



Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

**“ANÁLISIS MORFO-ESTRUCTURAL PARA DETERMINAR LA POSIBLE
PRESENCIA DE UNA CALDERA EN EL CAMPO VOLCÁNICO
RÍO SANTA MARÍA, COMO FUENTE DE EMISIÓN DE LAS
IGNIMBRITAS SANTA MARÍA-EL ÓRGANO MEDIANTE EL
USO DE TÉCNICAS GEOMÁTICAS.”**

T E S I S

Que para obtener el grado de:
Maestra en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

Ing. Ana Rocío Hernández García

Aesora:

Dra. María Cristina Noyola Medrano

Co-asesor

Dr. Margarito Tristán González





UASLP
Universidad Autónoma
de San Luis Potosí

16 de noviembre de 2017

**ING. ANA ROCÍO HERNÁNDEZ GARCÍA
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por la **Dra. María Cristina Noyola Medrano y Dr. Margarito Tristán González** Asesora y Co-asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestra en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 16 de noviembre del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

“Análisis morfo-estructural para determinar la posible presencia de una caldera en el campo volcánico Río Santa María, como fuente de emisión de las ignimbritas Santa María-El Órgano mediante el uso de técnicas geomáticas”

Introducción.

1. Elementos teóricos para el análisis morfo-estructural de calderas volcánicas.
2. Marco geológico-tectónico del Campo Volcánico del Río Santa María.
3. Imágenes ópticas y de radar aplicadas para el análisis de elementos morfo-estructurales.
4. Extracción de componentes litológicos y morfo-estructurales.
5. Propuesta de modelo tectono-estructural de la caldera San Antón.

Conclusiones.

Referencias.

“MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO”

A T E N T A M E N T E

M. I. JORGE ALBERTO PÉREZ GONZÁLEZ
DIRECTOR.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCION



**FACULTAD DE
INGENIERÍA**

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al39
fax (444) 826 2336
www.uaslp.mx

Copia. Archivo
*etn.

AGRADECICIMIENTOS

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo otorgado para la realización de este proyecto de Tesis, durante mi estancia en el Posgrado en Geología de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí con sede en las instalaciones del Instituto de Geología.

Agradezco infinitamente a la Dra. Cristina Noyola Medrano y al Dr. Margarito Tristán González por el apoyo, por sus valiosas aportaciones y el tiempo invertido para la realización de este trabajo, por creer en el proyecto y por creer en mí. Mi profundo agradecimiento al Dr. Ramón Torres Hernández y al Mtro. Jorge Aceves de Alba por su valiosa contribución a esta Tesis, gracias por esos diálogos que ayudaron a guiar mis ideas.

Agradezco al Dr. Margarito Tristán González, al Dr. Gerardo Aguirre-Díaz, al Ing. Labarhe Hernández, al Dr. Alfredo Aguillón Robles, a Viridiana Morales por su disponibilidad y apoyo para la realización de las actividades en campo necesarias para este trabajo.

Mi agradecimiento a mi esposo Omar Hernández Ramos a mi hijo Erick Uriel Hernández Hernández a mi pequeño por nacer, a mi madre María del Rosario García Ortiz, a mi hermana Rosa Isabel Hernández García y a mi sobrino Eliel Isaías es inmenso, gracias por ser pilares en mi vida.

A mis compañeros y amigos Miguel Ángel Cortina, Juan Esteban Ortiz López Betzabé de la Torre, Rodríguez Juan Carlos Guel Casilla, Gamaliel Moreno Chávez, Luis Ángel Rodríguez Sedano que siempre apoyaron mis ideas y colaboraron en distintos diálogos que permitieron aclarar mis ideas, mil gracias.

DEDICATORIA

Dedico este trabajo a mi padre Dios porque sus tiempos son perfectos.

A mi madre María del Rosario García Ortíz por ser mi ejemplo de vida

A mi esposo Omar Hernández Ramos, mi hijo Erick Uriel Hernández Hernández, a mi pequeño por nacer a mi hermana Rosa Isabel Hernández García y a mi sobrino Eliel Isaías Santillán Hernández por ser pilares en mi vida.

A todos aquellos que con sus sonrisas y abrazos colaboraron para la realización de este trabajo.

ÍNDICE

Agradecimientos	II
Dedicatoria	III
Resumen	IX
Introducción.....	- 1 -
1. Elementos teóricos para el análisis morfo-estructural de calderas volcánicas.	- 5 -
1.1. Antecedentes históricos	- 5 -
1.2. Conceptualización.....	- 6 -
1.3. Geometría de las calderas	- 8 -
1.3.1. Elementos estructurales y morfológicos.	- 8 -
1.4. Desarrollo de caldera.	- 14 -
1.5. Procesos de subsidencia de caldera.....	- 16 -
1.8. Calderas en México	- 22 -
2. Marco geológico-tectónico del Campo Volcánico del Río Santa María ..	- 24 -
2.1. Paleoestratigrafía	- 25 -
2.1.1. La Plataforma Valles- San Luis Potosí (PVSLP)	- 25 -
2.1.2. Campo Volcánico del Río Santa María (CVRSM)	- 26 -
2.2. Estratigrafía.....	- 28 -
2.2.1. Formación La Trancas)	- 28 -
2.2.2. Formación El Abra.....	- 29 -
2.2.3. Riodacita del Carmen	- 29 -
2.2.4. Intrusivo Palo Verde (Tpv)	- 30 -
2.2.5. Ignimbrita El Órgano y Santa María (Tor/Tis)	- 31 -
2.2.6. Serie volcánica Potrerillo	- 32 -
3. Imágenes ópticas y de radar aplicadas para el análisis de elementos morfoestructurales.	- 34 -
3.1. Sistemas de Información Geográfica.	- 35 -
3.2 Componentes de un SIG	- 35 -
3.3. El uso de SIG en el análisis de calderas volcánicas.....	- 36 -
3.4. Sensores remotos	- 38 -
3.4.1. Sensores activos	- 41 -
3.4.1.1. Imágenes de RADAR	- 41 -
3.4.1.2 Características de las imágenes de RADAR	- 43 -
3.4.2. Misión SENTINEL 1	- 45 -

3.4.3. Misión ALOS PALSAR (<i>Phased Array tipo L-band Synthetic Aperture Radar</i>)	46 -
3.4.2. Sensores pasivos	46 -
3.4.2.2. Misión ASTER	47 -
3.4.2.3 Misión RAPIDEYE	48 -
3.4.2.3. Misión - Hyperion	49 -
3.4 .Modelo de Elevación Digital (MDE)	50 -
3.4.1. Diferencia entre Modelos Digitales del Terreno y Modelos Digitales de la Superficie.....	50 -
3.5. Tipos de Modelos Digitales del Terreno (MDT).	51 -
3.5.1. LIDAR	51 -
3.5.2. SRTM	52 -
3.5.3. ASTER GDEM	52 -
3.5.4. ALOS PALSAR	53 -
4. Extracción de componentes litológicos y morfo-estructurales	54 -
4.1. Selección y descarga de datos	55 -
4.2. Procesado.....	57 -
4.2.1. Calibración radiométrica	57 -
4.2.3 Filtro de ruido moteado (SPECKLE)	60 -
4.2.4 Sombreado.....	62 -
4.2.5 Extracción de lineamientos.	63 -
4.2.6. Segmentación de Imágenes	64 -
4.2.7. Análisis	67 -
4.3. Discriminación litológica a partir de Sentinel 2.....	67 -
4.3.1 Combinación de bandas.	68 -
4.3.2. Cociente de bandas	68 -
5. Propuesta de modelo tectono-estructural de la caldera San Antón.	71 -
CONCLUSIONES.....	81 -
BIBLIOGRAFÍA	84 -

TABLA DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación física de las partes de una caldera.	- 14 -
Figura 2. Volcanismo previo al colapso (modificado de Lipman, 2000).	- 14 -
Figura 3. Hundimiento de la caldera, se observa el vaciado de la cámara magmática, (modificado de Lipman, 2000).	- 15 -
Figura 4. Colapso de la caldera y resurgimiento de la misma, (modificado de Lipman 2000)	- 15 -
Figura 5. Hundimiento y morfología resultante del evento caldérico (modificado de Lipman, 2000).	- 16 -
Figura 6. .Esquema en superficie y corte lateral del colapso tipo Piecemeal caótico, (modificado de Lipman, 2000).	- 18 -
Figura 7. Esquema en superficie y corte lateral del colapso tipo placa (modificado de Lipman, 2000).	- 18 -
Figura 8. Esquema en superficie y corte lateral del colapso tipo placa, (modificado de Lipman, 2000).	- 19 -
Figura 9. Esquema en superficie y corte lateral del colapso tipo abisagrado (modificado de Lipman, 2000).	- 20 -
Figura 10. Esquema en superficie y corte lateral del colapso tipo trampa (modificado de Lipman, 2000).	- 20 -
Figura 11. Caldera tipo cumbre (modificado de Aguirre-Díaz, 2008).	- 21 -
Figura 12. Caldera tipo cumbre (modificado de Aguirre-Díaz, 2008).	- 21 -
Figura 13. Calderas graben (modificado Aguirre-Díaz, 2008).	- 22 -
Figura 14, Algunas de las principales calderas reconocidas a lo largo del Cinturón Volcánico Mexicano (modificado de Ferriz y Manhood, 1984), el recuadro marca el área de estudio donde se propone la presencia de la posible caldera volcánica.	- 23 -
Figura 15. Ubicación del área de estudio. Figura generada a partir de un mosaico de imágenes Sentinel-2, en una combinación RGB de las bandas 4 32.	- 24 -
Figura 16. Paleoestratigrafía dominante en el área de estudio, (modificado de Guerrero- 2012).	- 26 -
Figura 17. Paleoestratigrafía dominante en el área de estudio, (modificado de Guerrero. 2012).	- 28 -
Figura 18. La figura a muestra una pequeña ventana de caliza perteneciente a la formación el Abra, la figura b muestra la presencia de fósiles. Ambas fotografías pertenecen a la localidad de El Aguacate ubicada en Guanajuato.	- 29 -

Figura 19. La fotografía muestra los depósitos de la unidad conocida como Riodacita del Carmen, ubicación cercana a la localidad Derramaderos en Guanajuato.	30 -
Figura 20. La fotografía a muestra depósitos altamente intemperizados de Ignimbrita, la fotografía b muestra grandes depósitos de ignimbrita, ambas imágenes son cercanas a la localidad de Vergel de Bernalejo ubicada en el Estado de Guanajuato.	31 -
Figura 21. La imagen muestra de forma general las deformaciones a considerar en el uso de imágenes de Radar. Tomado y modificado de Luojus (2004)	43 -
Figura 22. Combinación de polarización de las imágenes SAR, Tomado de Chuvieco y Huete (2010).	44 -
Figura 23. Modelo Digital de Superficie, tomado de INEGI (2017).....	51 -
Figura 24. Modelo Digital del Terreno, tomado de INEGI (2017).	51 -
Figura 25. Esquema de trabajo para la elaboración del modelo morfo-tectónico de la caldera San Antón.	54 -
Figura 26. Mosaico DEM ALOS-PALSAR correspondiente a la zona de estudio. Se ubican los puntos de verificación obtenidos y localidades de referencia.	55 -
Figura 27. Mapa geológico, vectoriales escala 1:250,000 (SGM, 2017). Muestra las unidades de interés como punto de comparación para este trabajo.	56 -
Figura 28. Datos vectoriales de la litología de interés editados en el Instituto de Geología de la UASLP (2017)	57 -
Figura 29. a) Imagen original representada, b) Imagen con el proceso de calibración radiométrica.	59 -
Figura 30. a) Imagen original, b) imagen corregida geométricamente en el programa SNAP.....	60 -
Figura 31. Comparación entre a) imagen sin filtro speckle y b) imagen procesada con el filtro speckle.	62 -
Figura 32. Combinación de bandas 12-11-2 recomendada para el análisis geológico por el porta Sentinel Hub.....	68 -
Figura 33. Cociente de bandas 57/35/31 de las imágenes Sentinel 2 utilizado para el análisis visual de la discriminación litológica de interés.	70 -
Figura 34. MDE ALOS PALSAR se observa la morfología de la zona de interés, en la zona central de la imagen se observa una estructura semi-circular, la cual se considerará área de evaluación.	71 -

Figura 35. Imagen Sentinel, la línea blanca limita el borde topográfico alrededor de la posible estructura caldérica, la línea roja delimita la zona posible influencia de las unidades litológicas consideradas como base en este trabajo.	- 72 -
Figura 36. Imagen Sentinel 1, las líneas rojas pertenecen al Campo B el cual se determinó como probable área de colapso de la posible estructura de colapso, las líneas verdes, amarillas y azules corresponden a los campos A, C y D respectivamente, las cuales son interpretadas como área de influencia de los domos resultantes de el proceso de formación de calderas.	- 73 -
Figura 37 . Lineamientos estructurales obtenidos mediante la extracción automatizada, es visible la tendencia estructural NW- SE.	- 74 -
Figura 38. Combinación de rasgos estructurales Sentinel 1 y MDE Alos-PALSAR los cuales resaltan el área perteneciente al posible colapso de la caldera, así como los domos que la circulan.	- 75 -
Figura 39. Modelo de la probable área de influencia de las unidades litológicas de interés generado a partir del análisis visual del cociente de bandas 5/7-5/3-3/1. La circunferencia en verde sugiere la posible presencia del intrusivo Palo Verde,	- 76 -
Figura 40. Modelo morfo-estructural generado a partir de la combinación de lineamientos obtenidos en la imagen Sentinel 1 y MDE ALOS PALSAR y la geología obtenida por el análisis visual del cociente de bandas 5/7/35/31.	- 77 -
Figura 41. La línea amarilla engloba de forma general el área propuesta como Caldera Milpa Grande (Grasel, 1979), la línea roja muestra el área donde se propone por este trabajo la existencia de la posible Caldera San Antón.	- 78 -
Figura 42.....	- 79 -
Figura 43. En la imagen Sentinel 1 se muestra de forma general tres zonas relevantes identificadas, la línea verde delimita la zona de influencia de los grandes paquetes ignimbríticos, la línea amarilla señala la presencia del anillo de domos pre-caldera y post-caldera, la línea magenta señala la posible zona de influencia del Intrusivo Palo Verde.	- 80 -

LISTA DE TABLAS

Tabla 1 Características generales imagen Sentinel 2, tomado de la página http://www.esa.int/ESA (2017)	- 47 -
Tabla 2 Características generales imágenes Aster, tomado de https://asterweb.jpl.nasa.gov/ (2027).....	- 48 -

RESUMEN

En este trabajo se hace uso de algunas técnicas de la geomática para documentar la presencia de una posible caldera de colapso, como probable fuente emisora de paquetes voluminosos de las ignimbritas Santa María-El Órgano que se extienden en toda el área del Campo Volcánico del Río Santa María. Los principales insumos para este análisis fueron las imágenes multiespectrales *Sentinel 2*, los Modelos Digitales de Elevación (MDE) ALOS PALSAR y las imágenes de radar *Sentinel-1*.

El área de estudio se localiza en el límite de los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, esta zona forma parte de porción suroriental de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental. En el área afloran secuencias volcánicas que se caracterizan por la presencia de grandes domos de lava de composición riodacítica a dacítica y flujos piroclásticos voluminosos de composición riolítica. Toda la secuencia volcánica se depositó sobre las rocas marinas en gran parte de la porción occidental de la Plataforma Valles San Luis Potosí.

La técnica de cocientes de bandas aplicada sobre la imagen *Sentinel 2*, permitió generar una combinación RGB 5/7-3/5-3/1, utilizada para realizar el análisis visual que permitió extraer información cartográfica de unidades litológicas de interés a pesar de la problemática generada por la presencia de la diversidad y abundancia de la vegetación en la zona. La extracción de lineamientos obtenidos mediante el módulo Línea del programa *PCI Geomatics* aplicados a las imágenes de RADAR *Sentinel 1* y MDE ALOS PALSAR resultó conveniente para obtener los lineamientos estructurales generales y detallados, necesarios para generar un realce morfológico y estructural en la zona.

Los datos estructurales extraídos muestran tendencias NW-SE y NE-SW correspondientes a los eventos tectónicos ocurridos en la zona. Finalmente se logró extraer rasgos morfológicos que permitieron delimitar el área de la posible caldera

a la cual se le nombró como San Antón. Los resultados permiten estimar como dimensiones de esta estructura, una longitud en los ejes NW-SE de 33 km y NE-SW de 22 km, con un rango de influencia de los domos periféricos de NW-SE de 47 km y NE-SW de 28 km. Además, se logró separar tres zonas al interior y en las inmediaciones de la posible Caldera San Antón que sugieren un origen de colapso en contraste con el origen de emplazamiento fisural propuesto por otros trabajos realizados en esta región.

Palabras clave: *Caldera de colapso, Campo Volcánico del Río Santa María, flujos piroclásticos voluminosos, Sentinel 2, Sentinel 1, MDE ALOS-PALSAR.*

ABSTRACT

This work discusses the use of some techniques of the Geomatics to document the presence of a possible collapse caldera, as a probable source of large packages of the unit Santa Maria-El Organo ignimbrites, whose extension includes the whole area of the Santa Maria River Volcanic Field. The primary inputs for this analysis were the multispectral images Sentinel 2, the digital elevation models (DEM) ALOS PALSAR and the radar images Sentinel 1.

The location of the study area is in the limit of the States of San Luis Potosi and Guanajuato; this area is part of portion south-eastern of the volcanic province of the Sierra Madre Occidental. In the area there are volcanic sequences characterized by the presence of large lava domes of riodacite and dacite and, voluminous pyroclastic flows of rhyolitic composition. The deposition of the entire volcanic sequence was on the marine rocks mainly of the western portion of the San Luis Potosi - Valles Plateau.

The technique of bands ratio applied on the Sentinel 2 was used to generate a RGB combination from the pair of bands 5/7-3/5-3/1. This composition is used to carry out a visual analysis to extract cartographic information of the lithology of the region. Through this technique, the different units of rock were separate, despite the presence of the vegetation highly diverse and abundant. The extraction of lineaments was made using the module Line of the PCI Geomatics software from the RADAR images Sentinel 1 and ALOS PALSAR DEM. The application of this technique allowed to obtain the general and detailed structural features, which are necessary to generate the morphological and structural analysis in the area.

The structural data show NW-SE and NE-SW trends and correspond to the general tectonic events of the area. Finally, the morphological traits allowed to delimit the area of the possible caldera called in this work as San Anton. The estimated dimensions for this structure are a length on the axes NW-SE of 33 km and NE-SW of 22 km, with a range of influence of the outer domes of NW-SE of 47 km and NE-

SW of 28 km. Also, it is suggested the existence of three zones inside and in the vicinity of the possible Caldera San Antón whose possible origin is of collapse. This result contrasts with the source of fissural emplacement proposed by other works carried out in this region.

Keywords: Collapse caldera; Río Santa María Volcanic Field; voluminous pyroclastic flows; Sentinel 2; Sentinel 1; ALOS PALSAR DEM.

INTRODUCCION

Las calderas del colapso representan una de las estructuras geológicas más enigmáticas que se pueden reconocer en la Tierra (Lipman, 2000; Francis, 2003). Su tremendo potencial destructivo, suele implicar una asociación con depósitos minerales de interés en la minería así como impactos atmosféricos significativos, dichas características han generado gran interés en la vulcanología.

La geología resultante de este tipo de eventos es muy característica, Smith (1960) menciona la relación existente entre los depósitos de ceniza como evidencia de la existencia de estructuras de subsidencia asociados a eventos volcano-tectónicos, esto dado las condiciones de erupción y drenaje del magma y grandes volúmenes de material piroclástico que pueden tener depósitos de unos pocos a cientos de Km.

En el Campo Volcánico del Río Santa María (CVRSM), se han identificado voluminosos flujos de denominados como Ignimbrita Santa María-El Órgano cuyo origen hasta el momento se ha interpretado en la Caldera de Milpa Grande, localizada al oriente del CVRSM (Grasel, 1979; Labarthe-Hernández et al, 1984). Se han reconocido espesores de hasta 800 m visibles a superficie en la localidad de San Antón de los Martínez perteneciente al municipio de San Luis de la Paz, Gto. Actualmente se han identificado depósitos voluminosos de dicha ignimbrita hacia la zona SE cercano a la localidad conocida como Vergel de Bernalejo ubicada también en San Luis de la Paz, Gto. Estos depósitos no corresponden a los límites definidos en la Caldera Milpa Grande.

Otra característica de la formación de calderas es el emplazamiento de domos en las fisuras generadas durante el proceso de formación. En el área de estudio se ha identificado la presencia de domos de composición riodacítica cuya morfología pareciese bordear la ignimbrita identificada en la localidad de San Antón de los Martínez en un sentido NW-SE, además se tiene el registro de domos de composición dacítica al sur de esta localidad, mostrando una dirección NW-SE.

La mayoría de los trabajos realizados en la zona de estudio han utilizado técnicas convencionales de campo para el registro de datos litológicos y estructurales. Sin embargo, en la actualidad, el uso de herramientas de la Geomática como las imágenes satelitales, los Sistemas de Información Geográfica y el manejo de bases de datos, han facilitado la extracción de información geológica y estructural de zonas extensas o de difícil acceso (Lu y An, 1999; Guoan, 2014).

Al respecto, se ha observado que las imágenes de radar son particularmente útiles para identificar rasgos lineales considerando la geometría de observación y la direccionalidad del haz de energía (Singhroy y St-Jean, 1999). De igual manera, se ha demostrado que el análisis basado en Modelos Digitales de Elevación (MDE), permiten la identificación de estructuras a gran escala, la estimación del volumen de diferentes unidades litológicas, la extracción de información sobre la superficie de las fallas y las características de la tectónica de una región (Jaboyedoff et al., 2009; Hernández-Hernández, 2017). Por otra parte, las diversas técnicas de Percepción Remota (PR) brindan la oportunidad de estudiar diferencias en composición litológica, detalles geomorfológicos y estructurales, permitiendo con ello el análisis e interpretación de los diferentes escenarios geológicos y tectónicos, particularmente de zonas volcánicas (Sabins, 1999; Van der Meer et al., 2012; Solikhin et al., 2012; Greeley, 2013)

Con base a los rasgos reportados en la zona de estudio y a las diversas técnicas geomáticas aplicadas sobre campos volcánicos, en este trabajo se plantean las siguientes preguntas de investigación: Los componentes litológicos y morfoestructurales reportados sobre el área ¿Serán indicadores de la presencia de una estructura caldérica en el límite estatal de San Luis Potosí y Guanajuato? Además, es necesario constatar si esta estructura podrá ser identificada mediante el uso de herramientas geomáticas como las imágenes de satélite ópticas y de radar, interpolando las áreas de geología conocidas con el área de interés, e identificando las tendencias de los lineamientos estructurales.

Por esta razón, el presente trabajo buscará delimitar y proponer la existencia de una posible caldera dentro del Campo Volcánico del Río Santa María mediante el uso de MDE e imágenes de tipo RADAR para definir sus tendencias estructurales mediante las técnicas de detección de bordes, umbralización y extracción de lineamientos, y definir su posible relación con la Ignimbrita Santa María-El Órgano al detallar el área de influencia de esta unidad mediante técnicas aplicadas a imágenes ópticas multiespectrales Sentinel 2. La combinación de los resultados obtenidos de ambas herramientas amplía las posibilidades de desarrollar un análisis morfo-estructural detallado del área de estudio.

HIPÓTESIS.

En trabajos previos sobre el CVRSM, se había sugerido la presencia de una estructura tipo caldera denominada Milpa Grande, como la posible fuente de las ignimbritas (Grasel, 1979; Labarthe-Hernández et al., 1984). Sin embargo, en visitas recientes de campo, se ha observado que las ignimbritas de la zona de estudio presentan características distales con espesores que no superan los 200 m, y, las ignimbritas que afloran hacia el sur de la zona, pueden llegar a alcanzar espesores de hasta 800 m. Estos datos sugieren que la fuente de esas ignimbritas se encuentra más al sur. Existen varios reportes sobre la distribución de la Ignimbrita Santa María-El Órgano, que indican el cubrimiento total del Campo Volcánico del Río Santa María, cuyos espesores oscilan entre 200 y 800 m, así como la presencia de domos de composición dacítica-riodacítica y megabrechas en las márgenes del Río Santa María (Labarthe-Hernández et al., 1984; Tristán-González et al., 2009). Estos datos, junto con las observaciones de campo, sugieren la presencia de un posible borde de caldera, cuya fuente está probablemente localizada en los límites de los estados de San Luis Potosí y Guanajuato.

Para tratar de localizar su posible dimensión y límites se hará uso de los componentes litológicos y morfoestructurales y de herramientas geomáticas como las imágenes de satélite ópticas y de radar, interpolando esos resultados con las

áreas previamente cartografiadas donde afloran las ignimbritas; este análisis tendrá que ser comprobado posteriormente con estudios detallados de campo para llegar a validar los resultados de este análisis y comprobar si realmente en ese sitio se localiza la zona de la caldera.

OBJETIVO GENERAL

Aplicar diversas técnicas de la Geomática en la Zona del Campo Volcánico del Río Santa María, donde afloran paquetes voluminosos de ignimbritas riolíticas, con la finalidad de establecer y delimitar la presencia de una posible caldera volcánica de colapso.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Identificar rasgos morfoestructurales que permitan ubicar una probable caldera, para la cual se estaría sugiriendo el nombre de “San Antón”, mediante el uso de imágenes multiespectrales y de RADAR, así como MDE ALOS-PALSAR.
2. Analizar los lineamientos estructurales mediante el uso de imágenes de tipo RADAR y MDE ALOS-PALSAR para definir sus tendencias estructurales, que permitan inferir la probable localización de la caldera.
3. Delimitar el material generado por la posible caldera, considerando la litología de las principales unidades de la zona de estudio (Ignimbrita Santa María-El Órgano, Riodacita del Carmen y Serie Potrerillo), mediante el uso de imágenes ópticas multiespectrales Sentinel 2.

1. Elementos teóricos para el análisis morfo-estructural de calderas volcánicas.

1.1. Antecedentes históricos

El término “Caldera” fue utilizado por primera vez en las Islas Canarias para denominar ciertas depresiones del terreno, sin importar su tamaño, forma u origen. Uno de los primeros conceptos se refiere a los “cráteres de elevación” (Buch, 1825). Esta hipótesis menciona que debido a una presión desigual procedente del magma del interior de la Tierra produciría la elevación de una zona estratificada de la superficie terrestre y se forma así una especie de domo que llega a romperse por colapso, con el consiguiente desarrollo de un cráter de elevación, distinto de los típicos cráteres originados por una erupción. En su estado inicial puede estar relleno de materiales líquidos, escorias volcánicas o rocas no fundidas. Ocasionalmente, los cráteres de elevación pueden estar obstruidos, bien rellenos parcialmente de lava solidificada, escorias o totalmente taponeados. Esta obstrucción funcionaría como una especie de válvula de seguridad, que sería removida por otra erupción de materiales líquidos o gaseosos, y como fenómeno secundario, se desarrollaría en su interior un cono de escorias. Las actividades volcánicas posteriores cubrirían totalmente estas zonas de elevación corticales (Cruz-García, 2016).

A raíz de estas teorías surge la propuesta de que las Islas Canarias habrían surgido del fondo oceánico como tumores presionados hacia arriba debido al empuje vertical de una fuerza procedente del interior de la Tierra, probablemente el magma ascendente de acuerdo con la teoría plutonista. Esto daría lugar a un cráter en la cima y una serie de fisuras radiales en la periferia (Cruz-García, 2016).

Escher (1929) y Sandberg (1927) definieron a las calderas como cráteres con paredes casi verticales y/o dimensiones determinadas. Rittmann (1962) define a las calderas como vastos muros circulares con poca altura, que podría encerrar conos que muestran una actividad volcánica posterior.

