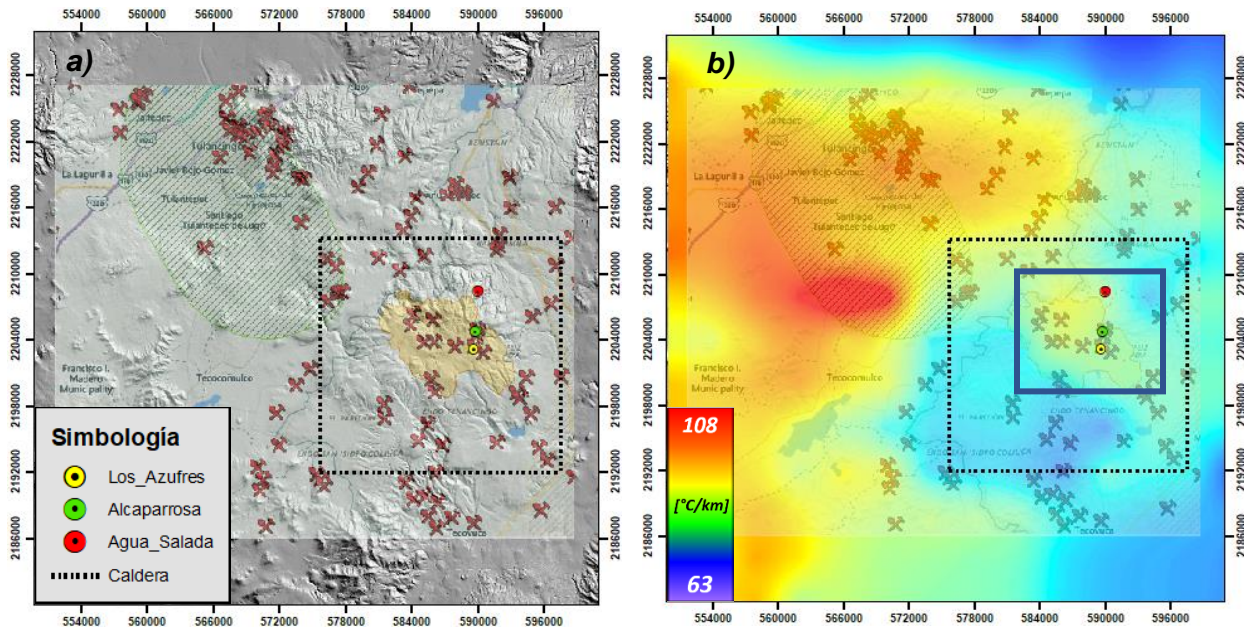


Fig. 6.3.4. a) Mascara con las principales minas y bancos de material de la zona. Información obtenida de Geoinfomex. b) Minas y gradientes geotérmicos el recuadro azul resalta las principales minas de Sulfuros y oro, mientras que en la zona sur de la caldera se encuentran minas de rocas dimensionables y arenas silíceas.

► UNIDADES GEOLÓGICAS DE MAYOR INTERÉS

Con base en las unidades geológicas reportadas por SGM (Carta geológica Pachuca F14-11) García Palomo et al., 2017 (Fig. 6.3.5), Sosa-Ceballos et al., 2017 (estos últimos autores reportaron las unidades geológicas dentro de la caldera) y con base en toda la información colectada se realizó una extracción de las unidades geológicas de interés en función a la incidencia de alteración mineral, un mayor número de minas y gradientes geotérmicos más altos (Fig. 6.3.5 y 6.3.6).