De acuerdo a Reck (1928), las *calderas* resultan del cambio de forma o de volumen de la cámara subterránea del magma, a diferencia de los *cráteres*, son el resultado de la salida de este magma arrojado al exterior; así pues, mientras los cráteres, dan lugar, por regla general a formas positivas del relieve; las calderas forman siempre formas negativas.

Francis (1983) menciona que las calderas son cráteres volcánicos de diámetros grandes de que oscilan de pocos km a 50 km aproximadamente, y la depresión es resultado de un hundimiento debido al colapso del techo de la cámara magmática. Williams (1941) ha reiterado y ampliado este punto de vista, llamando la atención sobre el hecho de que muchos de los depósitos piroclásticos que rodean tales estructuras de colapso son de origen "nube-ardiente", y que muchos de estos depósitos están soldados. Específicamente, cuando se encuentran estos depósitos piroclásticos soldados u otros depósitos de cenizas con volúmenes de unos cuantos kilómetros cúbicos, se puede esperar encontrar estructuras de subsidencia en las áreas de origen (Smith, 1960).

1.2. Conceptualización.

Una caldera de colapso es una estructura volcánica formada durante el hundimiento de bloques de la corteza localizados en lo alto de la superficie de una cámara magmática (Cas y Wright, 2012; Lipman, 1997; Cole *et al.*, 2005; Gottsmann y Martí, 20011), debido a la erupción de volúmenes grandes de flujos piroclásticos durante la erupción, pero también a la efusión lateral del magma en forma efusiva (Druitt y Sparks, 1984). De forma general, las lavas, domos y conos son emplazados después del colapso a lo largo del margen estructural de la caldera y/o dentro de la caldera (Bailey *et al.*, 1976; Aguirre-Díaz, 1996).

Las erupciones explosivas de flujo de ceniza (ignimbrita) asociadas a calderas han sido tema de estudio durante los últimos 50 años, tomando como base las revisiones históricas de formación de una caldera (Williams 1941, Smith 1960). La formación

de calderas por algún tipo de colapso del techo sobre un depósito subyacente de magma en un reservorio es ahora reconocida ampliamente como erupciones explosivas que involucran volúmenes magmáticos mayores de unos cuantos kilómetros cúbicos. En general, el diámetro de la caldera aumenta con el volumen de la erupción de flujo de ceniza asociada. En su origen por subsidencia, incluso las calderas pequeñas son, por tanto, distintas de los cráteres volcánicos que se forman por la acumulación constructiva de cenizas y salpicaduras o por la expulsión explosiva de las rocas de la pared adyacentes a un conducto volcánico, dadas estas consideraciones, sólo aquellas depresiones volcánicas más anchas de aproximadamente 1 km deben considerarse calderas de colapso, estas pueden caracterizarse por variaciones significativas de diámetro (km a decenas de km), hundimiento (m a km), forma (circular, elíptica o poligonal, anidada, solapada).

Muchas calderas individuales son geoméricamente complejas y pueden contener elementos de más de un tipo estructural único y/o proceso de hundimiento (Lipman 1984; Branney y Gilbert, 1995). Las calderas ilustran elementos estructurales de varios tipos, con arreglos y cantidades que dependen, por ejemplo, de las propiedades físicas de las rocas del sitio, de las estructuras tectónicas preexistentes o de un campo de tensión regional, de la geometría y dinámica de la cámara magmática y de la carga volcánica (Walter y Troll, 2001).

La diversidad real entre las estructuras de la caldera, las interpretaciones de los procesos de subsidencia dominantes muestran ambigüedades resultantes de las dimensiones grandes de muchas calderas, exposiciones truncadas, sobreimpresión por estructuras post subsidencia. Las calderas jóvenes poco erosionadas muestran una morfología eruptiva bien conservada generalmente proporcionan información mínima sobre las estructuras subyacentes, la profundidad del hundimiento o la relación con el reservorio del magma fuente. En contraste, cuando existe suficiente exposición de las estructuras subvolcánicas y rocas graníticas del depósito de magma solidificado, las relaciones de tales estructuras y las intrusiones con la morfología volcánica superficial desaparecen en su mayoría.

Las secciones completas de rocas volcánicas superficiales y características profundas de las calderas de flujo de ceniza se conservan y se exponen rara vez, en regiones de excepcional relieve topográfico o sitios de rotación estructural de la corteza superior (Lipman, 1997).

Las erupciones formadoras de caldera son raras en comparación con las erupciones volcánicas que no las generan, ya que requieren un esfuerzo muy específico y condiciones termodinámicas para generar el proceso de colapso (Druitt y Sparks, 1984; Gudmundsson *et al.*, 1997; Martí *et al.*, 2000; Folch y Martí, 2009; Lavallée *et al.*, 2006). Predecir el posible control estructural de las calderas durante los períodos de disturbios puede resultar crucial en la exploración geotérmica y mineral (Stix *et al.*, 2003).

Algunos modelos experimentales pueden dar información sobre la geometría de la caldera (Wisser, 1927; Komuro, 1987; Scandone, 1990; Martí *et al.*, 1994; Branney y Gilbert, 1995), pero son difíciles de comparar rigurosamente con geometrías y procesos de subsidencia en calderas grandes, porque el estilo de colapso probablemente depende principalmente de la tasa de hundimiento, relaciones de aspecto y propiedades estructurales de las rocas del techo, y la presencia o ausencia de un sustrato líquido dinámico en forma de cámara de magma de silicato. Estudios sobre el funcionamiento de las minas sugieren que el hundimiento rápido hace que el suelo superpuesto se asiente como un bloque, mientras que el hundimiento gradual da como resultado ajustes fragmentarios de un desorden de fragmentos (Williams y McBirney, 1979).

1.3. Geometría de las calderas

1.3.1. Elementos estructurales y morfológicos.

Los principales elementos estructurales y morfológicos de un modelo de caldera simplificado de acuerdo a Lipman (1997) incluyen:

1. *Borde topográfico*: es el escarpe que limita el área de una caldera, más allá de la cual se encuentran en gran medida las vertientes volcánicas externas no perturbadas. El borde rodea tanto el área inmersa como el área de escarpe que es retirado debido a las caídas de roca y a la pérdida de masa. Para las calderas jóvenes, el borde topográfico define la superficie total. En el caso de las calderas erosionadas, el desgaste erosivo de la masa tiende a ampliar el borde topográfico original, pero posteriormente la erosión de las laderas exteriores del edificio de la caldera superior también puede reducir el diámetro topográfico aparente.
2. *Pared topográfica interna*: es típicamente más escarpada en sus partes superiores, comúnmente como acantilados en calderas jóvenes, pero tiende a tener un perfil cóncavo a plano pendiente abajo. Se desarrollan en respuesta a la ampliación de deslizamientos y caídas de rocas de las pendientes excesivamente extendidas durante y después del colapso de la caldera. En la base al agrandamiento topográfico de la pared de la caldera, el relleno intracaldera puede depositarse directamente contra las fallas límite de la caldera que no han sido modificadas por la caída gravitatoria. Los rasgos de deposición rara vez se pueden conservar, porque la subsidencia continuada de la caldera causa fallas adicionales. En vista en planta, las paredes topográficas de la mayoría de las calderas de flujo de ceniza grandes son bordeadas por escarpes de deslizamientos individuales y caídas de rocas. Esto sugiere que la ampliación topográfica y la formación de montículos escalados a lo largo de algunas paredes de la caldera resultan de la subsidencia periférica irregular de los salientes a lo largo de las trazas de fallas (Branney y Gilbert, 1995). En muchas calderas multicíclicas, las erupciones tardías grandes tienden a causar el hundimiento de toda la zona anterior de la caldera, y las estructuras de hundimiento más tempranas tienden a estar dentro de la caldera tardía (Druitt y Francaviglia 1992; Lipman *et al.*, 1996).

3. *Collar (Anillo)*: El material eliminado por la pérdida de masa y el recorte del escarpe define un collar de colapso, el volumen de roca situada entre la pared de la caldera topográfica y el límite estructural de la caldera. Suaves pendientes en las laderas inferiores del colapso permiten la exposición, por erosión o perforación, de rocas precalders a profundidades muy bajas incluso a considerable distancia desde el borde topográfico. Las relaciones han conducido a la inferencia de la geometría del embudo para algunas calderas grandes (Yokoyama, 1983, 1987; Aramaki, 1984).

4. *Fallas marginales*: están expuestas en algunas calderas profundamente erosionadas (sobre todo de 5 km de diámetro), definen lo que limita la zona del bloque colapsado (pistón) y son por lo general de planos verticales y definen en el área de la cima de la cámara magmática, (Lambert, 1974; Fridrich *et al.*, 1991). La presencia de fallas en el anillo delimitador de algunas calderas menos erosionadas puede deducirse de la distribución de las aberturas postcolapso simétricas, el levantamiento resurgente de las rocas volcánicas que llenan la caldera y la evidencia de las aberturas de la erupción formadora de la caldera a lo largo de los segmentos arqueados de los márgenes de la caldera (Smith y Bailey, 1968; Hildreth y Mahood, 1986). La geometría del anillo de fallas de algunas calderas erosionadas es más compleja a niveles profundos, registrando un colapso de bloques cada vez más coherente a medida que progresa la erupción (Fridrich *et al.*, 1991). Los anillos de falla pueden acomodar la elevación, así como el hundimiento (Hon, 1987), y el magma se inyectó como diques de anillo parcial. Los anillos de fallas que se inclinan hacia los niveles bajos de la corteza pueden empinarse con la profundidad y sumergirse hacia el exterior a niveles justo por encima de la cámara magmática en la que la caldera cedió (Williams, 1941; Branney, 1995). En muchas calderas, las tendencias tectónicas regionales han influido en la geometría del colapso en diversos grados (Komuro, 1987; Ferguson *et al.*, 1994; Rowley y Anderson, 1996), pero las calderas profundamente erosionadas, limitadas por fallas fuertemente poligonales, parecen raras

comparadas con aquellas con límites de fallas arqueadas. La inferencia de una amplia frontera estructural difusamente fracturada de subsidencia (Branney, 1995), tiene poco apoyo de estructuras expuestas de calderas de flujo de ceniza profundamente erosionadas que han sido descritas hasta ahora. Alternativamente, las fracturas circunferenciales extensionales periféricas a los bordes topográficos de las calderas jóvenes se asocian comúnmente con la caída gravada recurrente de la cara libre de la pared interior de la caldera. (Tilling *et al.*, 1976).

5. *Relleno intracaldera:*

Durante las erupciones asociadas a calderas, los flujos de ceniza y brecha de deslizamiento de la pared de la caldera intercalada se acumulan hasta lograr un espesor de variante en el área. Distribuciones y volúmenes de brechas de deslizamiento y piroclastos intracaldera proporcionan evidencia crítica sobre el tiempo y la geometría de subsidencia, además de los piroclastos y la brecha que se acumula sincrónicamente con el hundimiento de la caldera; la mayoría de las calderas pre-Holoceno están parcialmente llenas por completo. Las lavas y los piroclastos más jóvenes salieron a través de los conductos relacionados con la caldera después del colapso y atravesando los escombros sedimentarios erosionados de las zonas positivas volcánicas adyacentes y los depósitos volcánicos derivados de centros volcánicos separados. Estos depósitos post-caldera tienden a ocultar las estructuras volcánicas primarias, especialmente en las calderas no resurgentes, impidiendo la interpretación de los procesos de hundimiento (Christiansen, 1984; Mahood, 1980).

6. *Cámara magmática subyacente o plutón solidificado* (Lipman, 1984): Este modelo es generalizado y no describe con precisión las relaciones en ninguna caldera real, proporciona una base para discutir los elementos estructurales de la caldera y los procesos de subsidencia, calculando las

proporciones volumétricas aproximadas entre la geometría de subsidencia y los depósitos de llenado entre procesos de erupción y subsidencia.

7. *Piso de la caldera*: El piso estructural es la superficie de la tierra de la precaldera subsidiada, en contraste con el piso de la caldera topográfica expuesto en la superficie dentro de una caldera joven. Pocas calderas están suficientemente conservadas para proporcionar un registro claro de la evolución volcánica, en muchos casos el magma cogenético ha subido a tan poca profundidad que el piso ha sido destruido. Las estructuras de subsidencia en muchas calderas profundamente erosionadas son complicadas u oscurecidas por múltiples eventos de subsidencia asociados a sucesivas erupciones de flujo de cenizas o por el posterior tectonismo regional. En algunos lugares donde la rotación tectónica regional ha expuesto calderas en sección transversal (Tobisch y Fiske, 2000; Lipman, 1993).

La interrupción compleja de los pisos de la caldera puede acompañar el hundimiento que se cubre durante sucesivas erupciones formadoras de caldera, pero la evidencia disponible sugiere que la mayoría de las calderas grandes se desvanecen coherentemente durante las erupciones individuales.

Las fallas de crecimiento, con desplazamiento decreciente o ascendente, deben estar presentes dentro del relleno de sincronización si el piso de la caldera se interrumpió significativamente durante el hundimiento, Pero los ejemplos documentados son raros. Debido a que la falla de subsidencia rompería los piroclastos de alta temperatura a medida en que se soldan; las fallas del crecimiento debían ser marcadas en zonas visibles reomórficas (Lipman, 1984, 1993).

- 8 *Cámara magmática*: Las cámaras de magma, preservadas como plutones solidificados o batolitos, están expuestas en muchas calderas de flujo de ceniza erosionadas profundamente, como lo indican las correlaciones petrológicas y de edad con las erupciones volcánicas. Estos plutones se han

emplazado comúnmente a pocos kilómetros de la superficie, sus zonas de techo que sobresalen en el relleno sinérgico de la caldera asociada (Lipman, 1984). La acumulación de magma silíceo de baja densidad en una cámara grande y poco profunda, que puede generar tensiones de elevación y de tracción en la superficie, podría ser importante para iniciar los anillos de falla y permitir el colapso de la caldera (Gudmundsson, 1988; Marti *et al.*, 1994). Tal tumescencia asociada con el crecimiento de una cámara de magma subvolcánica, que ha sido grabada instrumentalmente durante muchas erupciones controladas y episodios de disturbios volcánicos, puede ser inadecuada en magnitud para generar estructuras geológicas que son detectables para la actividad prehistórica. Las profundidades de las cámaras de magma se ha documentado para algunas calderas activas. Los estudios de atenuación sísmica, las profundidades magnéticas de la temperatura y otros datos geofísicos indican la presencia de magma en profundidades tan superficiales como 4-7 km (Sanders, 1984; Ponko y Sanders, 1994; Sanders *et al.*, 1995). En la caldera Rabaul históricamente activa en Papúa Nueva Guinea, las localizaciones hipocentrales sísmicas definen un volumen en una zona elíptica de 5 a 10 km de diámetro; este volumen se interpreta como delimitado por fallas anulares que cubren una región central de baja sismicidad a profundidades inferiores a 2-4 km que se infiere para representar la cámara magmática actual (Mori *et al.*, 1989). Para algunos sistemas más antiguos, la petrología de productos eruptivos también requiere profundidades superficiales de cristalización magmática (por ejemplo, presencia de clinopiroxeno en lugar de fenocristales de hornblenda en la mayoría de los flujos de ceniza de San Juan. Las inferencias detalladas entre las formas de las intrusiones expuestas y la geometría del colapso son comúnmente ambiguas en las calderas erosionadas, sin embargo, porque los cuerpos del magma subvolcánico probablemente continúan evolucionando en composición, forma y profundidad después del cese del volcanismo que forma la caldera (Figura 1).

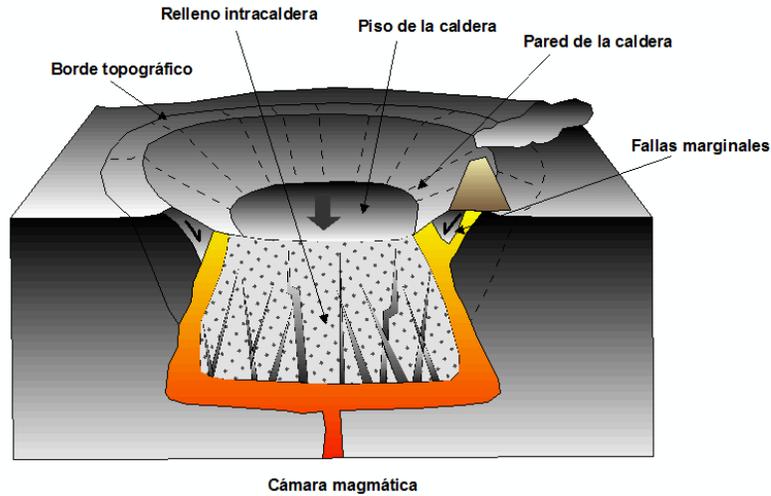


Figura 1. Ubicación física de las partes de una caldera.

1.4. Desarrollo de caldera.

Lipman (1984, 2000) identifica una serie de etapas en el desarrollo de una caldera:

- 1- Volcanismo previo al colapso-volcanismo superficial, frecuentemente acompañado de tumescencia, pero esta tumescencia no es fácilmente preservada y la formación de las cúpulas de lava pre-caldera y erupciones pequeñas explosivas son a menudo el único registro de acumulación de magma y migración a niveles corticales superficiales (Figura 2).

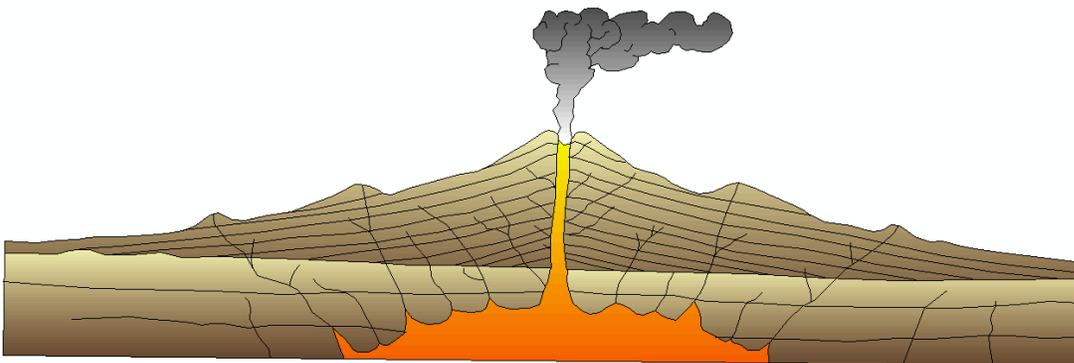


Figura 2. Volcanismo previo al colapso (modificado de Lipman, 2000).

- 2- El hundimiento de la caldera está asociado con el vaciado del magma a gran escala. Las erupciones suelen comenzar con una fase de erupción central y

proceder a una fase de erupciones del anillo coincidente con el colapso de la caldera (Beresford y Cole, 2000). Este cambio desde las fases centrales a las del anillo de una erupción formadora de caldera fue descrito para el vulcanismo dacítico-andesítico de la erupción que ocasionó la formación de la caldera que ahora contiene Crater Lake (Bacon, 1983; Figura 3).

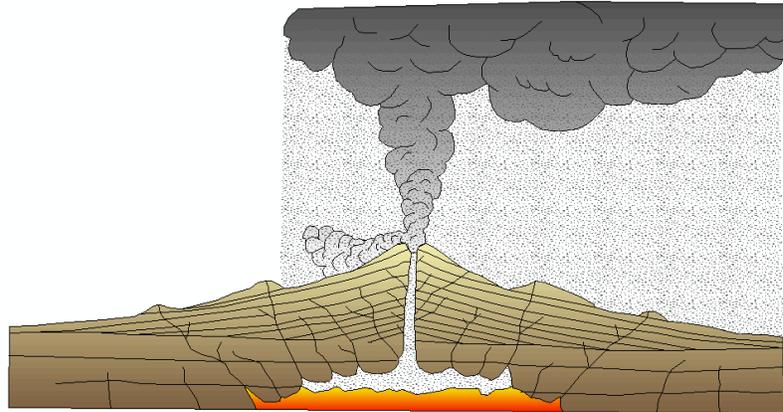


Figura 3. Hundimiento de la caldera, se observa el vaciado de la cámara magmática, (modificado de Lipman, 2000).

3- Magmatismo post-colapso y resurgimiento después de la formación de la caldera puede dispersarse aleatoriamente dentro de la caldera o localizarse a lo largo de las estructuras regionales. El aumento renovado del magma puede elevar la porción central de la caldera, ya sea por combamiento o levantamiento de bloque (Figura 4).

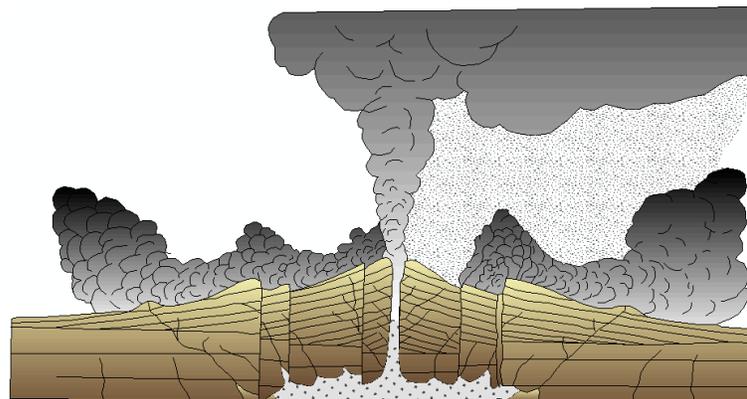


Figura 4. Colapso de la caldera y resurgimiento de la misma, (modificado de Lipman 2000)

- 4- Actividad hidrotermal y mineralización puede ocurrir a lo largo de la vida de la caldera, pero comienza al terminar la actividad tardía en el ciclo, creando sistemas geotérmicos, y puede o no conducir a la deposición de mineral.

Este es un ciclo general basado en calderas riolíticas de América del Norte, pero es aplicable a muchas otras calderas. La evolución de una caldera puede o no incluir todas las etapas mencionadas o puede implicar sólo una parte de la actividad descrita para una etapa cualquiera. El volcanismo previo al colapso y el resurgimiento o tumescencia pueden o no ocurrir y la actividad hidrotérmica probablemente ocurre a lo largo del ciclo de la caldera. Con el paso del tiempo la caldera se erosiona y el material originario puede o no estar expuesto en su totalidad (Figura 5).

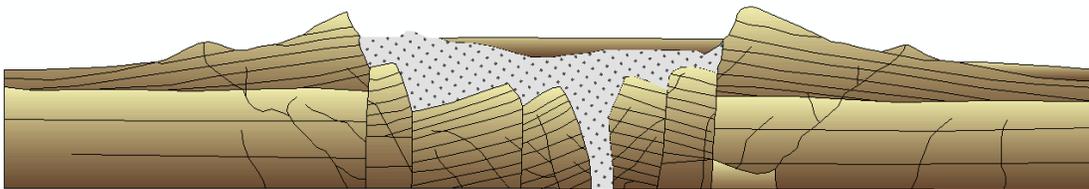


Figura 5. Hundimiento y morfología resultante del evento caldérico (modificado de Lipman, 2000).

1.5. Procesos de subsidencia de caldera.

Los enfoques previos para subdividir y clasificar las calderas están basados en el estilo de erupción y composición de magma en volcanes (Williams 1941; Macdonald, 1972; Williams y McBirney, 1979). Alternativamente, la diversidad de calderas bien documentadas de flujo de ceniza puede considerarse como un conjunto de características y procesos. Muchas calderas tienen geometrías y estructuras de transición tan variadas que la sub-clasificación en tipos discretos parece menos útil que relacionar la geometría de subsidencia y las estructuras resultantes con unos pocos procesos de elementos finales geoméricamente simplificados. El tamaño de la erupción y la geometría de la cámara magmática también se refieren a procesos de hundimiento, por ejemplo, las distinciones establecidas entre los tipos de caldera "Krakatoa" y "Valles" son principalmente

funciones del área del yacimiento y volumen de erupción, que influyen en el tamaño de la caldera resultante sin ninguna diferencia necesaria en el proceso de subsidencia. Muchas calderas bien estudiadas implican procesos de subsidencia intermedios entre miembros finales idealizados. Las calderas de anillos de fallas pueden tener fronteras complejas que implican más de una falla delimitadora arqueada, tanto los límites abatibles de la pendiente como las fallas de los anillos están involucrados en el hundimiento de la caldera del *trap-door* y los pisos dentro de algunas calderas de fallas anulares han hundido o fallado en los lugares donde el magma estalló rápidamente (Lipman, 1984; Branney, 1995).

- *Piecemeal o subsidencia caótica.*

Se refiere a una caldera con numerosos bloques del piso y / o múltiples centros de colapso (Lipman, 1997, 2000). Branney y Kokelaar (1994) han definido calderas parciales que van desde aquellas con pisos con fallas de bloques a aquellas que carecen de pisos de caldera coherentes porque todo el colapso del bloque se ha reducido a una mega-brecha.

El colapso puede deberse a:

1. Múltiples cámaras de magma con tiempos de erupción superpuestos en los que la erupción de uno puede desencadenar la erupción del otro (Branney y Kokelaar, 1994; Kokelaar y Branney, 1996).
2. Fallas controladas tectónicamente rompen el piso de la caldera en bloques numerosos antes de la erupción y la localización del colapso del control (Moore y Kokelaar, 1998)
3. Donde el piso entero de la caldera se ha hecho una megabrecha (Branney y Kokelaar, 1994), esta es el hundimiento caótico en algunos esquemas. El relleno de caldera sin-eruptiva muestra un aumento marcado y rápido del grosor en el centro de colapso correspondiente (Moore y Kokelaar, 1998; Kokelaar y Branney, 1996; Figura 6).

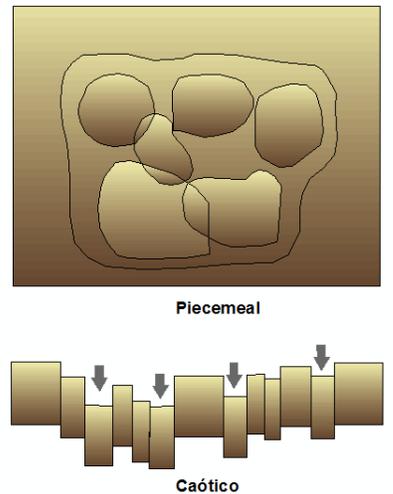


Figura 6. Esquema en superficie y corte lateral del colapso tipo Piecemeal caótico, (modificado de Lipman, 2000).

- *Hundimiento del piso (pistón).*

Implica el hundimiento de un bloque coherente de roca en una cámara de evacuación a lo largo de una falla de anillo. El piso de la caldera puede ser de falla, pero el desplazamiento a lo largo de las fallas del piso dentro de la caldera es al menos un orden de magnitud menor que el de la falla de anillo (Lipman, 2000). Las unidades eruptivas intra-caldera syn-colapso deben ser planas dentro de la caldera sin una variación significativa de espesor en cualquier parte del piso de la caldera (Figura 7).

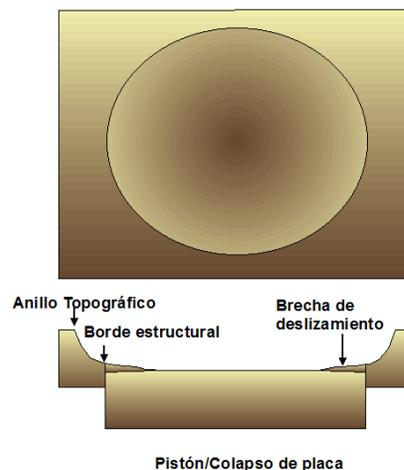


Figura 7. Esquema en superficie y corte lateral del colapso tipo placa (modificado de Lipman, 2000).

- *Hundimiento de placa.*

Este tipo de estructuras son a menudo identificadas por una respuesta geofísica, sin embargo, estas anomalías pueden deberse a una serie de factores, entre ellos: el colapso fragmentario en el que se rompe toda la caldera (colapso caótico de Scandone, 1990) y consiste en numerosos bloques (megabrecha) que pueden disminuir y girar de forma independiente pero más profunda hacia un único centro de colapso; el colapso no es caótico, los bloques coherentes son desplazados secuencialmente mayores cantidades hacia el centro de colapso con o sin fallas de anillo (Figura 8).

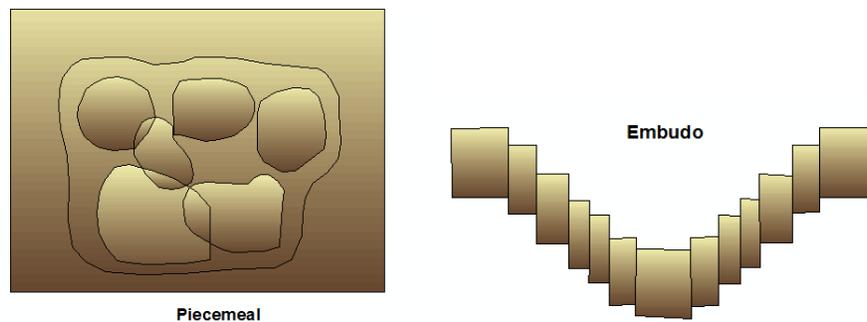


Figura 8. Esquema en superficie y corte lateral del colapso tipo placa, (modificado de Lipman, 2000).

- *Abisagrado.*

Las características del colapso abisagrado a menudo ocurren en asociación con otros procesos de colapso, incluyendo flexión y fracturas leves inmediatamente antes de la formación de un límite de caldera defectuoso bien definido, procesos que acompañan el inicio de fallas en rocas corticales superiores frágiles, y la inclinación y fracturado tardío hacia adentro de la pared topográfica después del colapso (Branney, 1995; Lipman, 2000). Otros métodos que pueden conducir a este tipo de morfología son el plegamiento forzado en el que los estratos planos se deforman sobre un piso de caldera rígido y deformable (Milner *et al.*, 2002) y la formación de un bloque inclinado hacia el margen de deformación (Roche *et al.*, 2000, Figura 9).

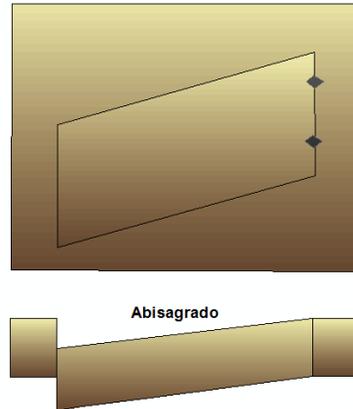


Figura 9. Esquema en superficie y corte lateral del colapso tipo abisagrado (modificado de Lipman, 2000).

El colapso tipo trampa ocurre cuando la formación de una falla de anillo es incompleta. El colapso está articulado en un lado donde se produce el hundimiento, y es más profundo hacia el otro lado. También ocurrirá cuando un bloque se disipa asimétricamente en una falla de anillo completa, lo que conduce a una característica similar a las estructuras similares a trampillas (Heiken *et al.*, 1994). Este tipo de colapso se produce cuando las fallas de anillo no se forman o no penetran en la superficie del suelo. En su lugar, algunas o todas las rocas que recubren la cámara del magma se deforman doblándose sin fractura (Walker, 1984; Milner *et al.*, 2002). No hay paredes de caldera distintas y la superficie del suelo se sumerge suavemente hacia el centro de colapso de la caldera (Walker, 1984; Figura 10).

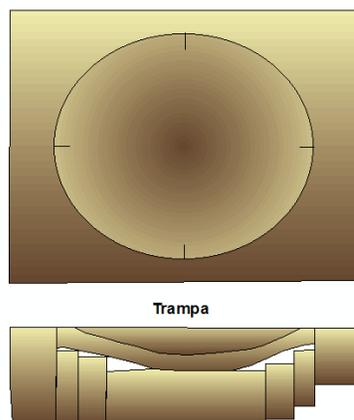


Figura 10. Esquema en superficie y corte lateral del colapso tipo trampa (modificado de Lipman, 2000).

Dada la complejidad de los procesos de subsidencia los conceptos definidos por los autores clásicos han sido complementados, Aguirre-Díaz (2008) menciona tres tipos de calderas de colapso:

- 1- Calderas cumbre: están formados en lo alto de los grandes volcanes y están relacionados a pequeños volúmenes de productos piroclásticos que incluyen caídas plinianas e ignimbritas (Figura 11).

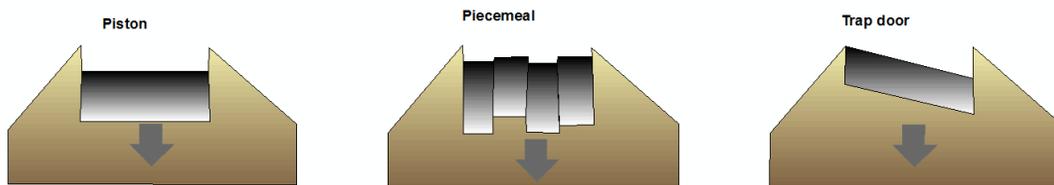


Figura 11. Caldera tipo cumbre (modificado de Aguirre-Díaz, 2008)

- 2- Calderas Clásicas: Son grandes estructuras semi-circulares de formas irregulares, varios kilómetros de diámetro y se asocian a volúmenes grandes de piroclásticos, depósitos que empezaron generalmente con pómez de caída y continuaron con la erupción de flujos piroclásticos grandes que formaron extensiones grandes de ignimbrita. (Figura 12).

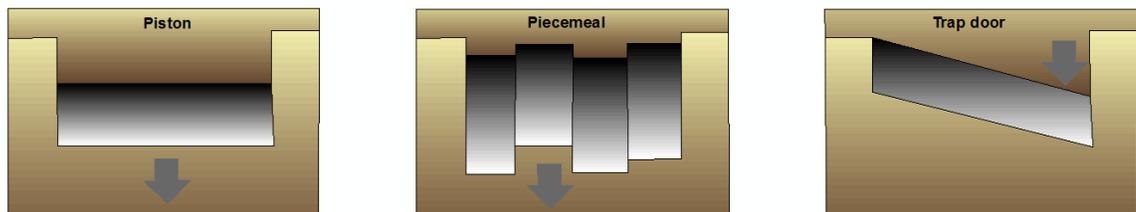


Figura 12. Caldera tipo cumbre (modificado de Aguirre-Díaz, 2008).

- 3- Calderas Graben: Son estructuras de colapsos volcano-tectónicas que generaron volúmenes grandes de flujos piroclásticos. La erupción de ignimbritas ocurre a través de varios conductos fisurales principalmente

fallas maestras que formaron grabens, causando el colapso de todo el bloque dentro de la fosa. El principal producto del graben caldera son depósitos de oleada y volúmenes grandes de ignimbritas (Figura 13).

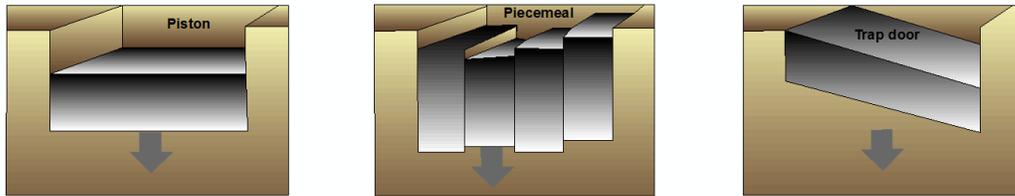


Figura 13. Calderas graben (modificado Aguirre-Díaz, 2008).

1.8. Calderas en México

Aproximadamente 296,000 km² del occidente de México está cubierto por una secuencia de flujos de ceniza. A pesar de que por lo menos 350 calderas han sido sugeridas por el tremendo volumen de flujos piroclásticos en la Sierra Madre Occidental, únicamente unas pocas han sido localizadas y descritas. Un ejemplo de esto es la caldera de “Chupaderos”, en el estado de Durango, la porción expuesta revela la presencia de calderas anidadas que originaron dos grandes derrames de ceniza (Aguirre-Díaz *et. al*, 2008)

Otro posible caso existe en el Salto al oriente de la Ciudad de Durango. En Chihuahua han sido descritas en la parte central del estado y al oriente de la Sierra Madre Occidental, una caldera resurgente de aproximadamente 22 km de diámetro cuya edad es ~35 Ma de antigüedad y se localiza en la Sierra de Pastorías al sur de la Ciudad de Chihuahua, donde la unidad piroclástica principal está bien expuesta en el domo resurgente de la caldera. Otra posible caldera se encuentra al norte de la Ciudad de Chihuahua en la Sierra del Nido, con un diámetro aproximado de 35 km, su estructura está pobremente definida y está relacionada a la secuencia volcánicas del Cerro de Jesús María a 25 km al nororiente de la Ciudad de Chihuahua, con una antigüedad de ~45 Ma. En el área de Tomochic contiene al menos tres calderas

incluyendo la de “Tomochic” la cual se encuentra muy bien preservada, con un diámetro aproximado de 20 a 25 km y cuya actividad volcánica está registrada entre ~ 34.5 a 28.9 Ma; otra caldera en esa área corresponde a la de Corralitos, se localiza a unos cuantos kilómetros al nororiente (Aguirre-Díaz et al., 2008).

El sector central de la Faja Volcánica Transmexicana está dominado por grandes depósitos ignimbríticos formadores de caldera y tobas de ceniza con volúmenes de varias decenas de kilómetros cúbicos distribuidos en miles de kilómetros cuadrados. Amazcala (7.3-6.6 Ma, Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001), Amealco (4,7 Ma; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991), Huichapan (4,7-3,4 Ma; Aguirre-Díaz et al., 1997), Los Azufres (alrededor de 6-3 Ma; Ferrari et al., 1991; Pradal y Robin, 1994), Zitácuaro (Capra et al., 1997), y Apaseo y Los Agustinos (Aguirre-Díaz et al., 1997). (Figura 14).

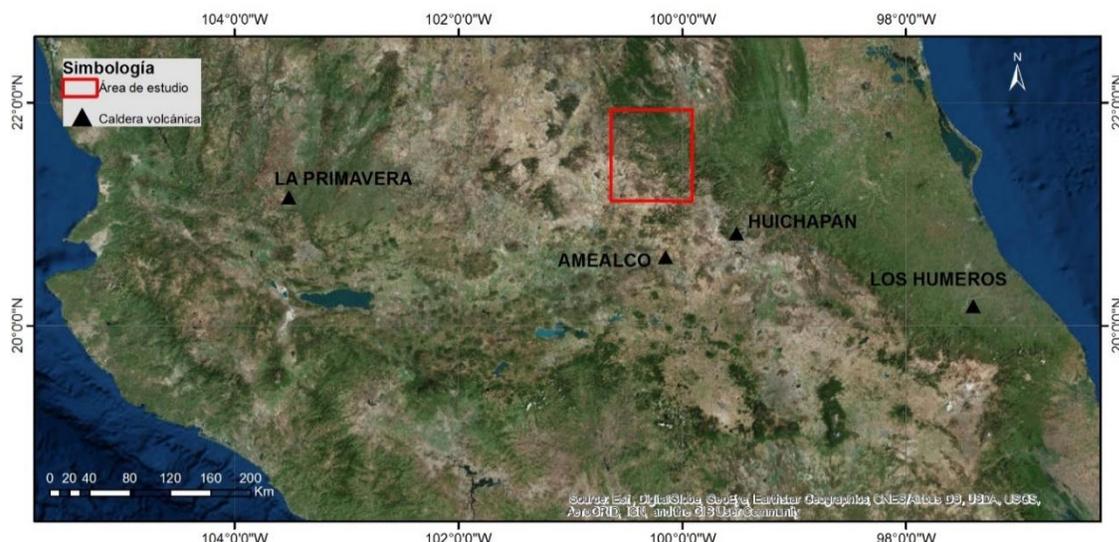


Figura 14, Algunas de las principales calderas reconocidas a lo largo del Cinturón Volcánico Mexicano (modificado de Ferriz y Manhood, 1984), el recuadro marca el área de estudio donde se propone la presencia de la posible caldera volcánica.

2. Marco geológico-tectónico del Campo Volcánico del Río Santa María

El área de estudio se localiza entre los puntos extremos de coordenadas 21.12° y 22.04° de latitud norte y 99.85° y 100.75° de longitud oeste, abarcando a los Estados de San Luis Potosí, Guanajuato y Querétaro (Figura 15).

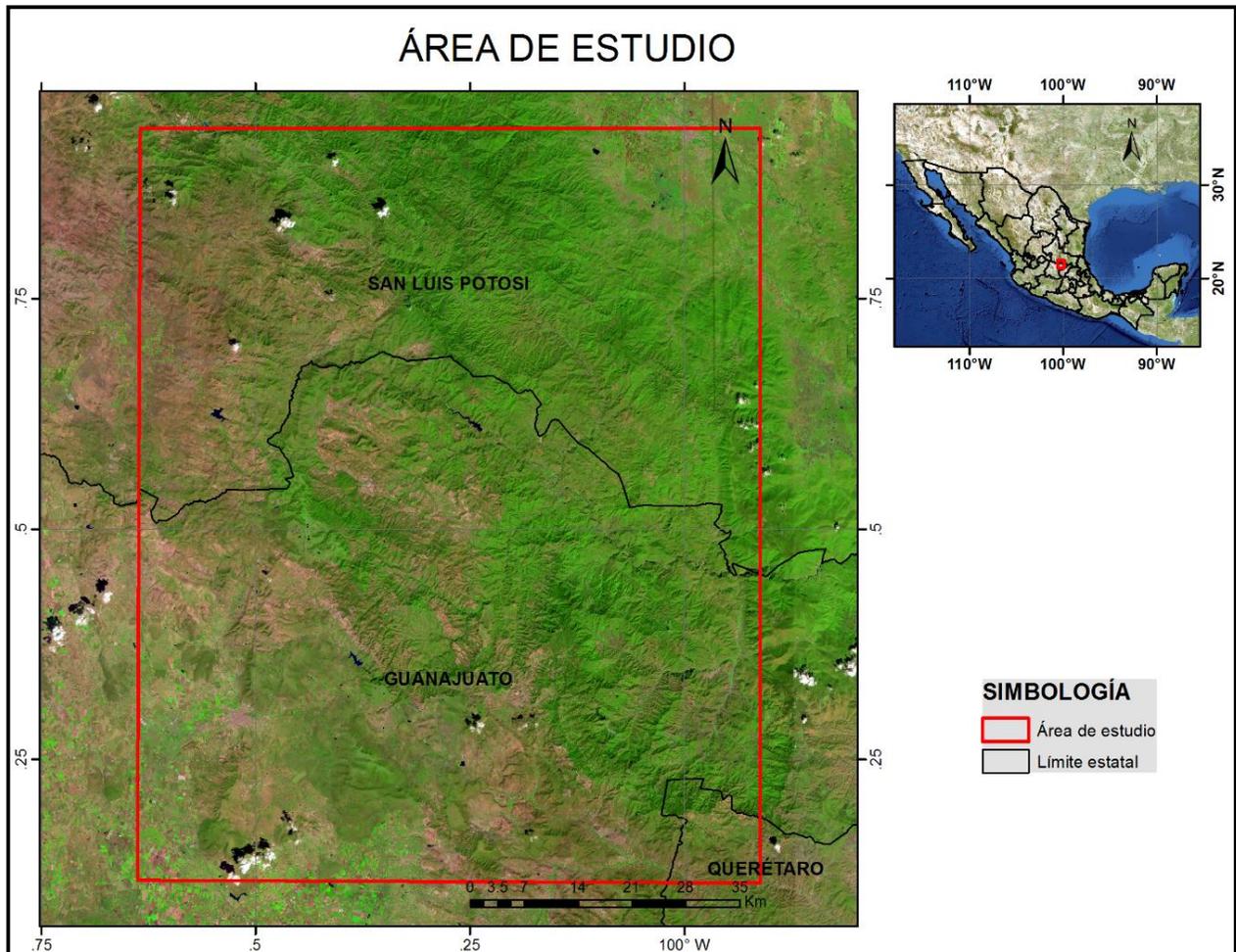


Figura 15. Ubicación del área de estudio. Figura generada a partir de un mosaico de imágenes Sentinel-2, en una combinación RGB de las bandas 432.

2.1. Paleoestratigrafía

2.1.1. La Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP)

La PVSLP es una unidad paleogeográfica del mesozoico, está constituida principalmente por sedimentos marinos de distintas facies; se limita al sur poniente por la Faja Ignimbrítica Mexicana, integrada por rocas volcánicas de edad cenozoica correspondientes a arco continental; la porción noroeste limita con la provincia geológica Zacatecana, integrada por un complejo compuesto de sedimentos que han sido producto de arco marino y arco continental de edad mesozoica; el resto compuesta limita con la provincia geológica denominada Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, de edad mesozoica, conformado por sedimentos marinos, que presentan gran cantidad de pliegues, cabalgaduras y fallas. Estas estructuras fueron provocadas por los esfuerzos tectónicos compresivos de la Orogenia Laramide durante el cenozoico. La morfología actual que presenta el área de la PVSLP es el reflejo de los distintos eventos de deformación, a los que ha estado sometida a través de su historia geológica. Destacan efectos compresivos de la Orogenia Laramide durante el Cretácico Tardío-Terciario Temprano, seguidos de esfuerzos extensivos, así como el emplazamiento de algunos cuerpos ígneos durante el Terciario (Rocha-Rocha, 2008).

Regionalmente, la orogenia Laramide, ocasionó la deformación y levantamiento estructural de la columna sedimentaria, en la mayoría de las plataformas y cuencas de México. Esto generó gran cantidad de pliegues, anticlinales estrechos, alargados y apretados, algunos simétricos y otros asimétricos, recostados en general hacia el nororiente, que involucran varios niveles de despegue y dieron origen a fallamiento inverso, cuyo límite está definido por el frente oriental de la Sierra Madre Oriental (margen oriental de la Plataforma Valles- San Luis Potosí). El rumbo principal de las estructuras regionales es en dirección NW-SE, pero se observa un cambio de dirección a partir de la latitud 23° 15', concretamente en la Sierra de Guadalupe, pues al norte de dicha sierra las estructuras toman un rumbo norte-sur. Las estructuras geológicas de mayor importancia son principalmente

anticlinales y sinclinales ya sea abiertos o apretados como son: los anticlinorios de Guadalcázar, Nahola, Miquihuana y Huizachal-Peregrina, los anticlinales de Guaxcamá y Guadalupe. (Figura 16).

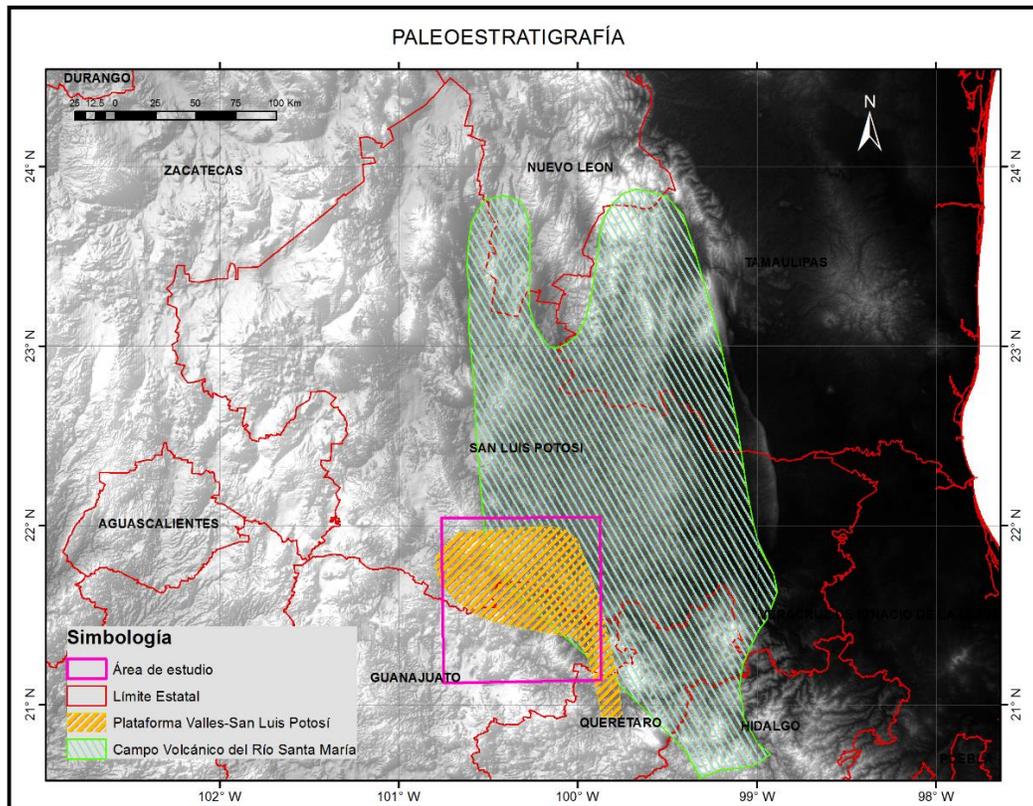


Figura 16. Paleostratigrafía dominante en el área de estudio, (modificado de Guerrero-. 2012).

2.1.2. Campo Volcánico del Río Santa María (CVRSM)

El CVRSM pertenece a la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental y a la provincia tectónica de Cuencas y Sierras del centro y norponiente de la República Mexicana. Esta región volcánica se caracteriza por secuencias que en su mayoría fueron emitidas de forma contemporánea a las etapas de extensivas de la región, lo cual generó los diferentes campos volcánicos de esta provincia, se caracteriza por la formación de grandes domos de coladas de lava muy viscosa, asociados con erupciones voluminosas de flujos piroclásticos. Las erupciones fueron predominantemente fisurales y han sido asociados a calderas

(Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 2008; Tristán-González *et al.*, 2009). Todos estos eventos volcánicos surgen debido al ascenso del manto en forma diapírica por el adelgazamiento de la corteza en la Mesa Central, a lo largo de la provincia de Cuencas y Sierras (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986; Henry y Aranda Gómez, 1992).

El vulcanismo voluminoso del CVRSM comienza en el Oligoceno Temprano, está constituido por derrames de composición dacítica que generaron un gran volumen de lavas que formaron grandes domos de tipo exógeno que ocupan la mayor parte del CVRSM (Riodacita del Carmen) conocida en la región de Tierra Nueva como “Sangre de Pichón”.

Un paquete ignimbrítico de composición riolítica (Ignimbrita El Órgano y Santa María) concentra el mayor volumen y distribución espacial en el CVRSM, principalmente en la parte central del campo, pueden alcanzar los 800 m de espesor. Su edad calculada K-Ar es de 32.5 ± 0.8 Ma en roca entera, para la ignimbrita Santa María al occidente del CVRSM (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984; Tristán-González *et al.*, 2009). Este gran volumen de flujos piroclásticos se han asociado a la Caldera de Milpa Grande (Grasel, 1979; Labarthe-Hernández *et al.*, 1984).

En la zona occidental del CVRSM, hubo emplazamiento de cadenas de domos exógenos pertenecientes a la Traquita Ojo Caliente, cuya lava fue de composición dacítica, su lineamiento es debido a que fueron emitidas a través de fisuras con orientación NW-SE, producto de la extensión regional iniciada en el Eoceno medio y cuya edad se determinó por K-Ar en roca entera de 31.8 ± 0.7 Ma (Tristán-González *et al.*, 2009).

La última etapa voluminosa de vulcanismo del CVRSM fue de composición dacítica y andesita-basalto, y se le dio el nombre de Serie Potrerillo (Labarthe-Hernández *et al.*, 1984). Es relevante la presencia de un cuerpo intrusivo que

ocupa gran parte de la Caldera de Milpa Grande, el cual corresponde al intrusivo Palo Verde, el cual es un granito con ligera tendencia a la alcalinidad e intrusión a la mayoría de las rocas de la caldera (Grasel, 1979; Labarthe-Hernández *et al.*, 1984). Es común en este intrusivo, que se conserven colgantes de rocas carbonatadas recristalizadas de la Formación El Abra (Figura 17).

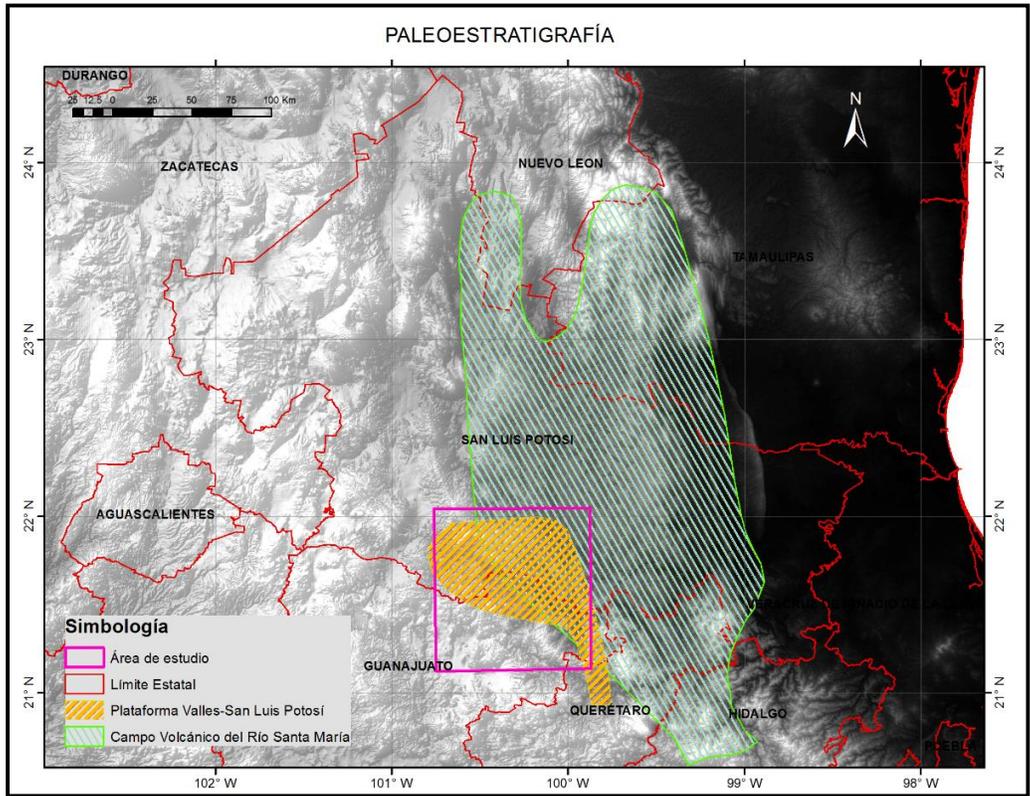


Figura 17. Paleoestratigrafía dominante en el área de estudio, (modificado de Guerrero. 2012).

2.2. Estratigrafía

2.2.1. Formación La Trancas)

(Jurásico Tardío-Kimmeridgiano-Tithoniano)

Seegerstrom y Maldonado (1956) hacen una breve descripción de las rocas expuestas a lo largo de la carretera entre México, D. F. y Zimapán, Hidalgo, las cuales nombra como Formación Las Trancas en alusión al poblado Puerto Las Trancas.

Seegerstrom (1961) la define como lutitas calcáreas filíticas, limolitas, calizas con pedernal en algunas partes, con algunas grauvacas y areniscas aflorantes en las

inmediaciones de la localidad Las Trancas, Hidalgo (Segerstrom, 1956). En la zona de estudio aflora en la localidad Vergel de Bernalejo.

2.2.2. Formación El Abra (Albiano-Cenomaniano).

Definido por Power (1925 en Carrillo-Bravo, 1971) como una secuencia compleja de facies de plataforma, contiene depósitos post-arrecife y arrecifales; la facie lagunar consiste de una potente sección de *mudstone a packstone* de miólidos y bioclastos de color gris claro, con dolomías y evaporitas (Figura 18). Abundantes bioclastos, intraclastos y fósiles con una matriz micrítica (*wackestone*) o cementados por matriz espática (*grainstone*) en ocasiones la matriz está recristalizada dando la apariencia de cementante.