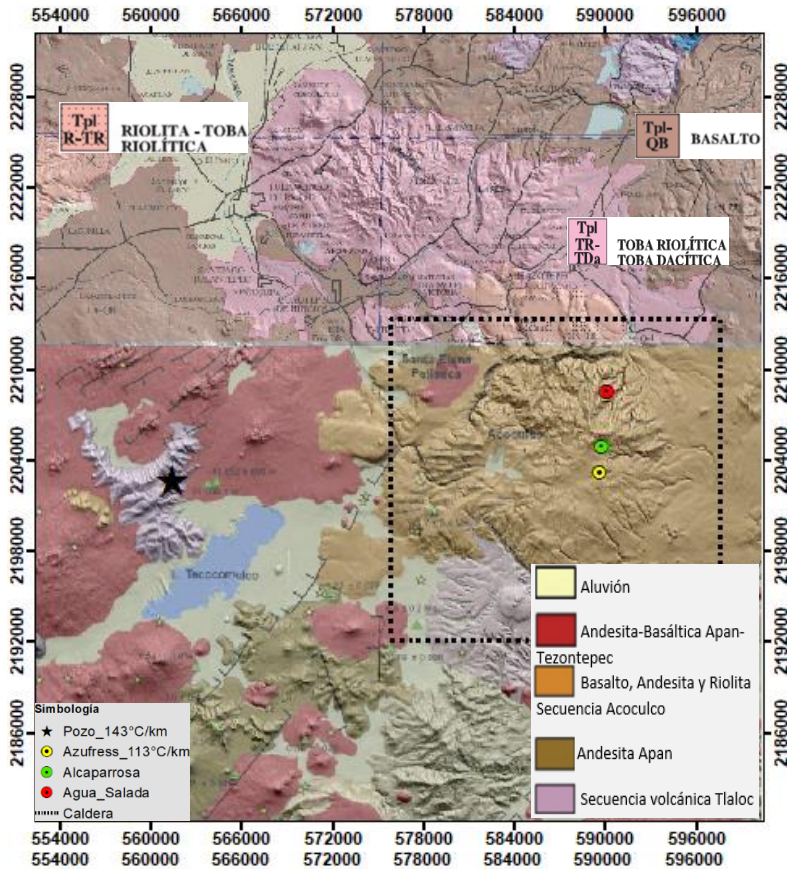


Fig. 6.3.5. Unidades geológicas proyectadas a la zona de estudio, reportadas por SGM (Carta geológica Pachuca F14-11) García Palomo et al., 2017

TERCIARIO NEÓGENO

- Tpl-QB BASALTO
- Tpl-Q CONGLOMERADO POLIMÍCTICO - ARENISCAS
- Tpl R-TR RIOLITA - TOBA RIOLÍTICA
- TplB BASALTO
- Tpl A-B ANDESITA - BASALTO
- Tpl A-Da ANDESITA - DACITA
- Tpl TR-TDa TOBA RIOLÍTICA - TOBA DACÍTICA

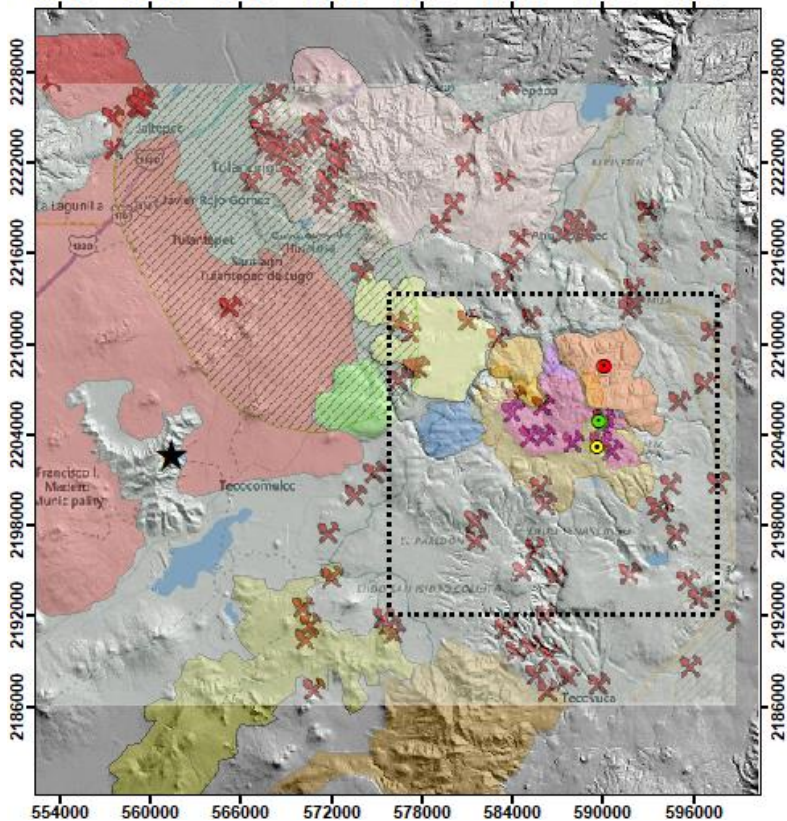


Fig. 6.3.6. Minas reportadas por Geoinfomex (2018) y unidades geológicas de mayor interés minero y geotérmico, dibujadas en función a las unidades geológicas reportadas por SGM (Carta geológica Pachuca F14-11) García Palomo et al., 2017, Sosa-Ceballos et al., 2017.