Figura 18. La figura a muestra una pequeña ventana de caliza perteneciente a la formación el Abra, la figura b muestra la presencia de fósiles. Ambas fotografías pertenecen a la localidad de El Aguacate ubicada en Guanajuato.

2.2.3. Riodacita del Carmen (Terciario Oligoceno)

La Riodacita Del Carmen fue descrita informalmente por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1983) en la cartografía geológica de la Hoja Melchor, tomando su nombre de los afloramientos del poblado de la Hacienda del Carmen, en el municipio de Tierra Nueva, S.L.P. La Riodacita del Carmen está compuesta por varios flujos de lava, pero en general se puede describir como una roca de color gris claro a gris rosáceo de textura porfirítica, con un 15% de fenocristales de 3-6 mm de

plagioclasa, sanidino y cuarzo subordinado, con relativa abundancia de ferromagnesianos alterados en una matriz desvitrificada. En la zona del cauce del Río Santa María a la altura del poblado El Realito se presenta como una roca brechada (Figura 19).



Figura 19. La fotografía muestra los depósitos de la unidad conocida como Riodacita del Carmen, ubicación cercana a la localidad Derramaderos en Guanajuato.

2.2.4. Intrusivo Palo Verde (Tpv) (Terciario Oligoceno Medio)

Nombrado informalmente por Labarthe-Hernández et al. (1984), refiriéndose a una roca ígnea intrusiva que aflora en la localidad de Palo Verde. Consiste de una roca color gris a marrón tenue, holocristalino, fanerítica con un 30% de fenocristales de ortoclasa, plagioclasa y ferromagnesianos como pequeños fenocristales de biotita, hastingsita, riebeckita y accesorios de monazita, xenotima, apatito y fluorita esporádica. La roca es de composición félsica, color verdosos, presenta fenocristales principalmente de feldespato alcalino. El cuerpo ígneo emplazó a

las formaciones El Abra, La Riodacita del Carmen, La Ignimbrita El Órgano. La Ignimbrita Santa María y la Serie potrerillo.

2.2.5. Ignimbrita El Órgano y Santa María (Tor/Tis) (Terciario Oligoceno Temprano)

Fue descrita informalmente con el nombre de ignimbrita El Órgano por Labarthe Hernández et al. (1984); anteriormente Grasel (1979) la había nombrado informalmente como "Yellow Unit". La Ignimbrita El Órgano se encuentra aflorando en todo el CVRSM. En este campo se separó en dos miembros la ignimbrita El Órgano, Miembro Inferior (Tor1) y Superior (Tor2); la guía para hacer esa división está basada principalmente en un vitrófido lenticular que marca el cambio de la unidad de enfriamiento y por dos horizontes de brechas que afloran solamente en el poniente del campo. Para este trabajo se agrupó a las dos ignimbritas como parte de un paquete de flujos de ceniza soldado, considerando a la ignimbrita Santa María como la parte distal del flujo (Tor1). La ignimbrita Santa María fue descrita informalmente por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1980) en la cartografía geológica de la Hoja Santa María, S.L.P (Figura 20).

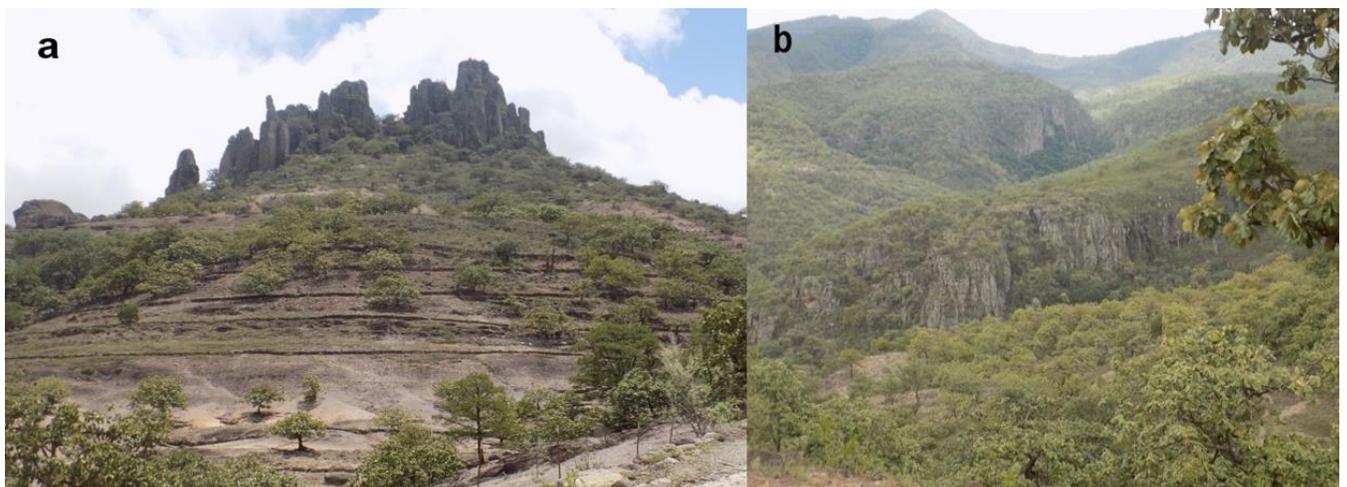


Figura 20. La fotografía a muestra depósitos altamente intemperizados de ignimbrita, la fotografía b muestra grandes depósitos de ignimbrita, ambas imágenes son cercanas a la localidad de Vergel de Bernalejo ubicada en el Estado de Guanajuato.

En general su mineralogía consiste de una roca de color gris rosáceo a rojizo, de textura porfirítica y fluidal con 10 a 15% de fenocristales de 2 a 4 mm, en ocasiones mayores hasta de 7 mm, de sanidino, cuarzo subhedral a anhedral en una matriz desvitrificada. Es común observar los fenocristales rotos y con la matriz fluidal rodeándolos. Contiene pómez, que por lo general está colapsada y desvitrificada. En general se haya bien soldada. La ignimbrita Santa María es un flujo de ceniza riolítico bien soldado cuya roca es de color gris claro, con un 15-20% de fenocristales de cuarzo anhedral y sanidino euhedral de 2-3 mm, con abundantes óxidos de hierro, en una matriz desvitrificada; con pómez bien colapsada y algunos líticos de 2-3 cm de color café rojizo.

2.2.6. Serie volcánica Potrerillo

La Serie Potrerillo fue descrita por primera vez por Grasel (1979) como "Purple Unit", posteriormente en la cartografía geológica de la Hoja Salitrera por Labarthe Hernández *et al.*, (1984), le dieron el nombre de Serie Volcánica Potrerillo, considerando su localidad tipo en las cercanías de la comunidad El Potrerillo en el camino Salitrera-San José de Albuquerque, en el norte del CVRSM. Esta serie consiste de dos miembros; el inferior de composición dacítica compuesto de cuando menos cinco flujos separados por vitrófidos. El superior de composición andesítica formado por varios flujos dacíticos y andesíticos; ambos miembros se encuentran rellenando la Caldera de Milpa Grande (Grasel, 1979; Labarthe-Hernández *et al.*, 1984).

Miembro Inferior (Tdp1). "En general se trata de una roca de color café rojizo, holocristalina, inequigranular, porfirítica con 10-15% de fenocristales de 2-7 mm, de sanidino, cuarzo y plagioclasa. Tanto el sanidino como el cuarzo presentan evidencias de haber sido reabsorbidos, y el sanidino muestra sobrecrecimiento e inclusiones que en ocasiones contienen un intercrecimiento grafico similar al observado en la matriz. Los fenocristales de cuarzo muestran formas redondeadas y corroídas. Los ferromagnesianos (menos del 5%) están alterados a grunerita + hematita y clorita. Uno de esos minerales puedo haber sido fayalita y el otro un

piroxeno. La matriz es de grano fino y muestra una textura de red granofírica formada por intercrecimiento de cuarzo-feldespato potásico, con formas cuneiformes. Diseminadas en la matriz ocurren minerales opacos.

Miembro superior (Tdp2). Consiste de varios flujos de lava andesítica con intercalaciones de flujos dacíticos. Tiene la característica de presentar, sobre todo hacia la parte central del área entre La Huerta y El Pinalillo, una serie de fuentes con vitrófido vertical, fumarolas y abundante depósito de sílice y óxidos de hierro como fase de vapor.

El espesor es muy variable por estar rellenando depresiones; en la zona cercana a la margen del Río Santa María se le estimó de 350 m. La Serie Potrerillo está intrusionada por el Intrusivo Palo Verde y sobreyace a la Riodacita del Carmen y a la ignimbrita El Órgano. En la zona no está cubierta por ninguna otra roca.

3. Imágenes ópticas y de radar aplicadas para el análisis de elementos morfoestructurales.

La Geomática tiene un enfoque sistémico, multidisciplinario e integrado para seleccionar los instrumentos y las técnicas apropiadas para recolectar, almacenar, integrar, modelar, analizar, recuperar a voluntad, transformar, visualizar y distribuir datos espacialmente georreferenciados de diversas fuentes con características de precisión bien definidas en un formato digital. La aplicación de sus diversas herramientas permite un análisis integral para la toma de decisiones en el estudio del territorio (Álvarez Icaza-Longoria, 2012).

Los sistemas de información geográfica en general, se han convertido en una herramienta muy efectiva para el manejo de información territorial, lo que ha permitido la creación de numerosos programas con aplicación específica. Los Sistemas de Información Geográfica (SIG o GIS por sus siglas en inglés) se distinguen por su capacidad de manejar información espacialmente referenciada y que permiten además su representación gráfica. Se les llama herramientas, porque ayudan a la formación de elementos de juicio para la toma de decisiones luego de que se han aprovechado sus funciones de captura, almacenamiento, refinamiento, análisis y visualización de la información.

En el caso de la geología el uso de la geomática ha ampliado las expectativas en análisis y toma de decisiones en diversos ámbitos como la cartografía geológica con imágenes de satélite (Bedell, 2001; Gani y Abdesslam 2006; Raharimahefa y Kusky 2006, 2009; Behnia *et al.*, 2012; Ibrahim *et al.*, 2016; Oikonomidis y Pavlides 2017).

De esta forma, las imágenes de satélite han demostrado su utilidad en el análisis de yacimientos minerales en zonas con vegetación densa (Hede *et al.*, 2017), en la influencia de estructuras en la red de drenaje (Robinson *et al.*, 2002), en la determinación de desplazamientos de rocas a lo largo de zonas de falla mediante la clasificación espectral de imágenes satelitales y mediciones de campo (Gürsoy *et al.*, 2017), análisis estructural del emplazamiento de domos (Magee *et al.*, 2017),

deformación de volcanes y análisis de calderas mediante interferometría (Santos *et al.*, 2014).

3.1. Sistemas de Información Geográfica.

Un sistema de información geográfica (SIG), es un sistema informático para gestionar datos espaciales, se compone de varios componentes interrelacionados y vinculados con diferentes funciones para la captura de datos, entrada, manipulación, transformación, visualización, combinación, consulta, análisis, modelado y salida (Chang, 2006).

El usuario puede controlar las operaciones SIG con una interfaz gráfica, o mediante un lenguaje de comandos, que consiste en declaraciones de programa que dictan la secuencia y el tipo de operaciones. Los SIG son herramientas informáticas para manipular mapas, imágenes digitales y tablas de elementos de datos. Los SIG están diseñados para reunir datos espaciales de diversas fuentes en una base de datos unificada, a menudo empleando una variedad de estructuras de datos digitales, y representando fenómenos espacialmente variables como una serie de capas de datos (tales como geología del lecho de roca, profundidad del nivel freático, anomalía gravimétrica de Bouguer, etc.), todos ellos en registro espacial definido, lo que significa que se superponen correctamente en todas las ubicaciones.

3.2 Componentes de un SIG

Para realizar diversas operaciones con SIG, sus componentes son esenciales (Olaya, 2009).

1-Programa: Proporciona las funciones y herramientas necesarias para almacenar, analizar y mostrar información geográfica.

2-Hardware: El programa SIG se ejecuta en una amplia gama de tipos de hardware, desde servidores de computadora centralizados hasta computadoras de escritorio utilizadas en configuraciones independientes o en red.

3-Datos: Un SIG puede integrar datos espaciales con otros recursos de datos existentes.

4-Usuarios: La identificación de *especialistas en SIG* frente a los *usuarios finales* suele ser crítica para la implementación adecuada de la tecnología GIS.

5-Métodos: Un SIG exitoso funciona de acuerdo con la metodología aplicada correctamente de acuerdo a los modelos y las prácticas operativas exclusivas de cada organización.

3.3. El uso de SIG en el análisis de calderas volcánicas

El análisis espacial de la información generada en los estudios geocientíficos ha consistido tradicionalmente en la superposición de los datos analógicos recopilados en forma de mapas en una mesa para realizar un posterior análisis visual (Bonham-Carter, 1994). Con el uso de los sistemas informáticos, esta aproximación ha sido reemplazada por un proceso digital semiautomático, mucho más eficaz, realizado con la ayuda de programas informáticos SIG (Rigol-Sánchez, 2000). Existen diversas aplicaciones de los SIG en el estudio de calderas volcánicas, geoformas volcánicas y su modelado morfométrico (Rodríguez-González y Fernández-Turiel, 2015; Bonham-Carter, 2014), mediante cálculos matemáticos aplicados en los modelos digitales del terreno, dando como resultado mediciones precisas de parámetros horizontales (diámetro, longitud, etc.) y verticales (altura del cono, profundidad del cráter, volumen, etc.).

El valor de las imágenes LANDSAT para describir el mapeo de características volcánicas y tectónicas a gran escala en Argentina ha tenido gran relevancia (Kussmaul y Brockmann 1976, Ramos 1977) en donde mediante la interpretación fue posible identificar secuencias estrato-volcánicas y depósitos minerales. Además, para un estudio sobre los Andes Argentinos, se hizo uso de la banda 7 del sistema Landsat MSS para detectar grandes paquetes de ignimbrita y las fuentes que les dieron origen (Francis y Baker, 1978).

El mapeo geomorfológico realizado con imágenes SPOT a lo largo de la Gran Zona de Fallas de Sumatra reveló el comportamiento de la liberación de estelas y permitió proponer un modelo para su evolución a lo largo de las fallas de deslizamiento desde el inicio hasta la extinción (Bellier y Sebrier, 1994).

Koike *et al.*, (1998) proponen un método que permite la extracción de una red de fractura tridimensional que se puede utilizar en exploración de recursos y evaluación de riesgos para imágenes digitales. Utilizó un algoritmo de rastreo de segmentos (STA) para interpretar automáticamente los lineamientos de las imágenes de satélite. En este método, los lineamientos extraídos se concatenan en "fracturas" al examinar la diferencia de ángulo de orientación y la distancia entre los lineamientos vecinos. Como un lineamiento se considera como una línea de intersección entre un plano de "fractura" y la superficie geomorfológica, el vector normal de una "fractura" puede calcularse a partir de vectores normales de pendientes a través de los cuales pasan los alineamientos, los vectores direccionales de lineamientos y el método de mínimos cuadrados. Este método fue utilizado en tres áreas montañosas de Japón, para las cuales se calculó el sistema de fracturas a partir del análisis de imágenes Landsat y SPOT, siendo particularmente útiles las bandas pancromáticas y la banda 4 (Koike *et al.*, 1998).

Además, se ha reportado el uso de imágenes satelitales para la identificación de algunos rasgos morfológicos en el cráter Golcuk como la caldera, conos volcánicos, otras estructuras circulares, sub-circulares y elípticas. Los datos obtenidos mediante el análisis de imágenes satelitales permitieron reflejar varias etapas de la actividad volcánica de Golcuk (Cengiz *et al.*, 2006). En dicha área, los conos volcánicos y los flujos de lava que muestran estructuras elípticas, circulares, sub-circulares y sub-elípticas están generalmente compuestos de traquioandesita y andesita. Además, a partir del análisis de imágenes Landsat 7 ETM+, se logró identificar otros rasgos para la zona de Golcuk como conos, lineamientos y densidad de lineamientos. Estos rasgos pueden tener implicaciones para estudios adicionales de zonas de alteración y de mineralización (Cengiz *et al.*, 2006).

El análisis combinado de bandas térmicas y MDE obtenidos por el sensor de satélite ASTER reveló el área, la profundidad y el volumen del colapso del cráter Dolomieu y el área de depósito de lava de la erupción de 2007 en el volcán Piton de la Fournaise. Se encontró una anomalía térmica en forma de anillo en el cráter Dolomieu durante o justo después del colapso. Este análisis demostró que el instrumento ASTER es una herramienta poderosa para el monitoreo semi-real de volcanes activos porque ASTER tiene un amplio rango espectral e imágenes estéreo que permiten la generación de MDE, la capacidad de detección de anomalías térmicas y la capacidad de clasificar las características de cobertura terrestre (Michon et al., 2007).

En este mismo sentido, las imágenes Pléiades 1A resultan ser útiles para la cartografía geológica de islas volcánicas como Santorini y, la combinación de esta información con el análisis de imágenes de radar ENVISAT / ASAR permitió establecer un análisis de lineamientos que sirvió para definir el comportamiento tectónico de la zona (Oikonomidis, 2017).

3.4. Sensores remotos

Los instrumentos de teledetección son de dos tipos principales: activo y pasivo. Los sensores activos proporcionan su propia fuente de energía para iluminar los objetos que observan. Un sensor activo emite radiación en la dirección del objetivo a investigar. El sensor luego detecta y mide la radiación que se refleja o retrodispersa del objetivo. Los sensores pasivos, por otro lado, detectan la energía natural (radiación) emitida o reflejada por el objeto o la escena que se observa. La luz solar reflejada es la fuente más común de radiación medida por sensores pasivos.

Los sensores que captan información en diferentes longitudes de onda, construyen una matriz de datos tridimensionales de variación espacial en brillo sobre un área, de tal forma que una imagen satelital nos presentará datos de coordenadas espaciales y un tercer dato que es el valor de la reflectividad de cada unidad de la matriz o pixel. A partir de una esquina, línea por línea y celda por celda, la radiación de cada unidad de área se recoge e integra en el sensor para obtener un valor de

brillo que se atribuye a esa unidad de área. De esta manera, la información espacial se convierte en una señal dependiente del tiempo y del espacio (Gupta, 2017).

La salida de radiación (emitida o reflejada) de la superficie terrestre es un fenómeno continuo en 4 dimensiones (espacio, tiempo, longitud de onda y radiancia). Un sensor debe muestrear en este continuo discretizándolo en cada una de esas dimensiones. De acuerdo a Gupta (2017) el modo en que esta discretización se lleva a cabo define los cuatro tipos de resolución con los que se trabaja en teledetección:

1. Resolución espacial: tamaño de pixel
2. Resolución temporal: tiempo que tarda el satélite en tomar dos imágenes del mismo sitio
3. Resolución espectral: capacidad de discriminar entre longitudes de onda vecinas en el espectro, así como el número de bandas disponible.
4. Resolución radiométrica: número de intervalos de intensidad que puede captar el sensor y se mide en función de números binarios.

La radiación que emana de un área unitaria se recoge, se filtra y se cuantifica para producir una señal eléctrica. La señal, dependiendo de su intensidad, se clasifica en uno de los diversos niveles, denominados niveles de cuantificación. De esta manera, un escáner proporciona una corriente de números digitales DN (Luiz *et al.*, 2003). Estos datos se almacenan en dispositivos a bordo de la plataforma de teledetección y/o se retransmiten a la estación receptora terrestre utilizando un enlace de comunicación de microondas. En el suelo, los datos del escáner pueden reordenarse como una matriz bidimensional y presentarse como un análogo óptico eligiendo una escala de grises adecuada. Los distintos valores de brillo medidos sobre las áreas de unidad de Tierra se representan como tonos de gris en las posiciones correspondientes en el análogo óptico.

La calidad de la imagen es un factor importante que determina la cantidad de información extraíble de un producto. Por lo tanto, es necesario determinar los diversos factores que afectan a esta calidad, antes de interpretar y analizar.

Por esta razón, es importante considerar los factores radiométrico y geométrico, porque la exactitud y precisión de la información extraída de una imagen depende de estos dos factores (Serra *et al.*, 2017).

Las distorsiones geométricas que se producen en las imágenes satelitales deben considerarse: a) para planificar y desarrollar procedimientos de rectificación. Sobre la base de la regularidad y la aleatoriedad en la ocurrencia, las diferentes distorsiones geométricas pueden agruparse en dos categorías: sistemática y no-sistemática. Las distorsiones sistemáticas resultan del mecanismo planificado y de los movimientos relativos regulares durante la adquisición de datos. Sus efectos son predecibles y por lo tanto fáciles de rectificar. Muchas de las distorsiones sistemáticas se eliminan durante la preproyección de los datos brutos. Las distorsiones no-sistemáticas surgen debido a variaciones y perturbaciones no controladas. Son impredecibles y requieren un procesamiento más sofisticado para la eliminación, y generalmente se ignoran en las investigaciones de rutina.

La calidad radiométrica de las fotografías y las imágenes depende de tres Grupos de factores (Gupta, 2017):

1. Propiedades del suelo:
 - 1.1. Variaciones laterales en propiedades relevantes del suelo tales como albedo, propiedades térmicas, energía geotérmica, etc., incluyendo efectos de topografía y aspectos de pendiente.
2. Factores ambientales:
 - 2.1. Iluminación solar y tiempo de levantamiento.
 - 2.2. Factores meteorológicos.
3. Factores del sistema del sensor.
 - 3.1. Efectos de la imagen óptica, los sistemas de registro y almacenamiento de imágenes.
 - 3.2. Sombreado
 - 3.3. Movimiento de la imagen.

3.4.1. Sensores activos

La mayoría de los sensores activos funcionan en la porción de microondas del espectro electromagnético, lo que los hace capaces de penetrar la atmósfera en la mayoría de las condiciones. Una técnica activa ve el objetivo desde cualquier extremo de una línea de base de longitud conocida. El cambio en la dirección de la vista aparente (paralaje) está relacionado con la distancia absoluta entre el instrumento y el objetivo (Gupta, 2017).

3.4.1.1. Imágenes de RADAR

La percepción remota por radar es una herramienta efectiva para la extracción de información geológica, sin restricción de condiciones de iluminación externas. Las imágenes del Radar de apertura sintética (SAR por sus siglas en inglés) son particularmente adecuadas para mapeo geológico por la información que provee sobre estructuras geológica, lecho de roca sobre la superficie y lineamientos. Los datos adquiridos por sensores de radar son sustancialmente diferentes a los obtenidos por los sensores óptico electrónicos, pudiendo ser considerados como una fuente de información complementaria (Marchionni y Schalamuk, 2010). Las cualidades de retrodispersion del radar están directamente relacionadas con la topografía del suelo, propiedades dieléctricas, y rugosidad de la superficie del terreno del que se está produciendo la imagen. Adicionalmente, el radar puede adquirir imágenes múltiples que pueden usarse para proveer visión estereoscópica.

Cuando un objetivo ingresa al haz del radar, comienzan a registrarse los ecos retrodispersados de cada impulso transmitido. A medida que la plataforma continúa avanzando, todos los ecos del objetivo para cada pulso se registran durante todo el tiempo que el objetivo está dentro del haz. El punto en el cual el objetivo deja la vista del haz del radar un tiempo después, determina la longitud de la antena simulada o sintetizada. El ancho de haz de expansión sintetizado, combinado con el aumento del tiempo que un objetivo está dentro del haz a medida que aumenta

el rango de tierra, se equilibran entre sí, de modo que la resolución permanece constante en toda la franja.

La resolución de azimut alcanzable de un SAR es aproximadamente igual a la mitad de la longitud de la antena real y no depende de la altitud de la plataforma (distancia).

Utilizando tal técnica, los diseñadores de radar pueden lograr resoluciones que requerirían antenas de apertura real tan grandes que no serían prácticas con matrices de un tamaño de hasta 10 m.

El radar SAR se asocia con lo que se denomina tecnología **SAR Inversa** (abreviada a *ISAR*) que, en los términos más amplios, utiliza el movimiento del objetivo en lugar del emisor para crear la apertura sintética. Los radares ISAR tienen un papel importante a bordo de las aeronaves de patrulla marítima para proporcionarles una imagen de radar de calidad suficiente para permitir su uso con fines de reconocimiento de patrones.

La morfología del terreno influye en el área de la superficie iluminada lo cual incide en el coeficiente de retrodispersión, generando la distorsión del rango oblicuo (Luojus, 2004) lo cual puede causar:

Efecto de sombreado: el cual aumenta con un mayor ángulo de incidencia θ , al igual que nuestras sombras se alargan a medida que se pone el sol, la figura X muestra la superficie sombreada entre B y C (Figura 21).

El acortamiento se produce cuando una pendiente está frente al radar, la superficie entre A y B presenta escorzo (Figura 21).

La escala ocurre cuando el punto más alto de la tierra está más cerca del radar que un punto más bajo y se interpreta falsamente como un elemento de imagen más

cercano. La distancia de A y B se interpreta como A 'y B' en el radar, por lo que B se interpreta falsamente como un elemento de imagen más cercano que A (Figura 21).

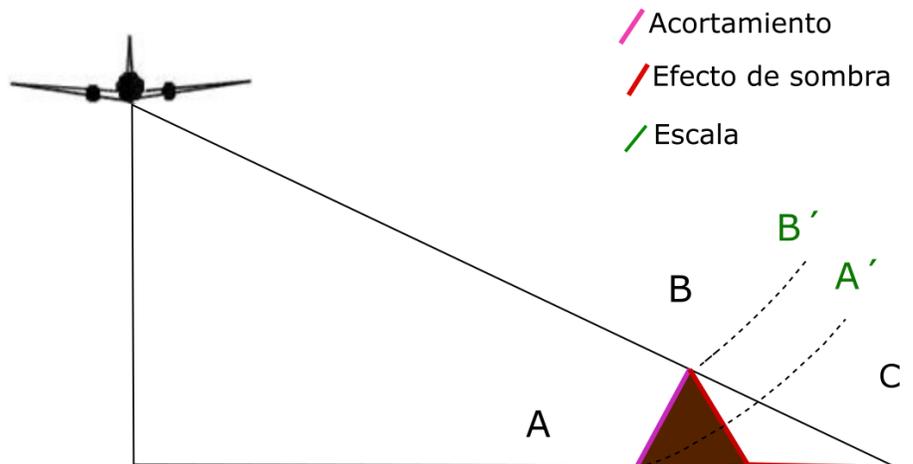


Figura 21. La imagen muestra de forma general las deformaciones a considerar en el uso de imágenes de Radar. Tomado y modificado de Luojus (2004)

Este tipo de distorsiones debe ser considerado y corregidos en el manejo de este tipo de imágenes, para este trabajo se utilizó el programa SNAP de la Agencia Espacial Europea.

3.4.1.2 Características de las imágenes de RADAR

Los sistemas de radar están diseñados para transmitir y recibir radiación polarizada plana en distintas direcciones (Ulaby y Elachi, 1990; Dong y Chen, 2017). Los primeros radares satelitales sólo recibían radiación de igual polarización a la transmitida (polarización paralela), es el caso de la configuración de los radares de los satélites ERS1 y 2, JERS1 y RADARSAT 1. Los radares satelitales a bordo de RADARSAT 2, ENVISAT, ALOS y COSMO Skymed, además de funcionar con polarización paralela, pueden recibir radiación en una polarización opuesta a la de la radiación transmitida (polarización cruzada). Estos sistemas ofrecen distintas combinaciones de polarizaciones para una misma imagen: Single Pol formada por una escena HH o VV, Dual Pol formada por dos escenas HH+HV o VV+VH, y

polarimétrica formada por cuatro escenas, una para cada una de las polarizaciones posibles: HH+HV+VH+VV (Figura 22).

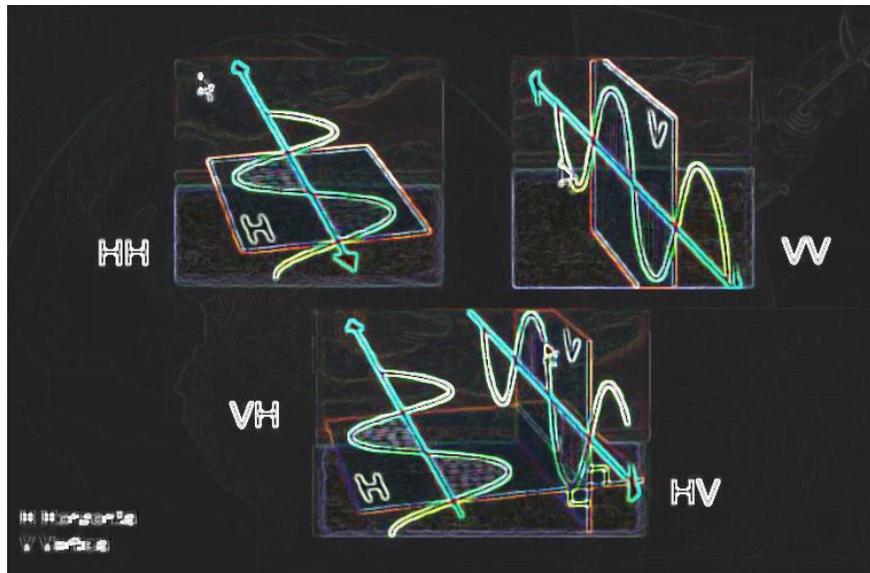


Figura 22. Combinación de polarización de las imágenes SAR, Tomado de Chuvieco y Huete (2010).

Las imágenes de radar son particularmente útiles para la identificación de rasgos lineales que indican la posible existencia de estructuras geológicas, dada la geometría de observación lateral de estos sistemas y la direccionalidad del haz de radar (Singhroy y St-Jean, 1999). Los lineamientos estructurales pueden ser identificados directamente por la presencia de figuras características de ruptura, discontinuidad o desplazamiento de los afloramientos o ser inferidos a partir de la presencia de indicadores indirectos. Estos últimos pueden corresponder a discontinuidades radiométricas (alineaciones o cambios abruptos de tono o textura originados por cambios litológicos, de vegetación o de humedad), a rasgos hidrológicos (linealidad de la red hidrográfica, alineación de cuerpos de agua, anomalías de drenaje) o bien a elementos morfológicos los que son resaltados por la presencia de sombras de radar (cambios de pendiente, escarpas de falla, facetas triangulares, presencia de valles y depresiones) (Marchionni y Cavayas, 2014). Por esta razón, en este trabajo fue importante incorporar información de tipo radar, dada

la importancia de obtener una mayor cantidad de información de tipo estructural. Para ello se recurrió al uso de las imágenes tipo SAR de Sentinel 1.

3.4.2. Misión SENTINEL 1

Sentinel-1 es un sistema operado por el Observatorio Europeo de Radar, que representa el primer nuevo componente espacial de la familia de satélites **GMES** (Monitoreo Global para el Medio Ambiente y la Seguridad), diseñado y desarrollado por la ESA y financiado por la CE (Comisión Europea). Las misiones Copernicus (Sentinel-1, -2 y -3) representan la contribución de la UE al GEOSS (Sistema de Sistemas de Observación Global de la Tierra). Sentinel-1 está compuesto por una constelación de dos satélites, Sentinel-1A y Sentinel-1B, que comparten el mismo plano orbital con una diferencia de fase orbital de 180°. La misión proporciona una capacidad operacional independiente para el mapeo de radar continuo de la Tierra con una frecuencia, cobertura, puntualidad y confiabilidad que garantizan el buen desarrollo de servicios operacionales y aplicaciones que requieren series de tiempo prolongado (ESA, 2017).

Fechas de lanzamiento:

- Sentinel-1A - 03 de abril de 2014
- Sentinel-1B - 25 de abril de 2016
- Vida útil operativa: 7 años (con consumibles para 12)

Órbita de la misión:

- Tipo de órbita: sincrónico al sol, casi polar, circular
- Altura de la órbita: 693 km
- Inclinación: 98.18 °
- Repetir el ciclo: 175 órbitas en 12 días

Resolución y ancho de pasada (cuatro modos):

- Modo de mapa de banda: Swath de 80 km, resolución espacial de 5 x 5 m

- Franja ancha interferométrica: franja de 250 km, resolución espacial de 5x20 m
- Modo de franja extra ancha: Swath de 400 km, resolución espacial de 25 x 100 m
- Modo de onda: 20 km x 20 km, resolución espacial de 5 x 20 m

3.4.3. Misión ALOS PALSAR (*Phased Array tipo L-band Synthetic Aperture Radar*)

De 2006 a 2011, el radar de apertura sintética (SAR) de la banda L de PALSAR arrojó observaciones detalladas, para todo tipo de clima, de día y de noche, así como también interferometría de repetición de paso. Los datos PALSAR provienen de múltiples modos de observación con polarización variable, resolución, ancho de franja y ángulo fuera de nadir (ASF, 2017).

PALSAR fue uno de los tres instrumentos en el satélite de observación avanzada de la tierra-1 (ALOS), también conocido como DAICHI, desarrollado para contribuir a los campos de mapeo, observación precisa de la cobertura terrestre regional, monitoreo de desastres y levantamiento de recursos. ALOS era una misión de la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japón (JAXA).

Palsar tiene dos modos de haz fino: polarización simple (FBS) y polarización dual (FBD), así como polarización cuádruple, también conocido como modo polarimétrico (PLR). El haz ancho ScanSAR (WB1, WB2) funciona con una pérdida considerable de resolución.

3.4.2. Sensores pasivos

Los sensores pasivos incluyen diferentes tipos de radiómetros y espectrómetros. La mayoría de los sistemas pasivos utilizados en aplicaciones de teledetección operan en las porciones visible, infrarroja, infrarroja térmica del espectro electromagnético.

3.4.2.1 Misión SENTINEL 2

Sentinel 2 lleva una cámara multiespectral de alta resolución, basada en las misiones francesas SPOT y en los satélites estadounidenses Landsat, con 13 bandas espectrales que aportan una nueva perspectiva de la superficie terrestre y de la vegetación.

Utiliza un sistema de barrido a lo largo de la trayectoria para generar una imagen de 290 kilómetros de ancho y poder ofrecer muy altas muy buena calidad geométrica y espectral.

La cámara cuenta con dos grandes planos focales, uno en las bandas del visible (VIS) y del infrarrojo próximo (NIR) y el otro, en el infrarrojo medio (SWIR). Cada uno de ellos está equipado con 12 detectores con un total de 450.000 píxeles (ESA, 2017).

Tabla 1 Características generales imagen Sentinel 2, tomado de ESA (2017)

Resolución	Banda	Nombre	Longitud de onda central
10m:	B02	Azul	490nm
	B03	Verde	560nm
	B04	Rojo	665nm
	B08	NIR	842nm
20m:	B05	Red Edge 1	705nm
	B06	Red Edge 2	740nm
	B07	Red Edge 3	783nm
	B8a	Red Edge 4	865nm
	B11	SWIR 1	1610nm
	B12	SWIR 2	2190nm
60m:	B01	Aerosol	443nm
	B09	vapor de agua	940nm
	B10	Nubes	1375nm

3.4.2.2. Misión ASTER

Las imágenes ASTER, son captadas desde 1999 por el satélite Terra. ASTER presenta una órbita heliosincrónica a una distancia de 705 kilómetros, con un ciclo de repetición de 16 días, un ancho de barrido de 60 kilómetros y una distancia entre

orbitas de 172 Km. ASTER está compuesto por 3 subsistemas, VNIR, SWIR y TIR; cada uno de cuales presenta características particulares tales como 3 bandas en la región espectral del visible e infrarrojo cercano (VNIR) con una resolución espacial de 15 metros; 6 bandas en la región espectral del infrarrojo de onda corta (SWIR) con una resolución espacial de 30 metros y 5 bandas en el infrarrojo térmico con una resolución espacial de 90 metros (ERSDAC, 2001). ASTER también presenta un telescopio con visión hacia atrás que escanea en la región espectral de la banda 3B, lo que nos permite realizar modelos digitales de terreno (MDT) por pares estereoscópicos (JPL, 2017)

Tabla 2 Características generales imágenes Aster, tomado de JPL (2017)

Características	VNIR	SWIR	TIR
Rango espectral	Band 1: 0.52 - 0.60 μm Nadir looking	Band 4: 1.600 - 1.700 μm	Band 10: 8.125 - 8.475 μm
	Band 2: 0.63 - 0.69 μm Nadir looking	Band 5: 2.145 - 2.185 μm	Band 11: 8.475 - 8.825 μm
	Band 3: 0.76 - 0.86 μm Nadir looking	Band 6: 2.185 - 2.225 μm	Band 12: 8.925 - 9.275 μm
	Band 3: 0.76 - 0.86 μm Backward looking	Band 7: 2.235 - 2.285 μm	Band 13: 10.25 - 10.95 μm
		Band 8: 2.295 - 2.365 μm	Band 14: 10.95 - 11.65 μm
		Band 9: 2.360 - 2.430 μm	
Resolución	15 m	30m	90m

3.4.2.3 Misión RAPIDEYE

RAPIDEYE es una constelación de 5 satélites idénticos para la observación de la tierra que permiten coberturas de grandes áreas con intervalos de revisita diaria. RAPIDEYE permite capturar hasta 5 millones de km^2 cada día, imágenes multispectrales de 5 metros de resolución espacial, 5 bandas espectrales incluida la banda RedEdge, una característica espectral única presente en el sistema óptico de nuestros satélites, imagen de 16 bits con alta temporalidad y capacidad de colecta.

RapidEye 3A: Imágenes individuales de 25 km * 25 km (Tile) a las que ha sido aplicadas correcciones geométricas (ortorrectificadas) y radiométricas (radiancia).

RapidEye 1B: Imagen de 77 km * 300 km que ha sido mínimamente procesada y está lista para los usuarios que deseen hacer su propio procesamiento de imágenes.

RapidEye 3B: Imagen ortorectificada de 77 km * 300 km que se ha ajustado para asegurar la colocación precisa y una cobertura completa.

Especificaciones espectrales del sensor

440 – 510 nm (azul)

520 – 590 nm (verde)

630 – 685 nm (rojo)

690 – 730 nm (Red-Edge)

760 – 850 nm (IR cercano)

RapidEye 3M: Mosaico de múltiples imágenes RapidEye para cubrir toda una región o un país con una mínima cobertura de nubes al cual ha sido aplicado balances de color (INEGI, 2017).

3.4.2.3. Misión - Hyperion

El instrumento Hyperion proporciona una nueva clase de datos de observación de la Tierra para una mejor caracterización de la superficie de la Tierra. El Hyperion proporciona un instrumento de nivel científico con calibración de calidad basada en el patrimonio del LEWIS Hyperspectral Imaging Instrument (HSI). Las capacidades de Hyperion proporcionan la resolución de las propiedades de la superficie en cientos de bandas espectrales en comparación con las diez bandas multispectrales que se ejecutan en las misiones tradicionales de imágenes de Landsat. A través de estas bandas espectrales, se pueden obtener imágenes y clasificar con precisión los ecosistemas terrestres complejos (USGS, 2017).

El Hyperion proporciona una cámara hiperespectral de alta resolución capaz de resolver 220 bandas espectrales (de 0,4 a 2,5 μm) con una resolución de 30 metros.

El instrumento puede obtener imágenes de un área terrestre de 7,5 km por 100 km por imagen, y proporcionar un mapeo espectral detallado a través de los 220 canales con alta precisión radiométrica (USGS, 2017).

3.4 .Modelo de Elevación Digital (MDE)

Los Modelos Digitales de Elevación (MDE) son básicos para el análisis de un territorio, Miller y Laflamme (1958) definen por primera vez el modelo digital del terreno como "una representación estadística de la superficie continua del terreno, mediante un número elevado de puntos selectos con coordenadas (x, y, z) conocidas, en un sistema de coordenadas arbitrario"

Una definición más reciente y más comúnmente utilizada es la que sugiere que un MDE es una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de la altitud de la superficie del terreno" (Burrough, 1986). También se puede considerar como cuadrículas espaciadas regularmente de la información de elevación, utilizada para la representación espacial continua de cualquier terreno.

3.4.1. Diferencia entre Modelos Digitales del Terreno y Modelos Digitales de la Superficie

Para fines de este estudio se consideró las definiciones oficiales manejadas por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) donde "un modelo digital de elevación es una representación visual y matemática de los valores de altura con respecto al nivel medio del mar, que permite caracterizar las formas del relieve y los elementos u objetos presentes en el mismo" (INEGI, 2017).

En la actualidad los modelos permiten representar el relieve de forma muy versátil y funcional debido a que permite conocer la conformación o morfología del terreno (MDT) y los elementos de origen antrópico y la vegetación presente en el mismo (MDS).

El Modelo Digital de Superficie (MDS, Figura 23) "representa todos los elementos existentes o presentes en la superficie de la tierra (vegetación, edificaciones, infraestructura y el terreno propiamente" (INEGI, 2017).

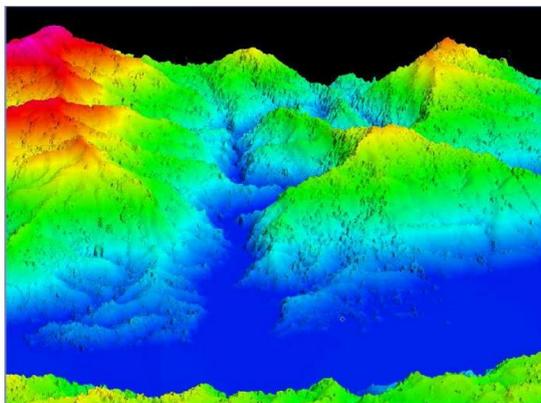


Figura 23. Modelo Digital de Superficie, tomado de INEGI (2017).

El modelo digital del terreno (Figura 24) “recrea la forma del terreno una vez que fueron removidos todos los elementos ajenos al mismo como son la vegetación, edificaciones y demás elementos que no forman parte del terreno” (INEGI, 2017).

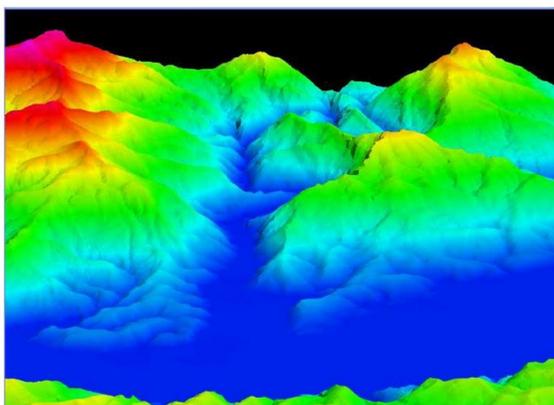


Figura 24. Modelo Digital del Terreno, tomado de INEGI (2017).

3.5. Tipos de Modelos Digitales del Terreno (MDT).

3.5.1. LIDAR

El modelo digital de alta resolución LiDAR de tipo terreno se obtiene de la nube de puntos ajustada al terreno mediante procesos geodésicos, de la que se seleccionan aquellos puntos que corresponden únicamente al terreno, generando una "nube de puntos clasificada" a la que se le aplica una interpolación a los puntos clasificados del último retorno y habiendo eliminado aquellos puntos que no pertenecen al

terreno como los reflejados por infraestructura, vegetación y objetos aéreos como nubes o pájaros, de esta manera se puede generar un modelo digital de elevación de tipo terreno con una resolución de 5 m (INEGI, 2017).

3.5.2. SRTM

Los datos de *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM) obtenidos por la NASA están disponibles como MDE de 3 segundos de arco (aproximadamente 90m de resolución). También se produjo un segundo producto de datos de 1 arco, pero no está disponible para todos los países. Se informa que el error vertical de los MDE es inferior a 16 m. Los datos que actualmente distribuye la NASA / USGS (producto terminado) contienen agujeros "sin datos" donde el agua o la sombra pesada impidieron la cuantificación de la elevación. En general, se trata de pequeños agujeros, que, sin embargo, hacen que los datos sean menos útiles, especialmente en los campos de modelos hidrológicos. Los MDE SRTM 90m tienen una resolución de 90 m en el ecuador, y se proporcionan mosaicos de 5 grados x 5 grados para fácil descarga y uso. Todos se producen a partir de un conjunto de datos sin fisuras para permitir un mosaico fácil. Estos están disponibles en formato ArcInfo ASCII y GeoTiff para facilitar su uso en una variedad de aplicaciones de procesamiento de imágenes y SIG (NASA, 2017).

3.5.3. ASTER GDEM

El Ministerio de Economía, Comercio e Industria (METI por sus siglas en inglés) de Japón y la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio de los Estados Unidos (NASA) anunciaron conjuntamente el lanzamiento del Modelo de Elevación Digital Global (*GDEM*) Versión 2 (*Radiómetro de Emisión y Reflexión Térmica Avanzado*) (ASTER) V2) el 17 de octubre de 2011.

La primera versión de ASTER GDEM, lanzada en junio de 2009, se generó utilizando imágenes de par estéreo recopiladas por el instrumento ASTER a bordo

de Terra. La cobertura de ASTER GDEM se extiende desde 83 grados de latitud Norte hasta 83 grados sur, abarcando el 99 por ciento de la masa terrestre de la Tierra.

El GDEM V2 agrega 260,000 estéreo-pares adicionales, mejorando la cobertura y reduciendo la aparición de artefactos. El algoritmo de producción refinado proporciona una resolución espacial mejorada, una mayor precisión horizontal y vertical, y una mejor cobertura y detección del cuerpo de agua. ASTER GDEM V2 mantiene el formato GeoTIFF y la misma estructura de cuadrículas y mosaicos que V1, con publicaciones de 30 metros y tejas de 1 x 1 grado (JPL, 2017).

La versión 2 muestra mejoras significativas con respecto a la versión anterior. Sin embargo, se informa a los usuarios que los datos contienen anomalías y artefactos que impedirán la efectividad para su uso en ciertas aplicaciones.

Como una contribución de METI y NASA al Sistema de Sistemas Globales de Observación de la Tierra (GEOSS), los datos de ASTER GDEM V2 están disponibles de forma gratuita para los usuarios en todo el mundo del Land Procurement Distributed Active Archive Center (LP DAAC) y J-spacesystems (JPL, 2017).

3.5.4. ALOS PALSAR

Otro sistema que resulta muy útil para la generación de MDT y MDS es el sistema ALOS PALSAR cuyas características fueron descritas en el punto 3.4.3 de este trabajo.

4. Extracción de componentes litológicos y morfo-estructurales.

Con el objetivo de identificar los principales conjuntos de lineamientos y determinar los contactos geológicos en la zona de estudio se utilizaron las imágenes Sentinel 2B (ESA, 2017), Sentinel 1A (ASF, 2017), y el Modelo Digital de elevación ALOS PALSAR (ASF, 2017) (Figura 25).

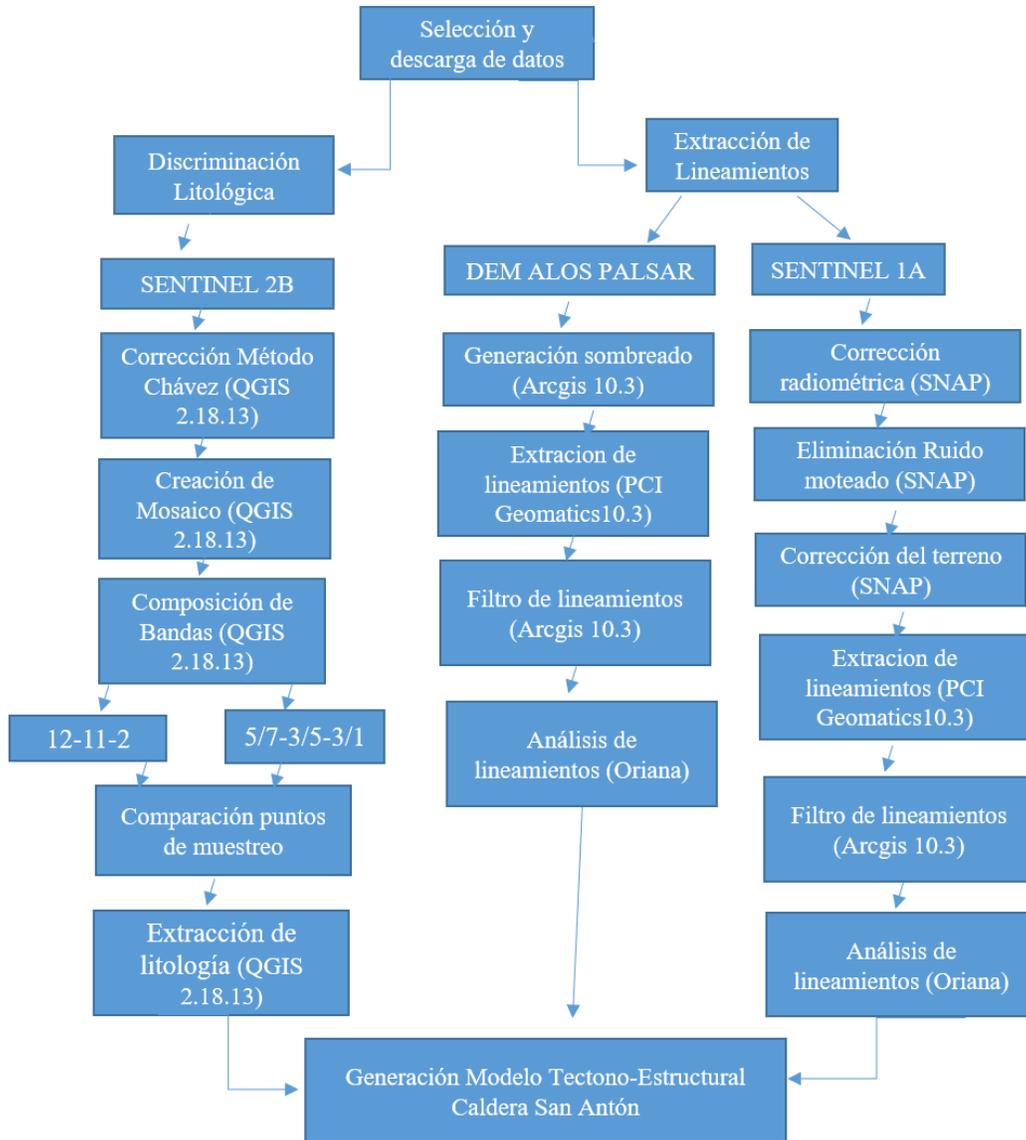


Figura 25. Esquema de trabajo para la elaboración del modelo morfo-tectónico de la caldera San Antón.

4.1. Selección y descarga de datos

Para determinar el área de estudio se generó un mosaico con imágenes ALOS-PALSAR descargadas del sitio web de Alaska Satellite Facilities (ASF, 2017), con coordenadas extremas entre los puntos extremos de coordenadas 21.05° y 22.0° de latitud norte y, 99.7° y 100.9° de longitud oeste, con una resolución espacial de 12.5 m, que permitiera visualizar el entorno topográfico detalladamente (Figura 26).

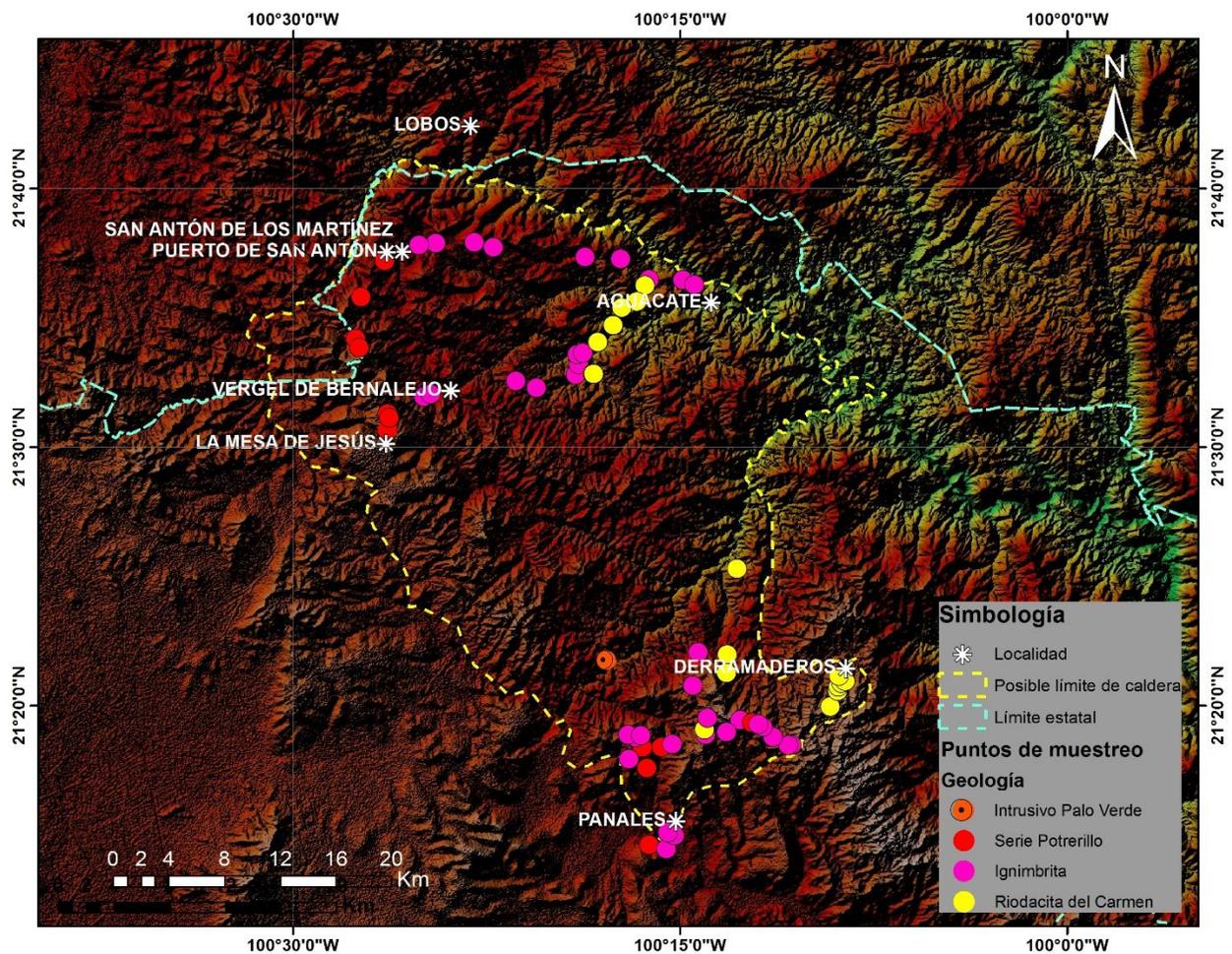


Figura 26. Mosaico DEM ALOS-PALSAR correspondiente a la zona de estudio. Se ubican los puntos de verificación obtenidos y localidades de referencia.

Para la verificación y comparación de resultados fue considerada la cartografía vectorial del Servicio Geológico Mexicano (2017) escala 1:250,000 (Figura 26),

como parámetro de distribución de las unidades litológicas de interés y como punto de comparación con los resultados obtenidos en este trabajo.