6.3.1. ZONAS CON MAYOR POTENCIAL GEOTÉRMICO

Para la exploración geotérmica se correlacionan zonas con gradiente geotérmico más alto, alteración mineral, anomalías magnéticas más bajas (todo el interior de la caldera Fig.), fallas y cerciorarnos que las zonas propuestas tengan los valores más bajos en el mapa de anomalía de Bouguer. Por ello las zonas de mayor interés geotérmico, se muestran en la Fig. 6.4.1., en el ovalo rojo se observan, las anomalías gravimétricas más bajas, alteración mineral, principales fallas y los gradiente geotérmico más altos dentro de la caldera. En la zona Norte de la caldera convergen los parametros anteriores, en la zona Noreste es donde se han registrado manifestaciones geotérmicas, se intuye que la principal fuente de calor de la caldera (rectángulo negro, Fig. 6.3.1.1.) se encuentra entre las unidades geológicas de lavas riolíticas (unidad 1) y basálticas (unidad 2y 3).

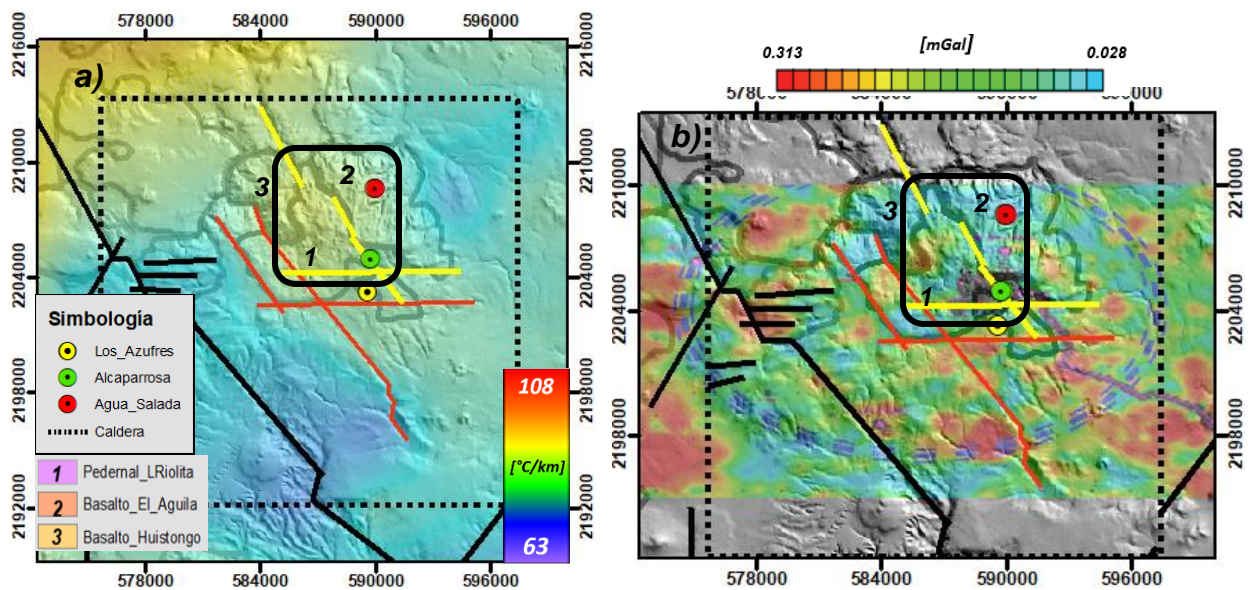


Fig. 6.3.1.1. a) Gradientes geotérmicos estimados, el rectángulo negro contiene probablemente la principal fuente de calor de la caldera, y las fallas que podrían proporcionar la permeabilidad. Las líneas negras y rojas representan las principales fallas reportadas por García-Palomo (2017). b) Anomalía completa de Bouguer el recuadro negro contiene valores bajos de la anomalía gravimétrica.

En la figura anterior se puede observar como la gran falla regional orientada en dirección NW (línea negra) tiene una serie de escalonamientos en la misma dirección (líneas rojas), que junto con fallas dirección EW (línea roja) seguramente funcionan como barreras que impiden el paso de fluidos al sur de la caldera, por ello la ausencia de manifestaciones termales en dicha zona. Mientras que las fallas reportadas en color amarillo podrían resultar de gran importancia para la permeabilidad de la caldera, tal es el caso de Alcaparrosa (presenta manifestaciones geotérmicas), donde convergen fallas EW y NW, además de los bajos valores de anomalía gravimétrica en la zona, lo que seguramente es indicativo de la intensa alteración mineral. Por todo lo anterior la mejor zona para realizar estudios geofísicos a detalle o pozos exploratorios, es en la zona norte de la caldera en los contactos entre las unidades geológicas 1,2 y 1,3.

Al analizar regionalmente los resultados se concluye que al norte del lago del lago de Tecocomulco, entre el poblado de San Ignacio y el rancho el Gallito existe una zona con gran potencial geotérmico, debido a que ahí inciden los gradientes geotérmicos mas altos estimados, así como una serie de fallas normales reportadas por Garcia Palomo (2017) y una intensa alteración por hidroxilos, en cuanto a los valores del RTP, hay valores bajos en casi toda la zona propuesta exceptuando la gran anomalía que está presente en la esquina inferior derecha, por ello no se descarta la posibilidad de un posible yacimiento geotérmico y mineral.

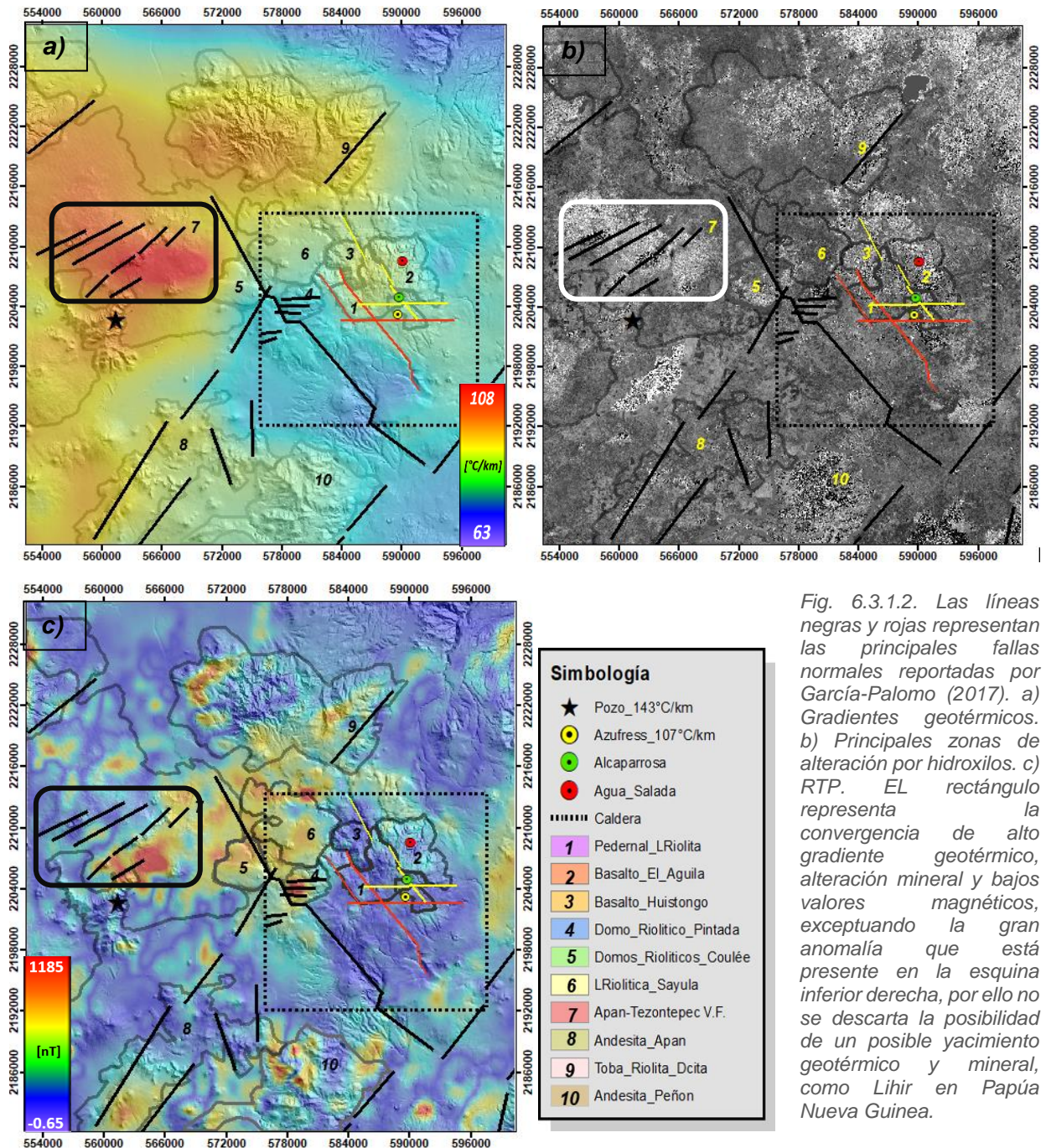


Fig. 6.3.1.2. Las líneas negras y rojas representan las principales fallas normales reportadas por García-Palomo (2017). a) Gradientes geotérmicos. b) Principales zonas de alteración por hidroxilos. c) RTP. EL rectángulo representa la convergencia de alto gradiente geotérmico, alteración mineral y bajos valores magnéticos, exceptuando la gran anomalía que está presente en la esquina inferior derecha, por ello no se descarta la posibilidad de un posible yacimiento geotérmico y mineral, como Lihir en Papúa Nueva Guinea.