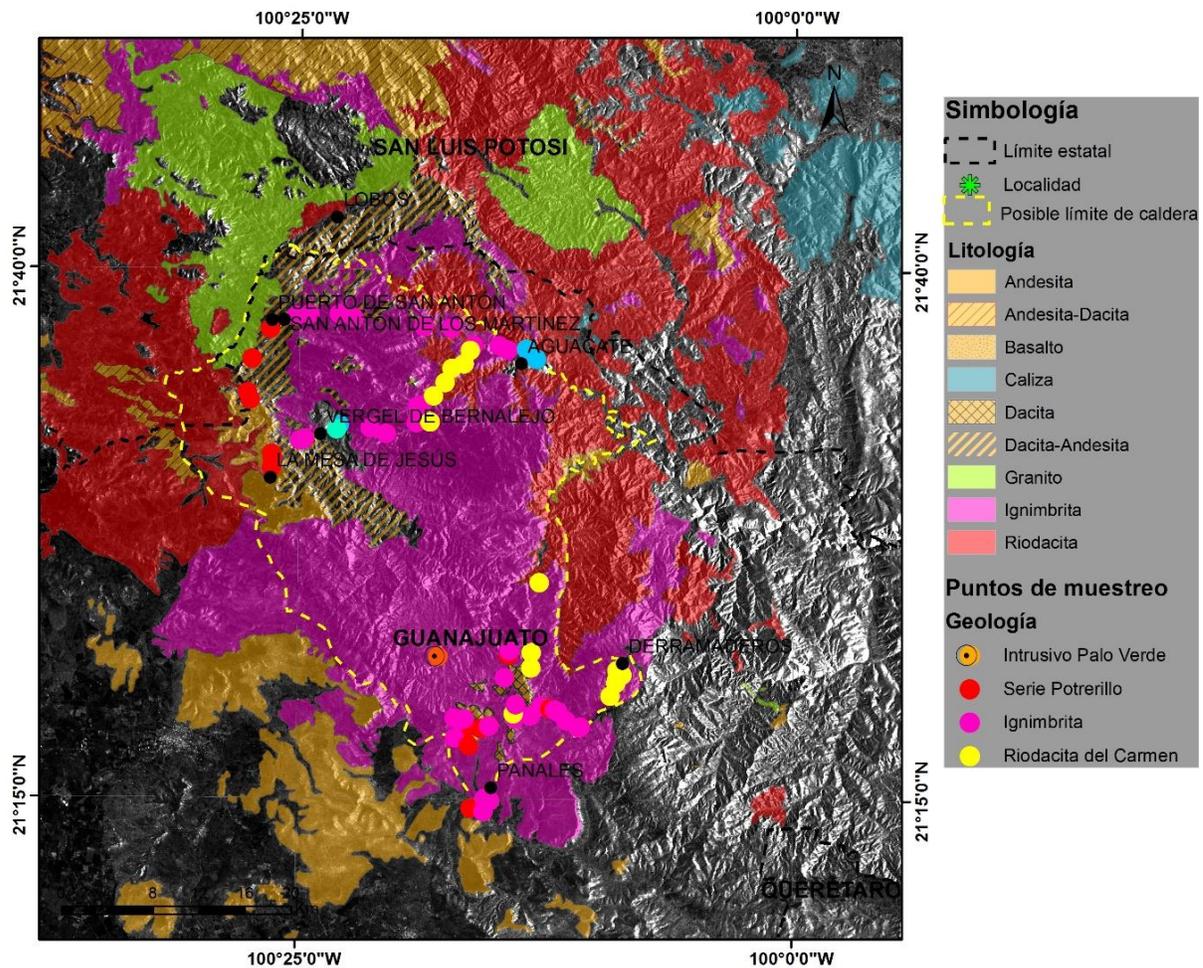


Figura 27. Mapa geológico, vectoriales escala 1:250,000 (SGM, 2017). Muestra las unidades de interés como punto de comparación para este trabajo.

Otra fuente de información consultada para la elaboración de este trabajo fue la geología descrita en los folletos técnicos número 94 Salitrera y el folleto técnico número 67 Santa María generados en el instituto de Geología de la UASLP (Figura 28).

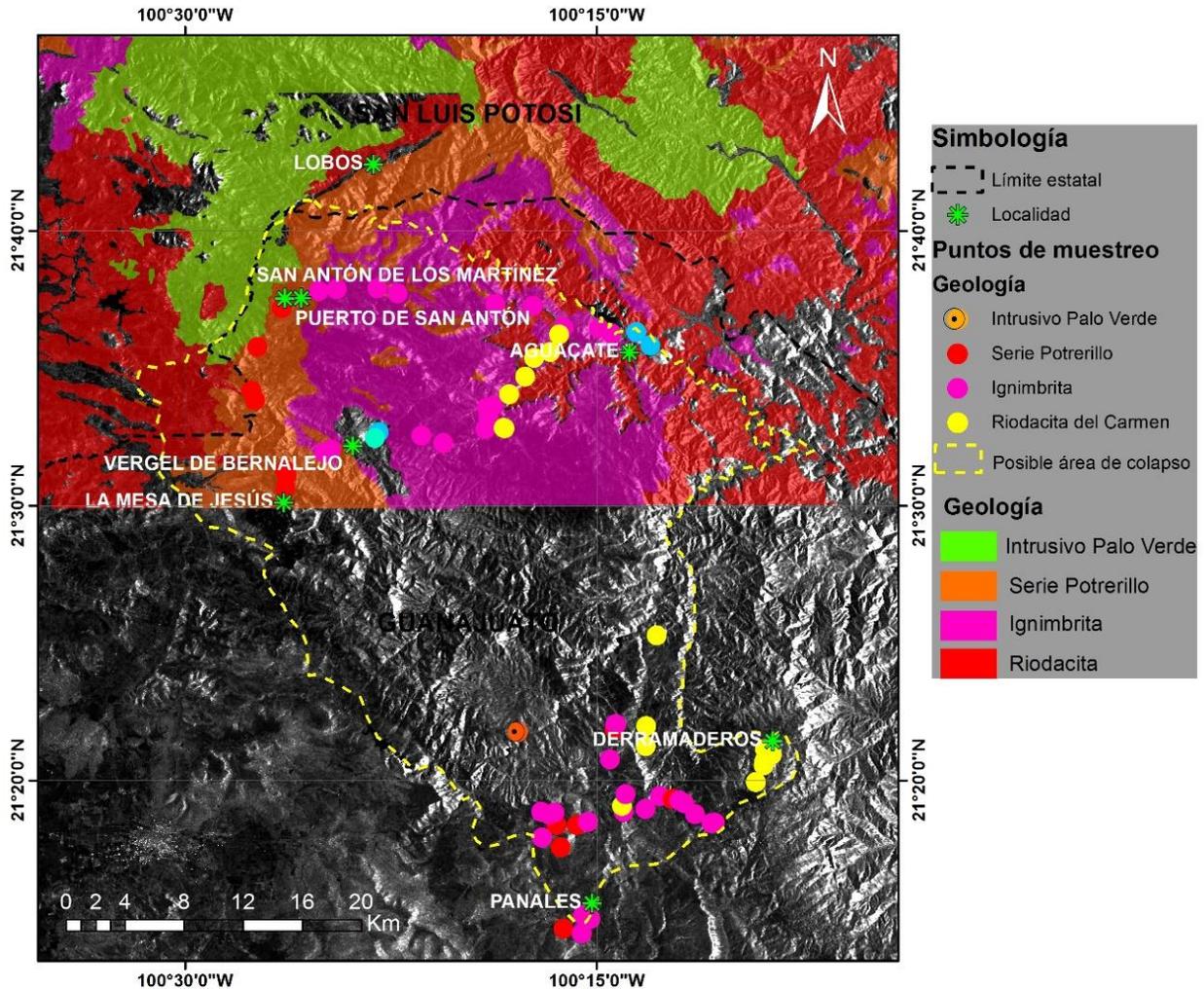


Figura 28. Datos vectoriales de la litología de interés editados en el Instituto de Geología de la UASLP (2017)

4.2. Procesado.

4.2.1. Calibración radiométrica

La calibración radiométrica consiste en estimar los elementos de la ecuación del radar que permite transformar los valores de SAR Pixel en unidades físicas.

Aplicación de Calibración Radiométrica LUT (“Look Up Tables”)

El objetivo de la calibración SAR es proporcionar imágenes en las que los valores de los píxeles se puedan relacionar directamente con la retrodispersión del radar de

la escena. Para hacer esto, la escala de salida de la aplicación aplicada por el procesador debe deshacerse y debe aplicarse la escala deseada. Los productos de nivel 1 proporcionan cuatro tablas de búsqueda de calibración (LUT) para producir β_{0i} , σ_{0i} y γ_i o para volver al número digital (DN). Los LUT aplican una ganancia dependiente del rango que incluye la constante de calibración absoluta. Para los productos GRD también se aplica una compensación constante (ESA, 2017).

La calibración radiométrica se aplica mediante la siguiente ecuación:

$$valor(i) = \frac{|ND_i|^2}{A_i^2} \quad \text{Ecuación 1}$$

Donde, dependiendo de la LUT seleccionada

$$valor(i) = \text{uno de } \beta_i^0 \text{ o } \gamma_i \text{ o } ND_i \\ A_i = \text{uno de } \beta_nula(i), \sigma_nula(i), \gamma_nula(i) \text{ o } ND(i) \quad \text{Ecuación 2}$$

Aplicación de LUT De-noise

Después se procede a aplicar un LUT para reducción de ruido (LUT De-noise). En este caso, los productos de nivel 1 proporcionados por ESA, proporcionan η_i de ruido para cada conjunto de medición. Los valores en la LUT sin ruido, proporcionados en potencia lineal, se pueden usar para derivar perfiles de ruido calibrados que coincidan con los datos GRD calibrados. El LUT sin ruido debe calibrarse de acuerdo con la ecuación 3:

$$ruido(i) = \frac{\eta_i}{A_i^2} \quad \text{Ecuación 3}$$

Donde:

ruido (i) = calibración del perfil de ruido para uno de β_i^0 , σ_i^0 o γ_i^0 o el ND_i .

$$\eta_i = ruido Lut(i)$$

El perfil de ruido calibrado se puede aplicar a los datos para eliminar el ruido por sustracción. La aplicación de la calibración radiométrica LUT y la LUT calibrada sin ruido se puede aplicar en un solo paso de la siguiente manera:

$$valor(i) = \frac{ND_i^2 - \eta_i}{A_i^2}$$

Ecuación 4

La interpolación bi-lineal se debe usar para cualquier píxel que se encuentre entre puntos en la LUT.

La calibración radiométrica usada en la imagen SENTINEL 1A utilizada para este trabajo fue procesada en el programa SNAP 5.0 (Plataforma de Aplicaciones Sentinel), de Agencia Espacial Europea (ESA). La figura 29 muestra la diferencia entre la imagen original vs la misma imagen con el proceso de calibración radiométrica (Corrección radiométrica).

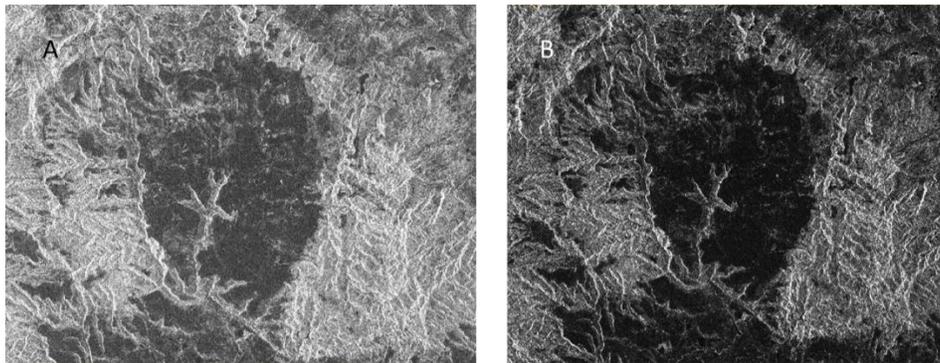


Figura 29. a) Imagen original representada, b) Imagen con el proceso de calibración radiométrica.

4.2.2 Corrección geométrica

Una característica de la imagen SAR de aspecto lateral es el llamado acortamiento y escala, una señal reflejada desde la cima de una montaña llega al sensor antes o al mismo tiempo que la señal al pie de la montaña. Esto da como resultado el aspecto típico de montañas que parecen haberse "caído" hacia el sensor (Figura 30).

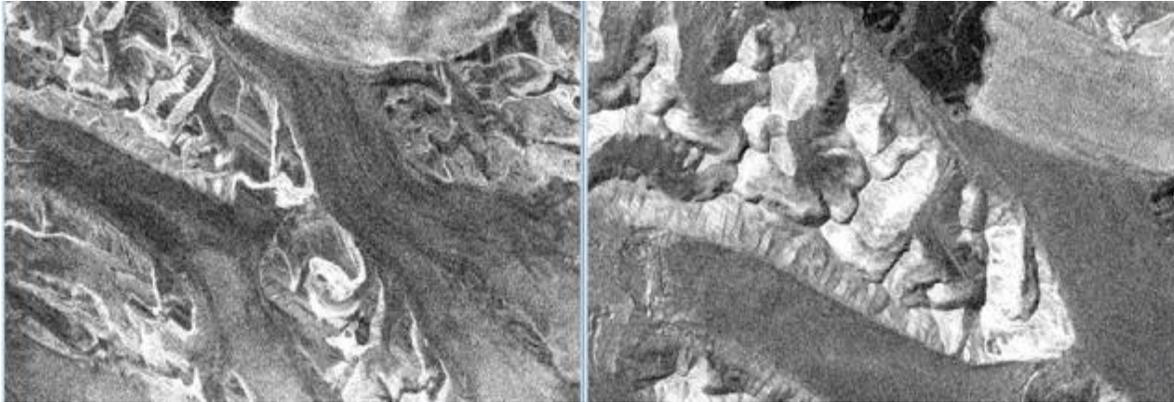


Figura 30. La imagen de la izquierda muestra los datos originales, la imagen de la izquierda está corregida geométricamente en el programa SNAP.

En la imagen original 28a, un píxel se desplaza básicamente en función de su elevación sobre el nivel del mar, por lo que es importante eliminar esta escala, como se ve en la imagen 28b.

La corrección geométrica fue realizada en el programa SNAP 5.0.

4.2.3 Filtro de ruido moteado (SPECKLE)

La señal emitida por el sensor se transmite en fase, de forma coherente sin producir interferencias hasta que interacciona con el objeto, entonces deja de estar en fase y las ondas producen interferencias que generan píxeles claros y oscuros denominados “ruido de moteado o speckle” (García et al., 2003) .

Este ruido debe ser eliminado antes de proceder a la utilización de los datos, El filtro de speckle tiene como objetivo la reducción, procurando conservar las características espaciales y las estructuras lineales de la escena.

El filtro speckle representa un proceso aleatorio similar a una modulación multiplicativa de la reflectividad de la imagen. Este proceso multiplicativo es estadísticamente independiente del proceso aleatorio de la reflectividad (Henderson y Lewis, 1998) (Figura 31).

De los diversos filtros speckle existentes, en el siguiente trabajo se utilizó el filtro Lee Sigma, con un tamaño de ventana de 7x7, sigma 0.9 y un tamaño de la ventana de destino de 3x3.

El filtro Lee Sigma utiliza la distribución estadística de los niveles digitales de la ventana móvil definida por el usuario para estimar cuál debe ser el del píxel considerado (Lee, 1981).

El filtro de Lee se basa en suponer que la media y la varianza del píxel considerado son iguales a la media y la varianza local de los píxeles de la ventana móvil definida por el usuario, según las siguientes expresiones:

$$ND_s = \bar{V} + K(ND_e - \bar{V})$$

Ecuación 4

Donde:

ND_s= Nivel Digital de salida

ND_e= Nivel Digital de entrada

V= Media de los Niveles Digitales de los píxeles de la ventana móvil.

$$K = \frac{Var(x)}{(\bar{V})^2 \sigma^2 + Var(x)}$$

Ecuación 5

$$Var(x) = \frac{Var(V) + (\bar{V})^2}{\sigma^2 + 1}$$

Ecuación 6

Donde Var (V) es la varianza de la ventana móvil.

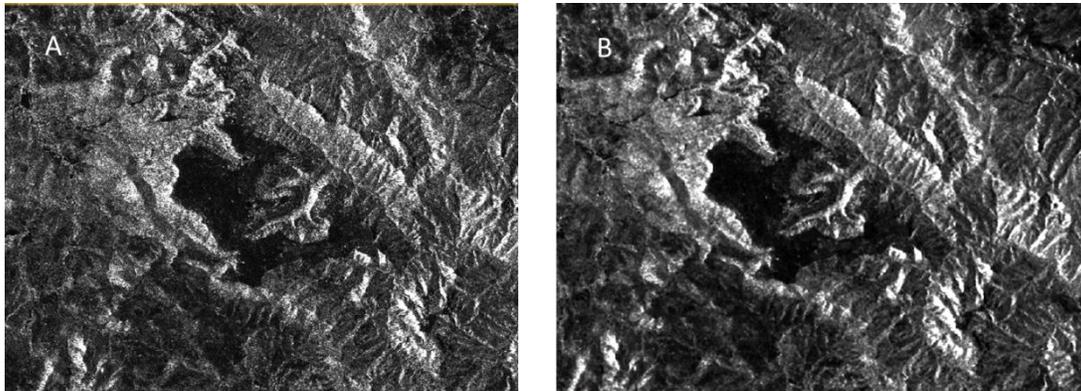


Figura 31. Comparación entre a) imagen sin filtro speckle y b) imagen procesada con el filtro speckle.

4.2.4 Sombreado.

El sombreado calcula la iluminación local desde una fuente de luz ubicada en el infinito (como el sol). Básicamente, cede el coseno de lo normal a la faz del terreno y al rayo de luz (ArcSIG, 2017).

Esto se puede usar para:

- Visualización y cartografía: la fuente de luz se encuentra cerca del norte, lo que da una buena imagen del relieve.
- Análisis: la fuente de luz se ubica en la posición del sol (calculada en función de la latitud y la hora del día). Esto le da un valor proporcional a la cantidad de energía solar directa que alcanza el píxel.

El proceso fue generado en el Programa Arc SIG 10.3 de manera automatizada y con los parámetros pre-establecidos por el programa en las imágenes de MDE ALOS PALSAR.

Las técnicas de procesado pretenden mejorar o realzar las propiedades de la imagen para facilitar las operaciones del análisis visual, así como las etapas de segmentación, extracción de las características y finalmente la interpretación.

4.2.5 Extracción de lineamientos.

Los métodos de realce de imágenes se pueden dividir en dos categorías: los métodos de realce en el dominio espacial y los métodos de realce en el dominio de la frecuencia. Los métodos de la primera categoría consisten en la manipulación directa de los píxeles de la imagen mientras que los métodos de la segunda categoría corresponden a técnicas basadas en la representación de los píxeles, a través de una transformación hacia el dominio frecuencial y usa como operador de mapeo o transformación a la DFT (Transformada Discreta de Fourier DFT por sus siglas en inglés) (Escalante, 2006).

Dentro de los métodos de realce espacial podemos encontrar dos técnicas:

- El realce radiométrico donde las operaciones son efectuadas directamente sobre un píxel sin importar o tomar en cuenta a los píxeles vecinos. Sirve para mejorar condiciones de bajo contraste, baja luminosidad o demasiada oscuridad. Ejemplo: ecualización de histograma.
- El realce con operaciones entre vecinos que, a diferencia del realce radiométrico, las operaciones son efectuadas sobre un píxel pero tomando en cuenta a los píxeles que lo rodean. Sirve para eliminar ruido o para el mejoramiento de la nitidez.

Los filtros espaciales implican la *convolución espacial*, la cual es un método matemático utilizado en procesamiento y análisis de señales (Aldalur y Santamaría, 2002) y se conoce también como filtro de respuesta finita al impulso (*finite impulse response filter*).

La máscara de convolución puede tomar cualquier valor numérico. Sin embargo, cuando se ejecuta el proceso del valor final resultante debe hallarse entre 0 y 255 (para imagen de salida de 8-bits). Para ello, generalmente suelen reemplazarse por 255 los valores mayores a 255 y por 0 los valores menores a 0.

El principio para la detección de los bordes consiste en la aplicación del operador derivada en función de una vecindad. De esta manera se construye una imagen sintética con franjas de alto contraste y se adquiere una imagen en la cual se observará una fuerte variación de la intensidad en torno a los bordes de dichas franjas. Al aplicar el operador derivada, se observa que la imagen toma un valor de máximo o mínimo justo en la transición de cóncavo a convexo o viceversa, esto es, en el punto de inflexión del borde. Si en vez de emplear la primera derivada se realiza con la segunda, el punto de inflexión de la primera derivada coincidirá con un paso por cero (PCI Geomatics, 2017).

4.2.6. Segmentación de Imágenes

La segmentación basada en detección de bordes es muy utilizada para la identificación de lineamientos (Marchionni y Cavayas, 2014). Agrupa un gran número de técnicas que usan la información proporcionada por las fronteras de los objetos que aparecen en una imagen. Estos bordes marcan la localización de los puntos de la imagen donde se producen discontinuidades en los niveles de gris. Los procesos se realizaron en el Programa PCI Geomatics versión 2017.

El proceso de extracción de lineamientos fue realizado en el programa PCI Geomatics (2017), el algoritmo consiste de tres pasos.

- Detección de bordes
- Umbralización
- Extracción de curva

En la primera etapa, se aplica el algoritmo de detección de bordes de Canny para producir una imagen de resistencia de los bordes. El algoritmo de detección de bordes de Canny tiene tres subetapas. Primero, la imagen de entrada se filtra con una función gaussiana cuyo radio es proporcionado por el parámetro $RADI$ (radio de filtro). Luego, el gradiente se calcula a partir de la imagen filtrada. Finalmente, los píxeles cuyo gradiente no es el máximo local se suprimen estableciendo la resistencia del borde en 0.

En la segunda etapa, la imagen de la resistencia del borde está en umbral para obtener una imagen binaria. El valor del umbral se define mediante el parámetro GTHR (umbral de gradiente de borde), el GTHR especifica el umbral, en píxeles, para el nivel de gradiente mínimo para un píxel de borde. Este valor debe estar en el rango de 0 a 255; el valor predeterminado es 100.

En la tercera etapa, las curvas se extraen de la imagen de borde binario. Este paso consiste en varios sub-etapas. Primero, se aplica un algoritmo de adelgazamiento a la imagen de borde binario para producir curvas delgadas. Luego, se extrae una secuencia de píxeles para cada curva de la imagen. Cualquier curva con un número de píxeles menor que el valor del parámetro del Umbral de Longitud de Línea de Segmentación (LTHR por sus siglas en inglés) el LTHR especifica la longitud mínima de la curva, en píxeles, para ser considerada como lineamiento o para su posterior consideración; por ejemplo, vincular con otras curvas. El valor predeterminado es 30. Una curva de píxeles extraídos se convierte en forma vectorial al ajustarle segmentos de línea. La polilínea resultante es una aproximación de la curva de píxeles original, donde el error de ajuste máximo (distancia entre los dos) se especifica mediante el parámetro de Umbral de Ajuste de Línea (FTHR por sus siglas en inglés), el FTHR Especifica el error máximo, en píxeles, permitido al ajustar una polilínea a una curva de píxel. Los valores más bajos proporcionan una mejor adaptación, pero también segmentos más cortos en la polilínea. Finalmente, el algoritmo vincula pares de polilíneas que satisfacen los siguientes criterios:

1. Dos segmentos finales de las dos polilíneas se enfrentan entre sí y tienen una orientación similar (el ángulo entre los dos segmentos es menor que el valor especificado por ATHR el cual especifica el ángulo máximo, en grados, entre segmentos de una polilínea. Si el ángulo excede el máximo especificado, la polilínea se segmenta en dos o más vectores. Este ángulo también define el ángulo máximo entre dos vectores para que se vinculen. El valor predeterminado es 30.

2. Los dos segmentos finales están cerca uno del otro (la distancia entre los puntos finales es menor que el valor de DTHR). El DTHR especifica la distancia mínima, en píxeles, entre los puntos finales de dos vectores para que se vinculen. El valor predeterminado es 20.
3. Las polilíneas finales se guardan en un segmento vectorial.
4. Los resultados vectoriales serán analizados en cuanto a su dirección y longitud, y serán evaluados en un diagrama de estadística circular o diagrama de rosa para determinar la tendencia estructural de dichos lineamientos.

Los datos obtenidos fueron filtrados de acuerdo a criterios morfológicos, geológicos obtenidos en verificación de campo y a la bibliografía existente.

La extracción automática de rasgos lineales que pueden ser relacionados eventualmente a elementos estructurales a menudo facilita la identificación de los mismos, mediante una variedad de métodos y técnicas de filtrado, que tienen en cuenta que tales rasgos lineales (rectos o curvos, positivos o negativos) se manifiestan generalmente en las imágenes como variaciones más o menos súbitas de nivel digital o de brillo.

Estos rasgos pueden ser detectados mediante la aplicación de operadores de detección de líneas o de bordes (James, 1987; Pratt, 1991), filtros morfológicos (Parker, 2010), operadores estadísticos (Bovik, 1988; Adair y Guindon, 1990) o métodos que recurren a la transformada de las imágenes (Deslandes y Gwyn, 1991; Karineli *et al.*, 1996). Los usados más frecuentemente son los operadores de detección de líneas y de bordes (filtros de convolución) y, en este sentido, la mayor parte de las aplicaciones geológicas han sido realizadas sobre imágenes ópticas (Budkewitsch *et al.*, 1994), mientras que la utilidad de su aplicación en imágenes de radar está en continuo análisis (De Sève *et al.*, 1994).

Marchionni y Cavayas (2014) utilizaron distintos tipos de filtros para la detección de rasgos lineales (filtros espaciales y de frecuencias) sobre la imagen S2 de

RADARSAT, revelando la presencia de discontinuidades radiométricas y rasgos lineales con expresión morfológica.

Los filtros direccionales para la detección de líneas y de bordes en el dominio espacial y filtros selectivos de frecuencias espaciales (filtros de paso-bajo, paso-alto y paso-banda) en el espacio de Fourier (Marchionni *et al.*, 2000), para aislar las frecuencias espaciales vinculadas a patrones estructurales fueron comparados con los lineamientos estructurales definidos a partir de la interpretación visual del par estereoscópico S2-S6 de RADARSAT/SAR (Marchionni y Cavayas, 2014). Los operadores de detección de bordes y de líneas son eficientes en la mayoría de los casos, su aplicación en las imágenes de radar se ha visto complicada por la presencia del ruido multiplicativo. El ruido speckle de las imágenes de radar determina la generación de una cantidad de artefactos y bordes falsos que dificultan el reconocimiento de los bordes y líneas verdaderos (Raucoules y Thomson, 2000).

4.2.7. Análisis

El resultado del procesamiento de las imágenes SAR son una serie de lineamientos en la imagen Sentinel 1 (Figura 29) y en la imagen MDE ALOS PALSAR (Figura 30), los datos resultantes de las direcciones individuales se trabajaron en el programa Oriana, mediante la estadística circular para obtener las tendencias estructurales.

4.3. Discriminación litológica a partir de Sentinel 2

Los avances en la tecnología han permitido a los geólogos que estudian las estructuras geológicas, la discriminación litológica, la geomorfología y los procesos de relieve y la exploración mineral (Van der Meer, *et al.*, 2012). En el campo de la teledetección, el procesamiento digital de imágenes se ha definido como la creación de imágenes modificadas que contienen más información para ayudar a la interpretación visual de las características mediante la manipulación de datos detectados remotamente (Ali *et al.*, 2012). En la literatura, Landsat y ASTER

las imágenes han sido ampliamente manipuladas y utilizadas para mapeos de estructuras geológicas de tipo roca, identificación de peligros naturales, temperatura de la superficie terrestre y exploración de minerales (Sabins 1999).

4.3.1 Combinación de bandas.

Los datos obtenidos de este proceso son correlacionados con la información de campo existente, y con recorridos en campo para su verificación. El producto que se pretende extraer a partir de esta técnica es la cartografía de la distribución de la ignimbrita que se sugiere como uno de los probables productos generados por la caldera analizada en este trabajo. Se realizó la combinación de bandas 12-11-2 recomendada por la página oficial Sentinel hub (2017) para elementos geológicos (Figura 32).