6.3.2. ZONAS CON MAYOR POTENCIAL MINERO

Cabe la posibilidad de encontrar algún yacimiento de importancia económica, ya que los sistemas geotérmicos fósiles pueden haber generado yacimientos minerales, ya que en algún momento los fluidos se movilaron por fallas o fracturas, las cuales al paso del tiempo fueron rellenadas con los minerales precipitados (probablemente de interés económico). Para esto se correlacionarán las anomalías magnéticas más altas, fallas, alteración mineral y los valores más altos gravimétricos de la anomalía de Bouguer (IGSA) para localizar posibles yacimientos minerales.

Como se ha mencionado anteriormente, dentro de la caldera hay algunas minas que extraen elementos nativos como oro (El Tigre y San Miguel), su localización se muestra en la figura 6.3.2.1.a. Entre la zona de explotación de estas dos minas de oro, se encuentra la anomalía más grande dentro de la caldera, además en dicha zona los valores magnéticos son prácticamente cero, lo que podría indicar un posible yacimiento de oro.

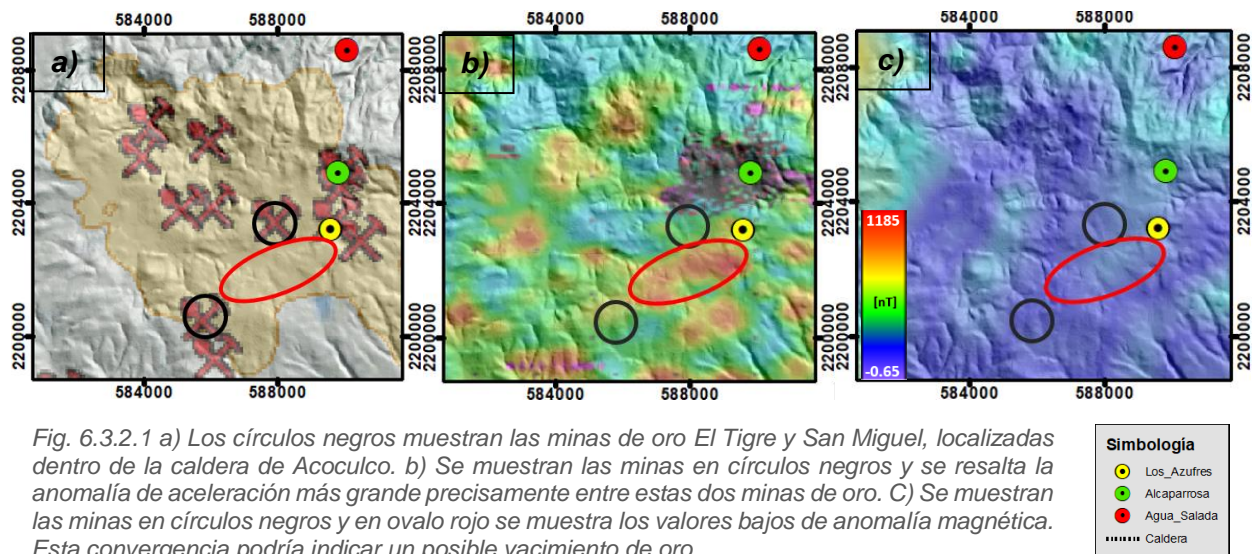


Fig. 6.3.2.1 a) Los círculos negros muestran las minas de oro El Tigre y San Miguel, localizadas dentro de la caldera de Acochoca. b) Se muestran las minas en círculos negros y se resalta la anomalía de aceleración más grande precisamente entre estas dos minas de oro. c) Se muestran las minas en círculos negros y en ovalo rojo se muestra los valores bajos de anomalía magnética. Esta convergencia podría indicar un posible yacimiento de oro.

Analizando regionalmente las zonas adyacentes a la caldera se proponen nuevos prospectos mineros con base en zonas con presencia de óxidos e hidroxilos, fallas normales reportadas por García Palomo et. al., y Sosa Ceballos et. al., (2017), las anomalías magnéticas más altas y los cuerpos más densos. La figura 6.3.2.2.c muestra una convergencia de las minas y las anomalías magnéticas más altas, también se observa en la gran falla regional dirección NE la existencia de múltiples minas y anomalías magnéticas adyacentes a ésta (óvalo negro), por ello se pueden proponer nuevos prospectos con base en esto y las anomalías gravimétricas. Por ellos las zonas de mayor interés minero donde convergen todos los parámetros planteados, son la unidad 4, 5 y el sur de la unidad 6 (Fig. 6.3.2.2), también se proponen zonas de interés en óvalos blancos, los cuales cumplen con anomalías magnéticas y alteración mineral por óxidos e hidroxilos.

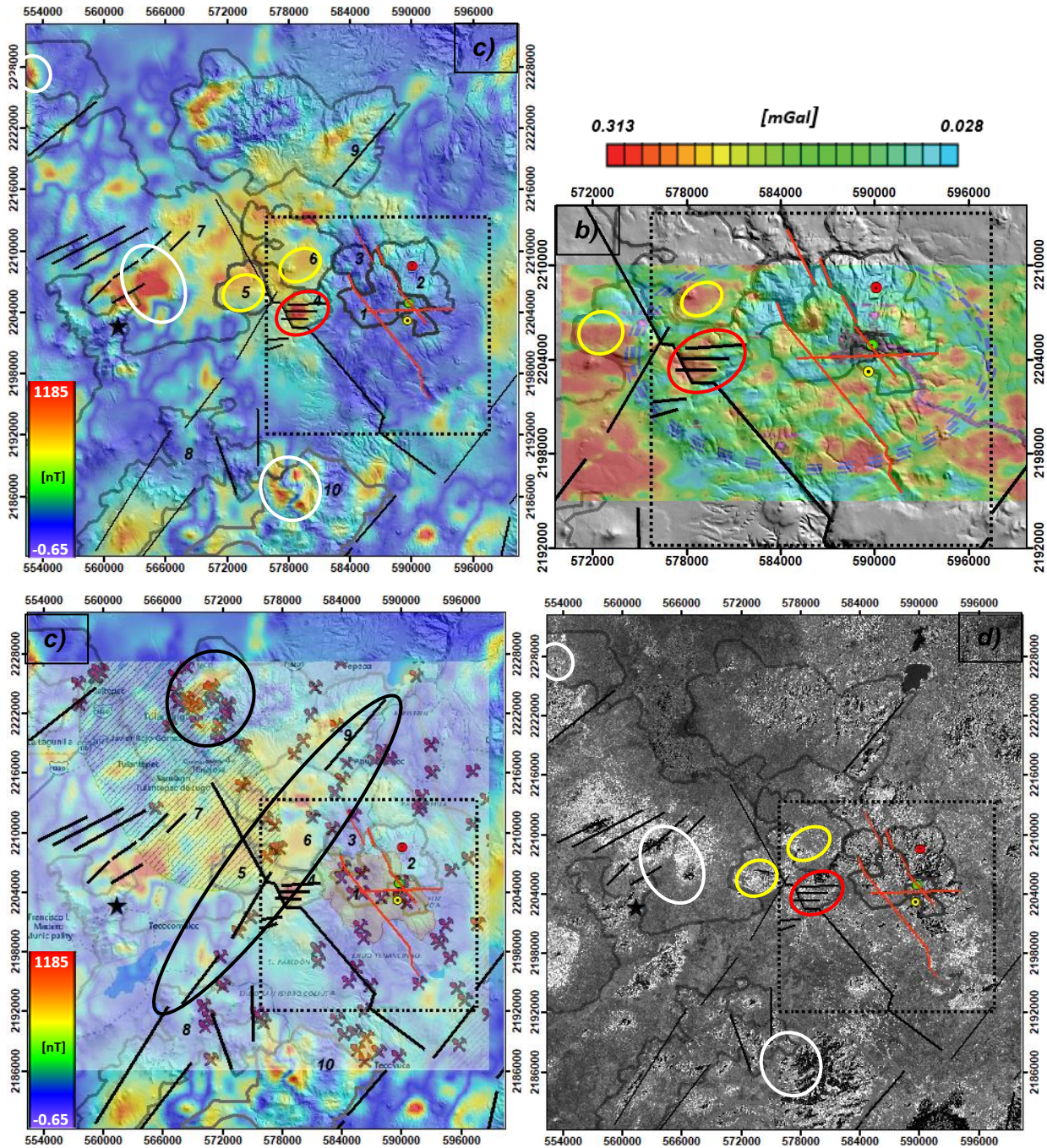


Fig. 6.3.2.2. Las líneas negras y rojas representan las principales fallas normales reportadas por García-Palomo (2017). Los ovalos rojos representan la zona con valores altos de densidad y susceptibilidad, la presencia de fallas y alteración mineral, los óvalos amarillos no incluyen fallas, los óvalos blancos muestran las zonas donde convergen óxidos, hidroxilos y valores altos de susceptibilidad magnética. a) RTP. b) Anomalia completa de Bouguer c) Principales minas reportadas por GEOINFOMEX. d) Principales zonas de alteración por óxidos e hidroxilos.

6.4. CONCLUSIONES

El complejo volcánico de Acoculco se considera como una zona con alto potencial geotérmico, debido a las manifestaciones termales y el alto gradiente geotérmico registrado en los pozos de exploración.