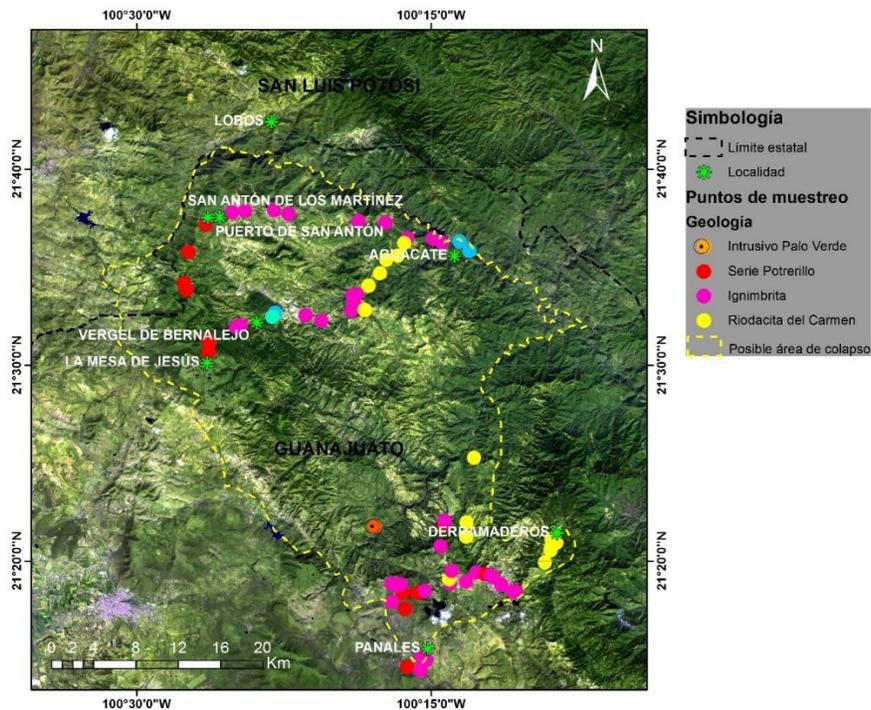


Figura 32. Combinación de bandas 12-11-2 recomendada para el análisis geológico por el portal Sentinel Hub (2017).

4.3.2. Cociente de bandas

La técnica de cociente de bandas es aplicada para intensificar la diferencia de valor de brillo entre dos bandas (Lillesand y Kiefer, 2014). La técnica de cociente de de

banda se aplica dividiendo los valores de número digital (ND) de una banda con respecto a los ND de otra banda, con la finalidad de obtener valores continuos (decimales) que generan una nueva imagen en escala de grises, en donde los valores más bajos corresponderán a colores negros y los valores más altos se representarán con colores blancos (Sabins, 1999). Al respecto, los colores blancos mostrarán las zonas que presentan valores de ND muy contrastantes entre las dos bandas involucradas (Sabins, 1999). La técnica de cociente de bandas se ha aplicado tanto en Landsat ETM + como en la imagen fusionada de Egyptsat-1-Landsat para mejorar la discriminación litológica de las rocas del sótano encontradas en las áreas de estudio. La técnica de relación de bandas de las imágenes fusionadas Landsat ETM-Egyptsat-1 (Sadek y Hasan, 2012) se ha utilizado para mejorar la discriminación espectral de las rocas expuestas en la zona de Gabal Gharib.

Para este trabajo se realizó el cociente de bandas $5/7-3/5-3/1$, esto en base a las diversas problemáticas encontradas al realizar el análisis previo, como lo es la amplia extensión de la zona de estudio, así como la variación de altitud que oscila entre 1080 msnm y 2000 msnm aproximadamente, la densidad vegetal existente la cual varía de matorral a bosque de conífera, así como la presencia de neblina característica de la combinación de la altitud y la vegetación en la zona perteneciente a la localidad de Vergel de Bernalejo y Mesa de Jesús, así como la humedad generada por los diferentes ríos y arroyos en la zona en general.

La banda 1 permitirá diferenciar la neblina en la atmósfera, la banda 3 corresponde al verde, las bandas 5 y 7 corresponden a lo que se conoce como borde rojo (*red edge*) lo que permitirá diferenciar la reflectancia de la vegetación en el rango infrarrojo cercano del espectro electromagnético. Con la combinación de estos cocientes de banda, se espera diferenciar las unidades vegetales características de cada una de las unidades litológicas a las diferentes altitudes y correlacionarlas con los puntos de muestreo verificados.

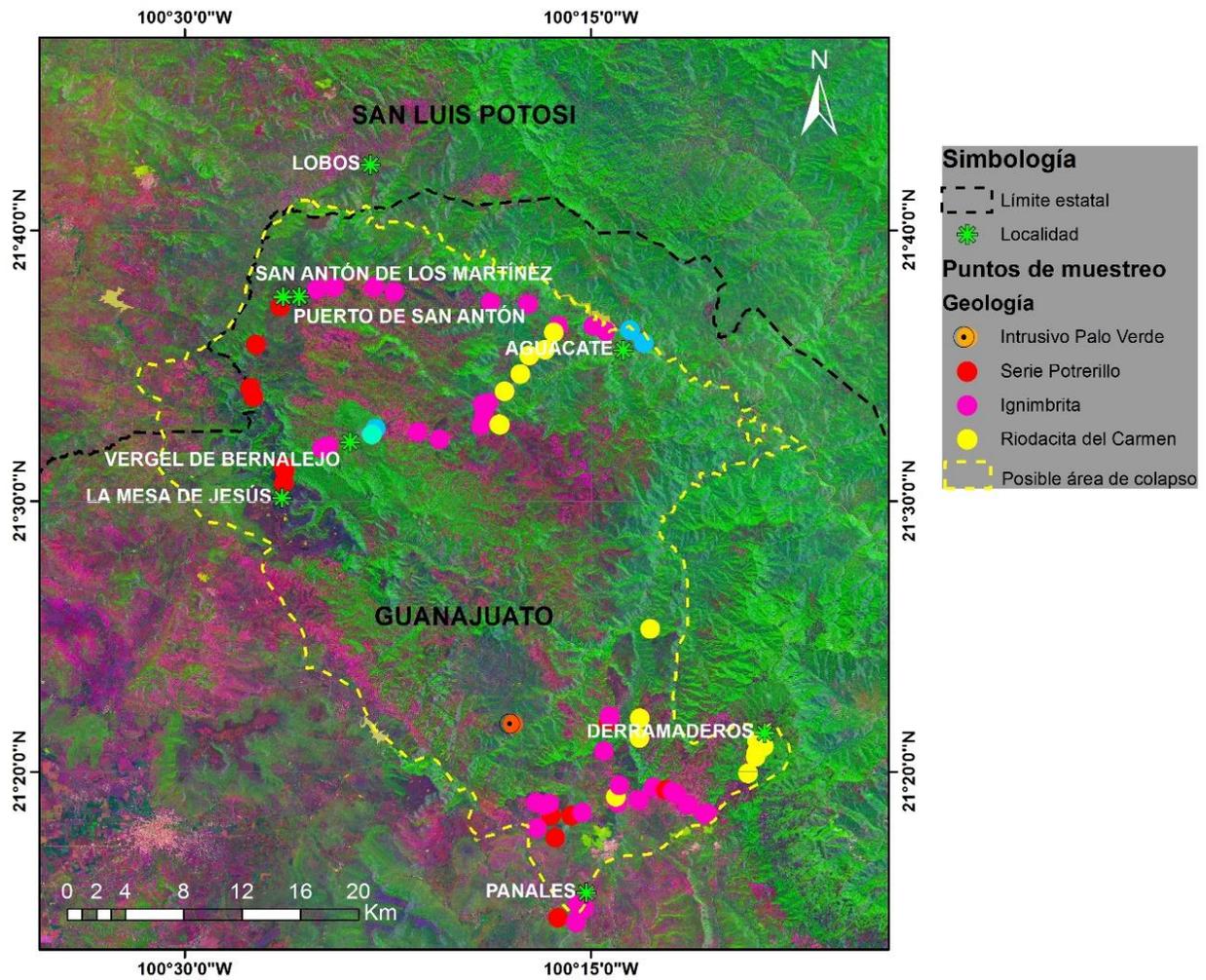


Figura 33. Cociente de bandas 57/35/31 de las imágenes Sentinel 2 utilizado para el análisis visual de la discriminación litológica de interés.

5. Propuesta de modelo tectono-estructural de la caldera San Antón.

El análisis visual y digital del *MDE-PALSAR* permitió identificar una estructura semicircular delimitada a partir de corrientes hidrológicas que permitieron establecer la diferencia de pendiente y litología, además de observar algunos rasgos circulares. Estos rasgos extraídos asociados con las observaciones litológicas y los puntos de muestreo con la morfología de la zona permitieron un primer acercamiento visual de la posible estructura caldérica relacionada con las unidades litológicas de interés (Figura 34). Estas observaciones e interpretaciones concuerdan con las establecidas en otras regiones volcánicas con presencia de estructuras caldéricas, en donde se observa que la información digital ya sea en formato *TIN* o *MDE* permiten extraer drenaje en función de la variación en el valor digital de los píxeles analizados que están controlados por cambios en la elevación y que a su vez marcan cambios de pendiente. Por lo tanto, el drenaje relacionado a zonas de pendiente alta, tendrán formas más rectilíneas y si están relacionadas a una zona de hundimiento, el flujo relacionado tendrá una zona central común (Favalli y Pareschi, 2004; Altin y Altin, 2011)

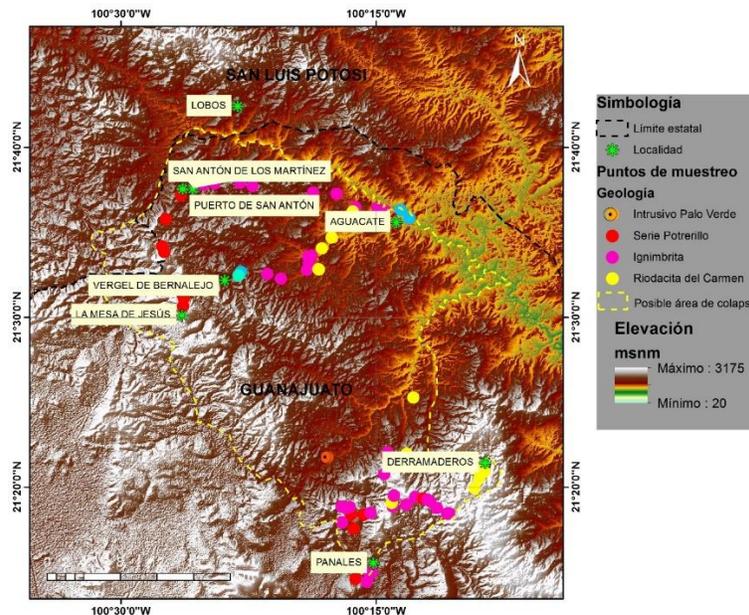


Figura 34. MDE ALOS PALSAR se observa la morfología de la zona de interés, en la zona central de la imagen se observa una estructura semi-circular, la cual se considerará área de evaluación.

La imagen *Sentinel 1* permitió visualizar la misma estructura observada con *el MDE-ALOS-PALSAR*, pero en este caso la imagen proyectó un borde topográfico definido alrededor de dicha estructura, así como la presencia de estructuras colindantes en la porción sur, esto se considerará ya que los puntos de muestreo marcan evidencia de posible influencia de la litología de interés en la zona (Figura 35).

Los puntos de muestreo considerados como ignimbrita y localizados en la localidad Los Panales fueron descartados como Ignimbrita Santa María en el recorrido de campo y se consideró la posibilidad de otra posible estructura al sur como emisora de esta ignimbrita.

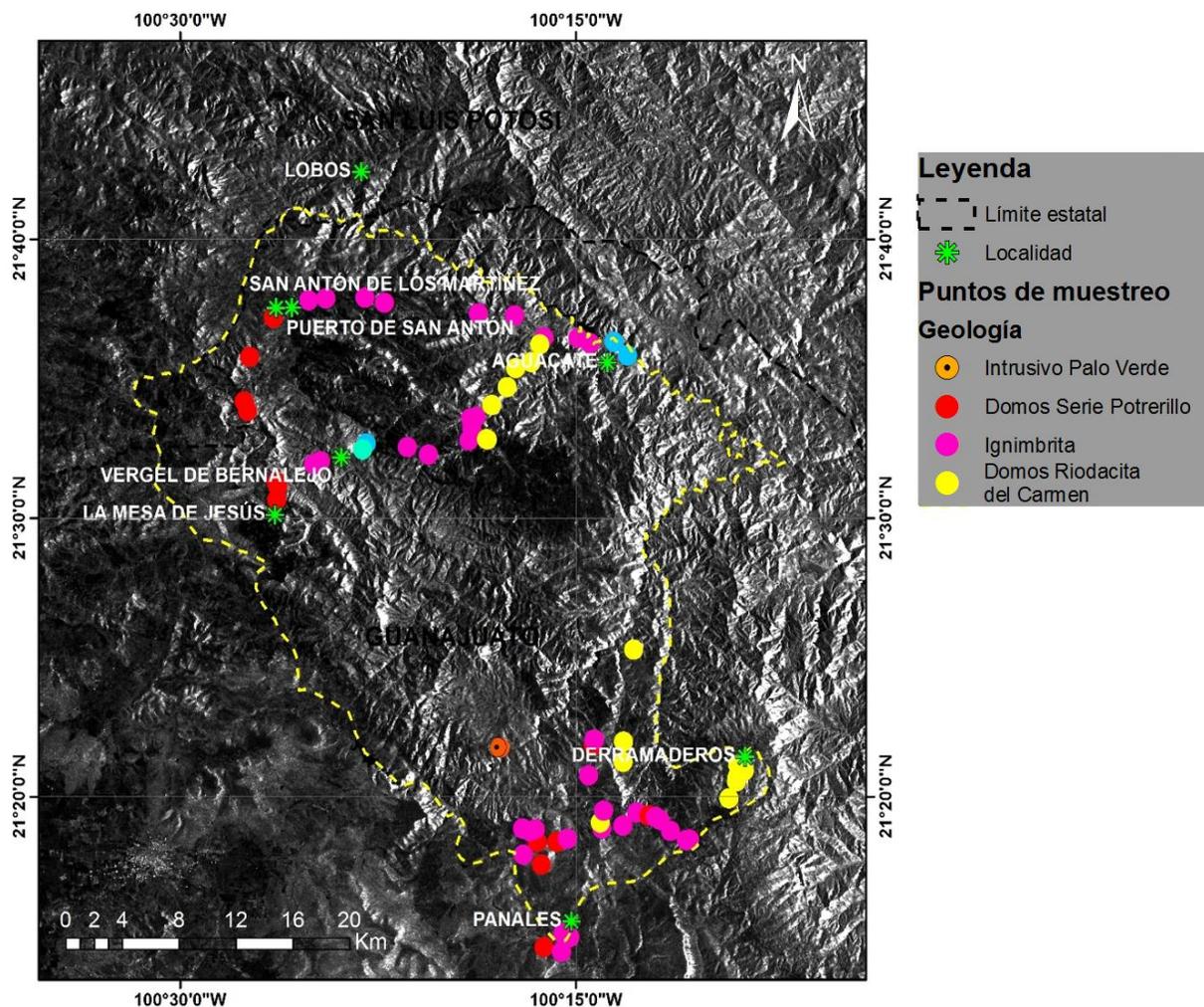


Figura 35. Imagen Sentinel, la línea discontinua amarilla limita el borde topográfico alrededor de la posible estructura caldérica.

Bajo estas condiciones se filtraron los lineamientos obtenidos en la imagen *Sentinel 1*, dividiendo la zona considerada de interés en 4 campos de acuerdo a la morfología interpretada (A, B, C, D; Figura 36). Se delimito además dos zonas, la primera como una posible área de influencia del evento de formación de la posible caldera, y una posible área de colapso en dónde fue observada la presencia de ignimbrita con espesores aproximados de 200 m a 400 m, aflorantes en su porción central (Figura 36). Este proceso se realizó en el módulo Línea del programa *PCI Geomatics* ya establecido para este tipo de metodologías utilizando los umbrales predefinidos.

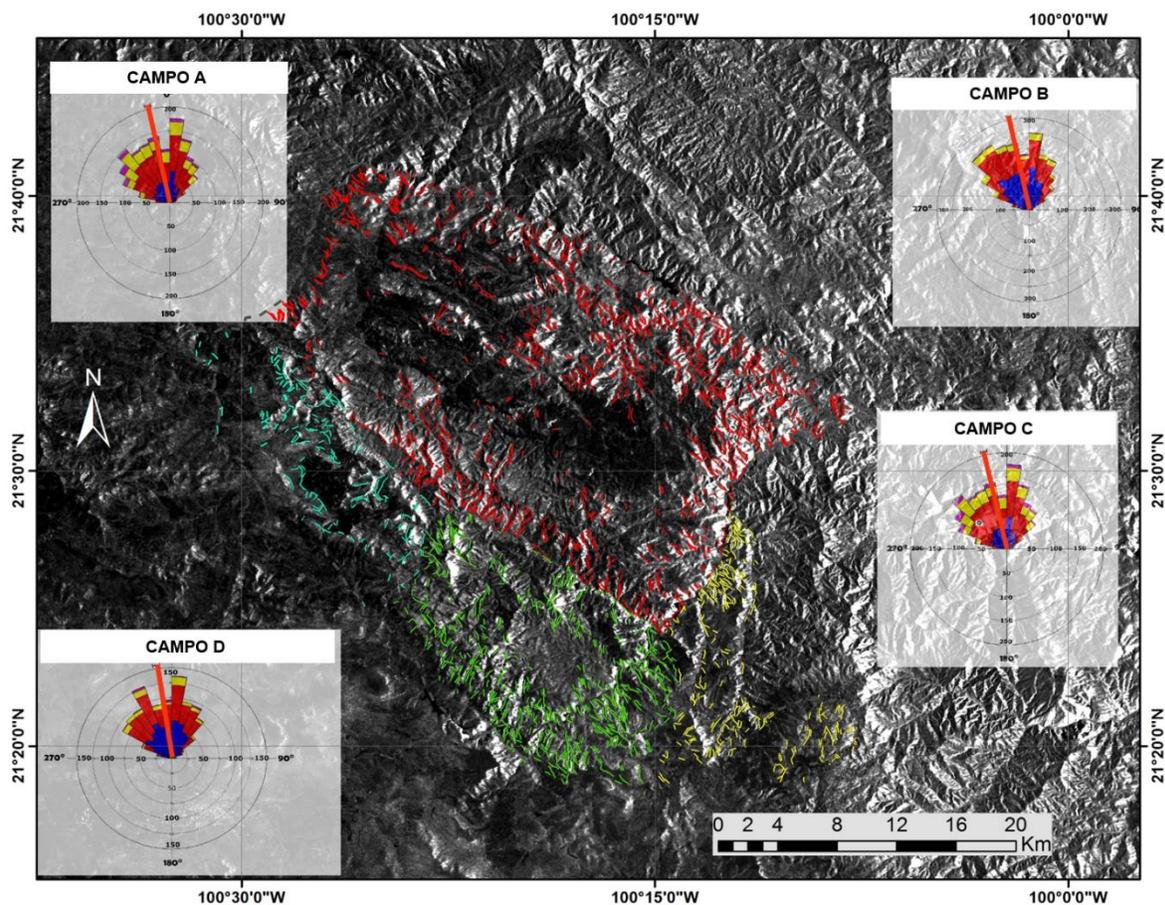


Figura 36. Imagen *Sentinel 1*, las líneas rojas pertenecen al Campo B el cual se determinó como probable área de colapso de la posible estructura de colapso, las líneas verdes, amarillas y azules corresponden a los campos A, C y D respectivamente, las cuales son interpretadas como área de influencia de los domos resultantes de el proceso de formación de calderas.

Los Lineamientos obtenidos en las imágenes de *RADAR Sentinel 1*, fueron analizados en el *software Oriana*, mediante la estadística circular, resultando los

estereogramas correspondientes a los cuatro campos identificados, de los cuales los campos A, C y D muestran una tendencia estructural NW-SE entre los 0° y 10° y un vector medio de 348° para los campos A y C, para el campo B es de 351°; el campo B no tiene una tendencia preferencial de los lineamientos aunque de forma general se diría que su tendencia es de 310° a 340° y de 0° a 10° con un vector medio de 348°.

En el caso del *DEM ALOS PALSAR* marcan una tendencia estructural amplia entre 310° y 330°, con un vector medio de 327°

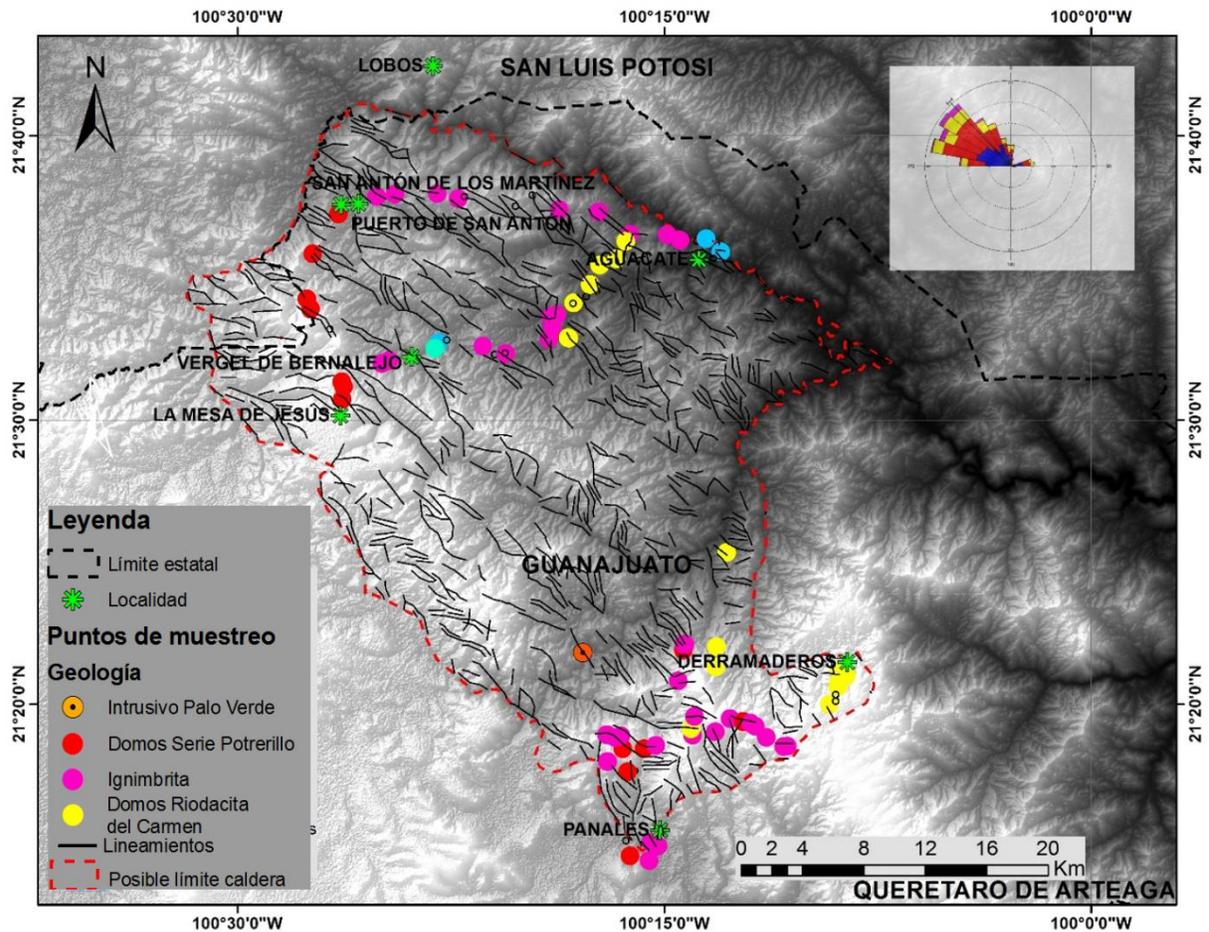


Figura 37 . Lineamientos estructurales obtenidos mediante la extracción automatizada, es visible la tendencia estructural NW- SE.

La combinación de los datos estructurales *Sentinel 1* y *MDE ALOS PALSAR* obtenidos fueron combinados con el objetivo de resaltar y mejorar la perspectiva del control estructural, esto facilitó el reconocimiento de una posible zona de colapso así como un área de influencia de los domos correspondientes a las unidades Riodacita y Serie Potrerillo (Figura 38)

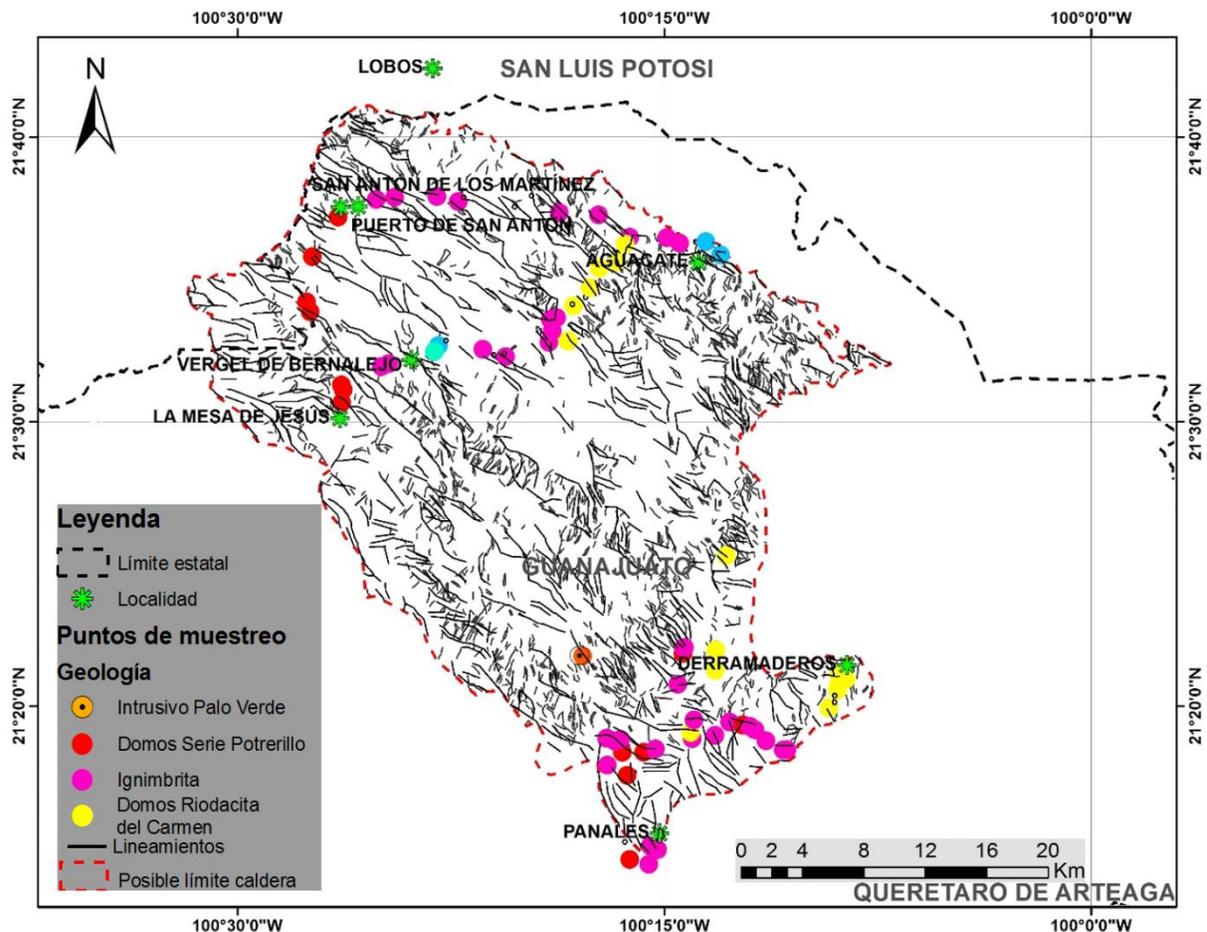


Figura 38. Combinación de rasgos estructurales Sentinel 1 y MDE Alos-PALSAR los cuales resaltan el área perteneciente al posible colapso de la caldera, así como los domos que la circulan.