Gracias a los estudios regionales de percepción remota para resaltar las zonas con óxidos e hidroxilos y los estudios del cálculo de la profundidad de la isoterma de Curie, se han podido delimitar las zonas de mayor interés geotérmico dentro y fuera de la caldera de Acoculco.

Los gradientes geotérmicos estimados, se calculan suponiendo un sistema conductivo, por lo que quedan bajos a comparación de los medidos en los pozos exploratorios, por ello se propone la existencia de algunos estratos con un comportamiento convectivo, lo que explicaría el incremento en el gradiente geotérmico superficial (gradiente en el pozo EAC1 a 2km), debido al efecto de transporte de calor más eficiente. Además existe una gran concordancia entre el cambio de los gradientes geotérmicos y las fallas propuestas por García-Palomo (2017), ya que éstas delimitan y separan las anomalías de gradientes geotérmicos más altos encontrados en la zona norte, de la zona sur con gradientes geotérmicos más bajos, concluyendo que dichas fallas en dirección NW y EW funcionan como barreras, las cuales impiden el paso de los fluidos a la zona sur de la caldera, lo que explicaría la ausencia de manifestaciones termales en dicha zona.

Dentro de la caldera, se destaca el interés geotérmico de la zona norte, principalmente las fallas dirección NW y EW las cuales convergen en Alcaparrosa, además de los contactos geológicos de rolitas con las unidades de basaltos El Aguila y Huistongo, reportados por Sosa Ceballos et. al., (2017), ya que estos podrían servir como canales para la circulación del fluido geotérmico. Además, se destaca la presencia de una nueva zona de interés al oeste de la caldera, 600m al norte del pozo que realizó CFE en San Ignacio, con gradiente geotérmico más alto estimado ($108^{\circ}\text{C}/\text{km}$) correspondientes a una serie de lavas de apenas cuarenta y dos mil años y con evidencia de fallas normales según García-Palomo et al., (2017).

En cuanto a las zonas con mayor interés minero, se encontró una gran correlación con las anomalías magnéticas más altas y la actividad minera, por ello se resalta la utilidad de los resultados. Se proponen nuevos prospectos donde convergen dichas anomalías magnéticas, con alteración mineral por óxidos e hidroxilos y fallas, además dentro de la caldera se propone un prospecto minero el cual podría corresponder a un yacimiento de oro. Con base en lo anterior, el esfuerzo e inversión económica que se utilizaría en exploraciones, disminuirá drásticamente, ya que la investigación ha reducido la exploración a ciertos contactos entre unidades geológicas o zonas particulares de ésta

7. REFERENCIAS

- Andreas Vogel, Abu K.M. Sawar (1990). Theory and practice of geophysical data inversion. Geophysics Seminar on Model Optimization in Exploration Geophysics, 20-112 p.
- Bhattacharyya, B.K., Leu, Lei-Kuang, 1977. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. Geophysics 42, 41–50.
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1975a. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures. Geophysics 40, 993–1013.
- Campbell J. B., 2002. Introduction to Remote Sensing: E.U.A., the Guilford Press, 718 p.
- Canet, C., Arana, L., González-Partida, E., Pi, T., Prol-Ledesma, R.M., Franco, S.I., Villanueva-Estrada, R.E., Camprubí, A., Ramírez-Silva, G., López-Hernández, A., 2010. A statistics-based method for the short-wave infrared spectral analysis of altered rocks: An example from the Acoculco Caldera, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. J. Geochem. Explor. 105, 1–10
- Canet, C., Franco, S.I., Prol-Ledesma, R.M., González-Partida, E., Villanueva-Estrada, R.E., 2011a. A model of boiling for fluid inclusion studies: Application to the Bolaños Ag–Au–Pb–Zn epithermal deposit, Western Mexico. J. Geochem. Explor. 110, 118–125.
- Canet, C., González-Partida, E., Camprubí, A., Castro-Mora, J., Romero, F.M., Prol-Ledesma, R.M., Linares, C., Romero-Guadarrama, J.A., Sánchez-Vargas, L.I., 2011b. The Zn–Pb–Ag skarns of Zacatepec, Northeastern Oaxaca, Mexico: A study of mineral assemblage and ore-forming fluids. Ore Geol. Rev. 39, 277–290.
- Cheary, R.W., Coelho, A.A., 1992. A fundamental parameters approach of a X-ray line.
- Crosta, A. P., De Souza-Filho C. R., Azevedo, F. y Brodie C, 2003. Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal components analysis. Journal of Remote Sensing, 24, 21, 4233-4240.
- Ervin C. Patrick, 1976. Reduction to the magnetic pole using a fast fourier series algorithm, Department of Geology, Northern Illinois University, Dekalb. IL 60115, U.S.A.
- Geyne, A.R., Fries, C., Segerstrom, K. y Wilson, I., 1963. Geología y yacimientos minerales del distrito Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo. Consejo de Recursos Naturales No Renovables reporte interno 5E, Mexico City, Mexico, 222 pp.

REFERENCIAS

- Godeas, M., Litvak, V.D., 2006. Identificación de anomalías de amonio por espectrometría de reflectancia: implicancias para la exploración minera. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 61, 438–443.
- González-Partida, E., García-Gutiérrez, A. y Torres-Rodríguez, V., 1997. Thermal and petrologic study of the CH-A well from the Chipilapa-Ahuachapán geothermal area, El Salvador. *Geothermics* 26, 701-713.
- Hedenquist, Izawa, Arribas & White et al., 1996. *Geothermal gold deposits: styles, characteristics and exploration* (1996). The Society of Resource of Geology.
- Henley, R.W., Ellis, A.J., 1983. Geothermal systems ancient and modern. *Earth Science Reviews* 19, 1-50.
- Khorram S., Koch, F. H., Var der Wiele, C. F., Nelson, S. A. C., 2012. *Remote Sensing*: E.U.A
- Laurence ROBB, 2005, *INTRODUCTION TO ORE-FORMING PROCESSES*, Blackwell Publishing company.
- Lillesand, T. M., Kiefer, R. W., 1994, *Remote Sensing and Image Interpretation*: Estados Unidos de América, John Wiley & Sons Inc., 750 p.
- Lopez-Hernandez, A., Castillo-Hernandez, D., 1997. Exploratory drilling at Acozulco, Puebla, Mexico: a hydrothermal system with only non-thermal manifestations. *Geotherm. Resour. Council Trans.* 21, 429–433.
- López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzmán, H., Quijano-León, J.L., 2009. Hydrothermal activity in the Tulancingo–Acozulco Caldera Complex, central Mexico: exploratory studies. *Geothermics* 38, 279–293.
- López-Hernández, A., Castillo-Hernández, D., 1997. Exploratory drilling at Acozulco, Puebla, Mexico: A hydrothermal system with only nonthermal manifestations. *Geothermal Resources Council Transactions* 21, 429-433.
- M. Chang, 1988. The conversion process used is based on a look-up table published in Bartoliucci, L.A. & Look-up Tables to Convert Landsat TM Thermal IR Data to Water Surface Temperatures. *Geocarto International* 3, 61-67.
- Morales, G. J. y Garduño-Monroy, V.H., 1984. Estudio tectónico-estructural del proyecto Huauchinango, Puebla. Instituto Mexicano del Petróleo, México City, México, internal report, 113 pp.
- Nelson, S.A., Lighthart, A., 1997. Field excursion to the Sierra Las Navajas, Hidalgo, México—a Pleistocene peralkaline rhyolite complex with a large debris avalanche deposit. IICTI de la UAEH e IG de la UNAM.
- Okubo, Y., Graf, R.J., Hansen, R.O., Ogowa, K., Tsu, H., 1985. Curie point depth of the island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics* 50, 481–494.
- Oppenheim, A.V., Schaffer, R.W., 1989. *Discrete-time signal processing*. Prentice Hall Signal Processing Series 879.

REFERENCIAS

- Romero, R.F., Hernández, V.I., 1981. Evaluación preliminar de zonas de interés geotérmico aplicando el método geostadístico en los estados de Puebla y Tlaxcala. CFE-GPG internal report 69/81, 20 pp.
- Sabins, F.F., 1997. Remote Sensing. Principles and Interpretation: W.H. Freeman, Nueva York, NY, 494 p.
- Sigurdsson, H. et al., 2000, Encyclopedia of volcanoes. Academia Press, 803-855. Simkin, T., Siebert, L., McClelland, L., Bridge, D., Newhall, C., and Latter, J.H., 1981, Volcanoes of the world. Washington, D.C., Smithsonian Institution.
- Spector, A., Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. Geophysics 35, 293–302.
- Tarango-Ontiveros, G., (Unpublished thesis) 1967. Estudiogeológico petrolero del área Río Laxaxalpa Teziutlán, Edo. De Puebla. Instituto Politécnico Nacional, Mexico.
- Thompson A. J. B., Thompson J. F. H., 1996, Atlas of Alteration. A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals: Canadá, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 120 p.
- Thompson A. J. B., Thompson J. F. H., 1996, Atlas of Alteration. A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals: Canadá, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 120 p.
- Viniegra-Osorio, F., 1965. Geología del Macizo de Teziutlán y la cuenca cenozoica de Veracruz. Bol. Asoc. Mex. Geól. Petrol. 17, 100–135.