En base a la interpolación de los datos bibliográficos y los puntos de control se obtuvo el modelo morfo-tectónico de la posible caldera San Antón, como la posible fuente de emisión de volúmenes ignimbríticos grandes, con una dimensión aproximada en sus ejes mayores de 33x20 km (Figura 40).

El análisis visual a detalle del cociente de bandas 5/7-3/5-3/1 permitió la extracción litológica de interés (ignimbritas, riodacitas y Serie Potrerillo), la diferencia textural

en las zonas con vegetación fue considerada y resultó viable para este trabajo dado que se sabía que de acuerdo a la a la altitud y litología se tenía un tipo de vegetación característico, en base a esto se delimito la probable área de influencia de cada una de las unidades litológicas de interés dentro de la posible la caldera. Cabe mencionar que el análisis visual destaca un área y estructura a diferenciar y el cual pudiera estar influenciado por el intrusivo Palo Verde el cual está ligado a la historia geológica de la ignimbrita, pero al únicamente contar con un punto de muestreo verificado, solamente se sugiere su presencia (Figura 39).

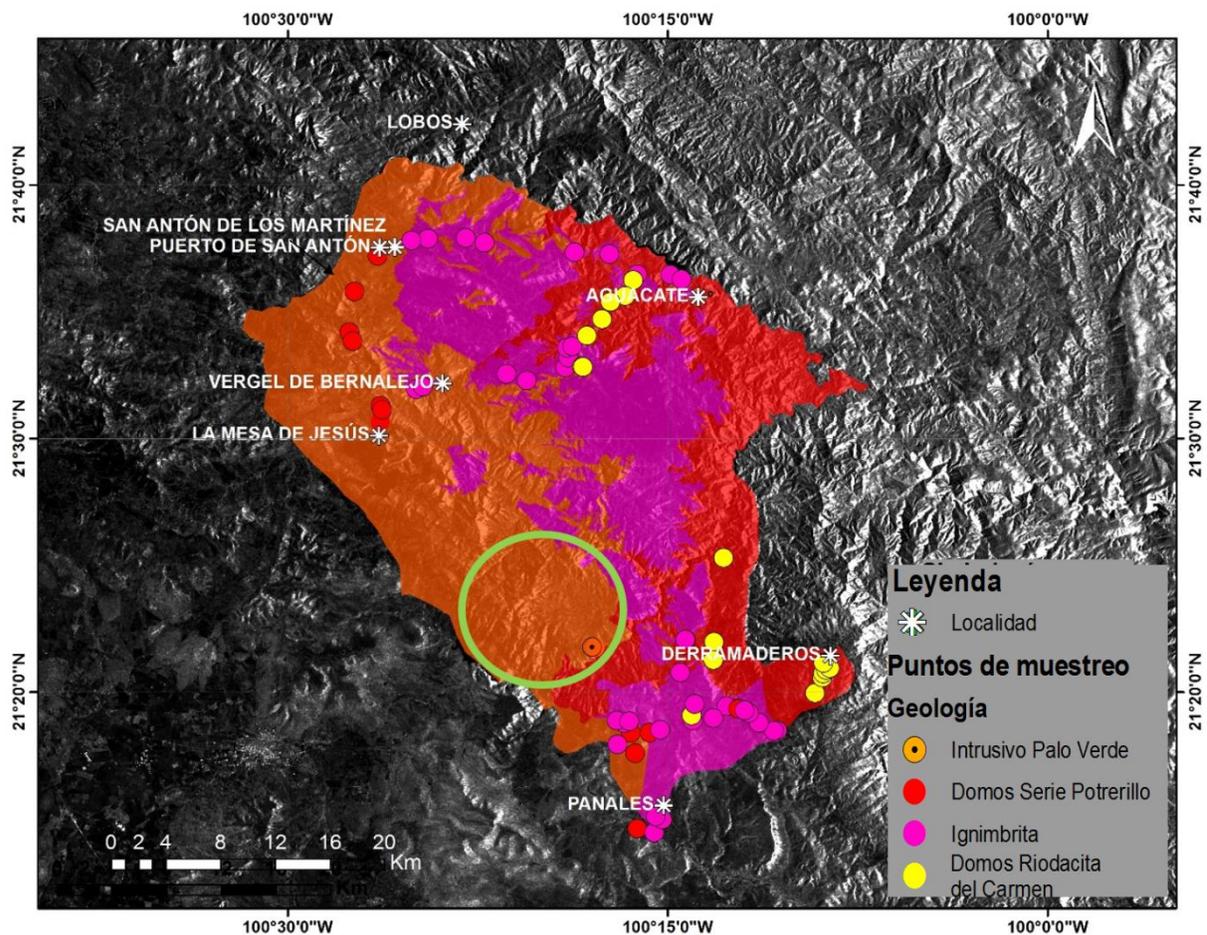


Figura 39. Modelo de la probable área de influencia de las unidades litológicas de interés generado a partir del análisis visual del cociente de bandas 5/7-3/5-3/1. La circunferencia en verde sugiere la posible presencia del intrusivo Palo Verde,

El modelo morfo-estructural fue el resultado de la combinación de los lineamientos obtenidos en la imagen *Sentinel 1* y *MDE ALOS PALSAR*, combinado con la geología extraída del análisis visual de la imagen *Sentinel 2*.

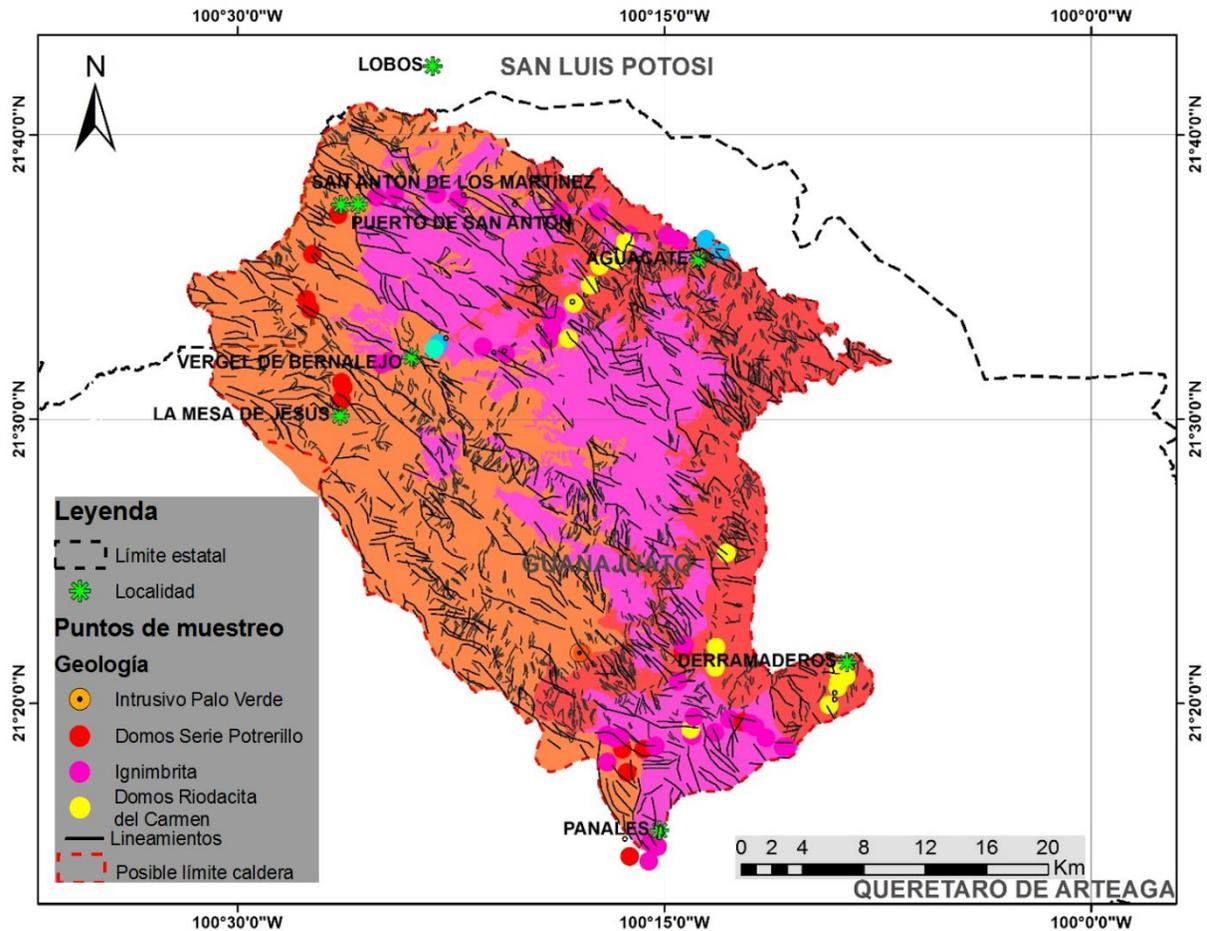


Figura 40. Modelo morfo-estructural generado a partir de la combinación de lineamientos obtenidos en la imagen Sentinel 1 y MDE ALOS PALSAR y la geología obtenida por el análisis visual del cociente de bandas 5/7-3/5-3/1.

Los datos obtenidos ponen a discusión lo propuesto por Grasel (1979) en cuanto a la ubicación de la posible caldera volcánica emisora de la Ignimbrita Santa María, cuya estructura fue denominada como la caldera de Milpa Grande (Figura 40). La geología descrita en la Hoja Salitrera Esc. 1:50 000 la distribución de la ignimbrita sugirió la posible caldera en la porción sur de la caldera Milpa Grande, aunque posteriormente se ha visto que sus espesores son de pocos metros y de tipo distal, mientras que en las zonas del Vergel del Bernalejo y San Antón, Guanajuato, los espesores son más gruesos hasta 400 m aflorantes (Figura 41), por lo que se sospecha que la caldera no se encuentra donde se propuso anteriormente, sospechando ahora que se encuentra más al sur, por las evidencias de cadenas de domos periféricos y megabrechas en el Río Santa María.

Estos criterios llevaron a realizar un estudio previo utilizando herramientas geomáticas para tratar de localizar los posibles límites de esta caldera utilizando rasgos morfoestructurales.

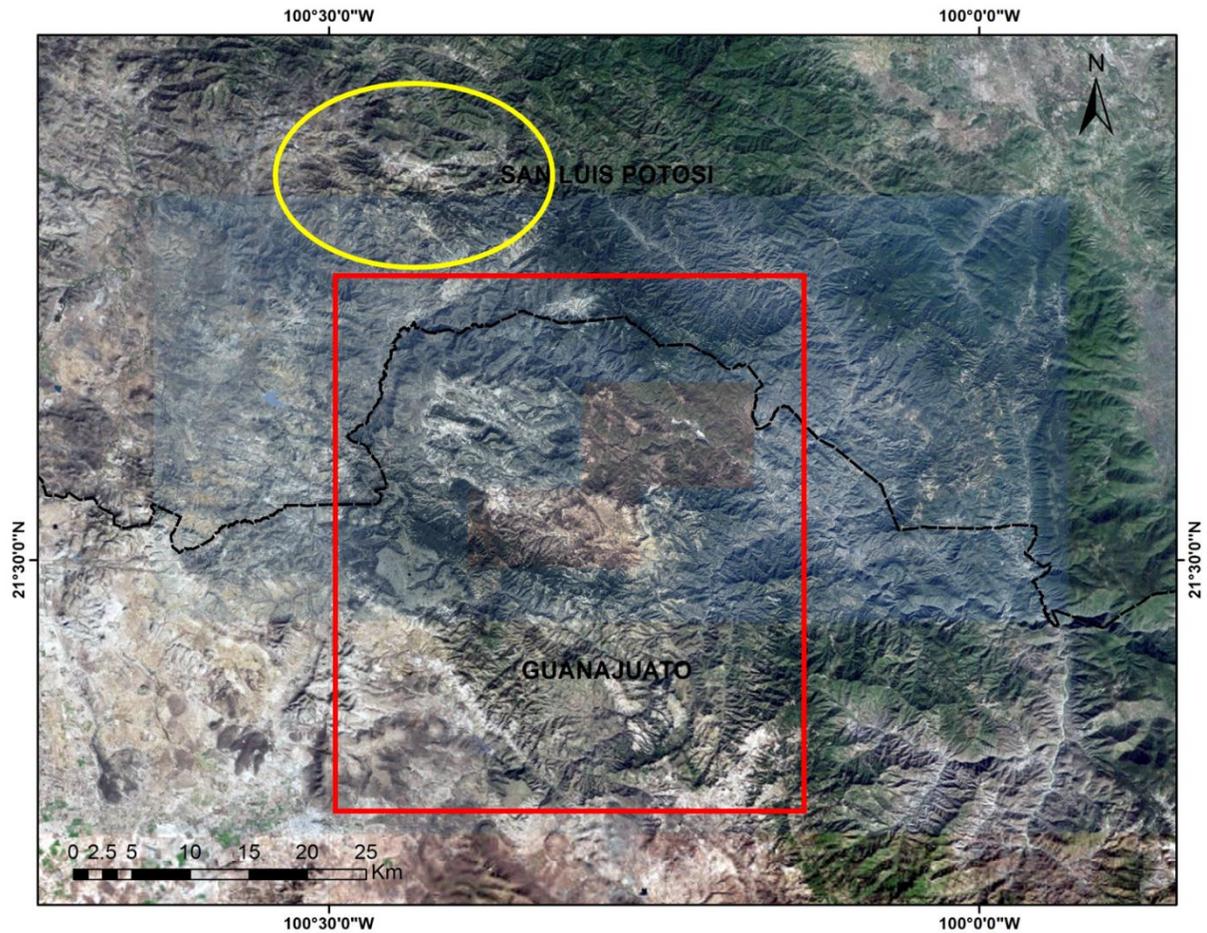


Figura 41. La línea amarilla engloba de forma general el área propuesta como Caldera Milpa Grande (Grasel, 1979), la línea roja muestra el área donde se propone en este trabajo la existencia de la posible caldera.

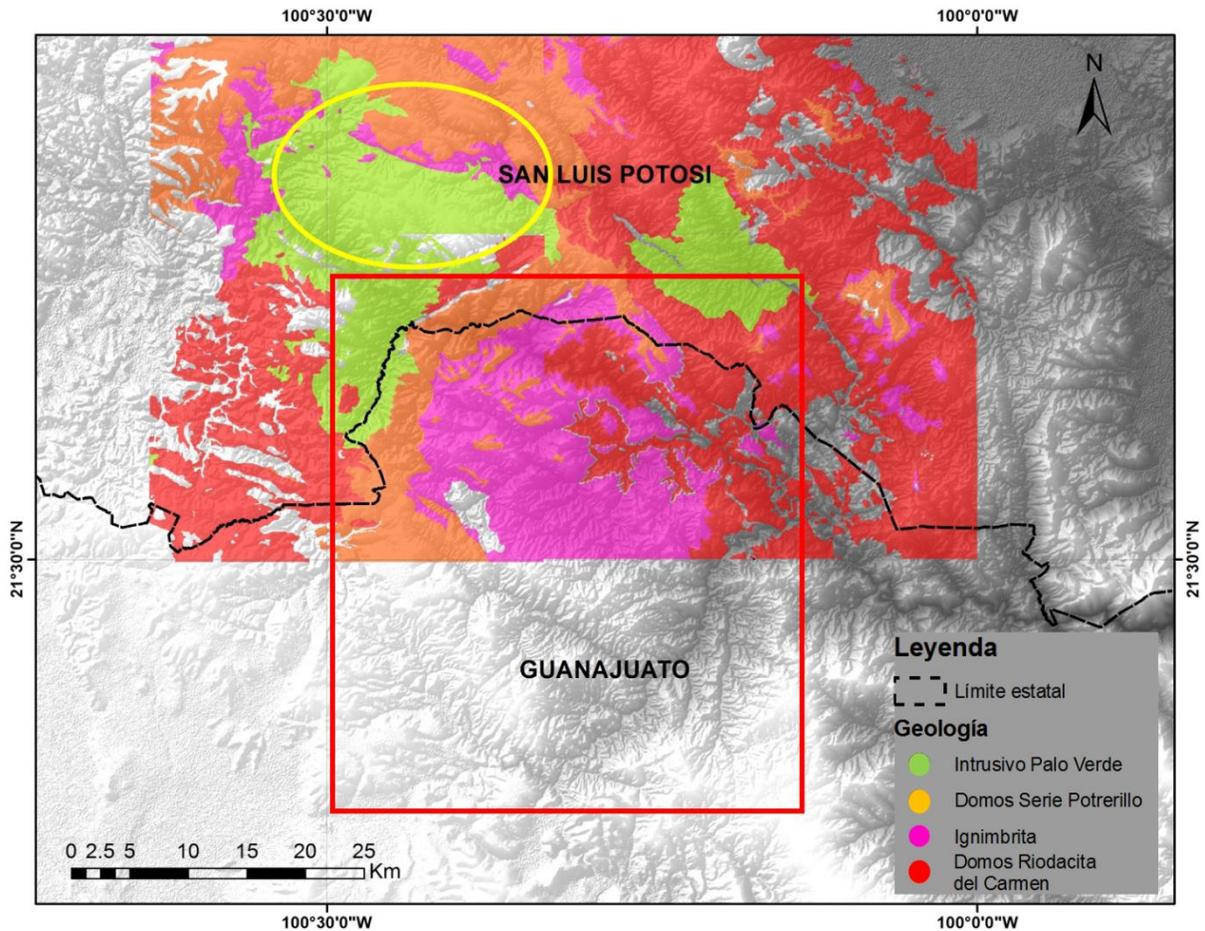


Figura 42. La línea amarilla engloba la zona de la posible ubicación de la Caldera Milpa Grande donde se observa la predominancia del intrusivo Palo Verde, la línea roja engloba el área de ubicación de la posible Caldera San Antón, predomina la presencia de la ignimbrita. La litología de comparación se basa en la cartografía realizada en los Folletos Técnicos número 94 y 67.

De acuerdo con lo anterior, y al definir su posible ubicación y extensión se puede proponer de acuerdo a los resultados una estructura caldérica, definiendo tres zonas relevantes: una zona central compuesta principalmente de ignimbrita con espesores de ~ 400 a 800 m, un anillo de domos pre-caldera que delimitan el borde semi-circular de la posible caldera en la porción nororiente y sur oriente (Riodacita del Carmen) y un anillo periférico de domos post-caldera (Dacita Potrerillo) en la porción norponiente.

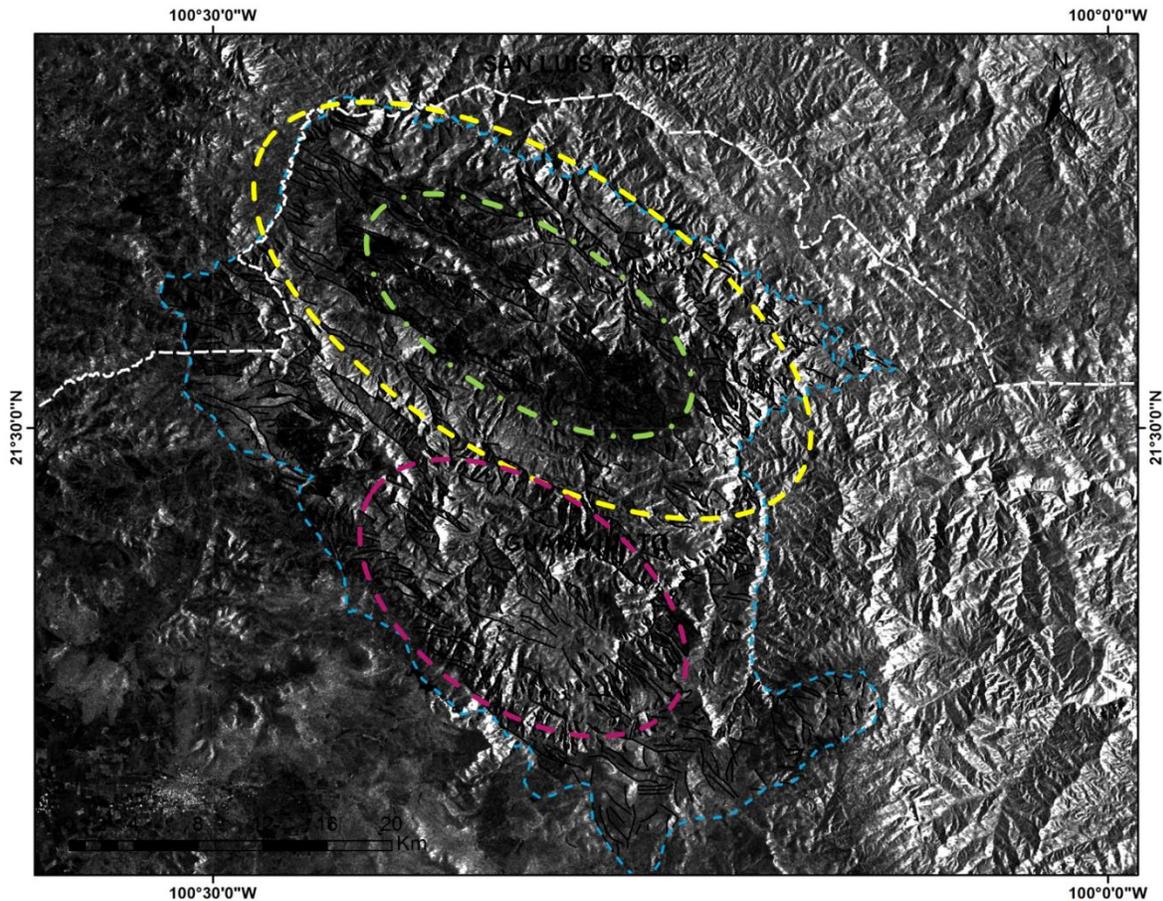


Figura 43. En la imagen Sentinel 1 se muestra de forma general tres zonas relevantes identificadas, la línea verde delimita la zona de influencia de los grandes paquetes ignimbríticos, la línea amarilla señala la presencia del anillo de domos pre-caldera y post-caldera, la línea magenta señala la posible zona de influencia del Intrusivo Palo Verde.

Estas estructuras ya comprobadas pudieran ser evidencia que apoyen la posible presencia de una caldera de colapso (Figura 43).

De acuerdo con el objetivo de este trabajo cabe remarcar que el análisis geomático, pretende ser una herramienta muy útil para determinar de acuerdo a rasgos morfoestructurales la posible presencia en este sitio de una caldera, lo cual tendrá que ser comprobado con estudios posteriores de campo, para localizar los elementos estructurales que definen una caldera de colapso, y que en caso de comprobarse se le denominará caldera de San Antón.

CONCLUSIONES

- El objetivo principal de esta tesis fue el localizar una posible caldera de colapso ubicada en los límites de los estados de San Luis Potosí y Guanajuato para la cual se está proponiendo el nombre de “Caldera de San Antón”.

- En este trabajo se considera que esta posible caldera emitió ignimbritas silíceas voluminosas las cuales se extienden por toda el área que ocupa el CVRSM. Las evidencias de su presencia se observaron en primera instancia con estudios de campo que permitieron localizar anillos de domos dispuestos en estructuras circulares, megabrechas en la zona del Río Santa María y afloramientos de ignimbrita con espesores superiores a 800 m..

- Estudios previos habían propuesto que la zona de emisión de estos piroclásticos se encontraba en la porción norte del CVRSM. Sin embargo, las observaciones de campo realizadas hacia el sur de esta zona, permitieron constatar que en la zona de Milpa Grande, los paquetes de ignimbritas presentan una estructura distal, con espesores inferiores a los que se presentan al sur, en la zona de San Antón, donde alcanzan más de 800 m.

- El análisis mediante técnicas de geomática que incorporan el uso de imágenes satelitales multiespectrales, de RADAR y el MDE ALOS-PALSAR ayudaron a extraer los principales rasgos morfológicos que permiten sugerir la ubicación de esta posible caldera.

-El uso de imágenes de satélite *Sentinel 1 y 2*, RADAR y MDE *ALOS-PALSAR* como herramienta en el análisis geológico-estructural, generó información relevante para iniciar el tema de discusión acerca de la posible existencia de la caldera volcánica que aquí se propone como “Caldera de San Antón” como potencial fuente de emisión de los paquetes ignimbriticos voluminosos en el CVRSM.

-La combinación de bandas 12-11-2 realizada en la imagen Sentinel 2B (Sentinel Hub, 2017) no resalta la litología en el área deseada a pesar de ser la combinación recomendada para el análisis geológico, la combinación de cocientes de bandas 5/7-3/5-3/1, permitió discriminar de manera visual y extraer la litología de interés para este trabajo, resulta relevante el hecho de que permitió la discriminación litológica a pesar de la densidad y diversidad vegetal, siendo congruentes con lo encontrado en el recorrido de campo.

-Las áreas con afloramientos de ignimbrita, riolacita y litología serie potrerillo, delimitadas mediante análisis visual sobre las imágenes Sentinel-2B presentan una buena correlación (superior al 90%) con respecto a lo observado en campo. Esto permite constatar que las imágenes Sentinel-2B permitieron delimitar con buena exactitud el área de influencia de la litología antes mencionada, la cual queda incluida en el esquema morfo-estructural de la posible caldera San Antón.

-En el caso de las imágenes *Sentinel 1* vs *DEM ALOS PALSAR*, ambos análisis mostraron información estructural relevante. El *DEM ALOS PALSAR* permite un primer acercamiento para delimitar el área perteneciente a la posible caldera San Antón así como la extracción de los rasgos lineales correspondientes a la tendencia de disposición de las crestas o cimas de los domos tanto pre-caldera como post caldera, lo cual se determinó con una tendencia SW-NE con un vector medio de 327°.

-La imagen Sentinel-1 muestra un excelente análisis visual dadas los realces morfológicos generados en la imagen, a pesar de que estas imágenes son utilizadas en su mayoría para análisis de interferometría, resultan ser una herramienta muy útil en el análisis de lineamientos a detalle. Para el caso de este trabajo, los resultados extraídos de esta imagen, permiten establecer una tendencia preferencial NE-SE oscilando de 0°-10° con un vector medio de 348°, para los valles formados entre las cimas asignados a los campos A, B y C. Mientras que para el campo D, se observa una tendencia estructural circular muy definida con una

mayoría 20°-30° y 330°-340° y, la cual contiene un punto de muestreo del intrusivo Palo Verde. Esta unidad no fue detallada por la falta de puntos de control de la misma.

-La integración los resultados obtenidos con todas las técnicas geomáticas es ideal para definir las tendencias estructurales a detalle y para realzar la morfología existente, logrando determinar así la presencia de una posible estructura caldérica cuyas dimensiones abarcan 32 km en dirección NW-SE y 22 km en dirección SW-NE.

-Los resultados obtenidos en este trabajo permiten establecer un contraste entre la sugerencia de la posible Caldera San Antón como la fuente emisora de la Ignimbrita Santa María-El Órgano, con lo propuesto por Grassel (1979) y Labarthe-Hernández *et al.* (1984) que sitúan a la Caldera Milpa Grande como la fuente emisora de dicha ignimbrita.

- De acuerdo a la ubicación y extensión de la posible Caldera San Antón, se delimitaron tres zonas relevantes: a) una constituida principalmente por la ignimbrita cuyos espesores varían entre 400 y 800 m, b) un anillo de domos pre-caldera y post-caldera delimitando el borde semi-circular de la posible caldera, y c) una posible estructura asociada al intrusivo Palo Verde relacionado a la posible caldera. Estas estructuras sugieren la posible presencia de una caldera de colapso que contrasta con lo reportado por diversos autores para esta región que ha sido relacionada a procesos de emplazamiento fisural (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 2008; Tristán-González *et al.*, 2009).

-Dado que el análisis de este estudio está fundamentado en el uso de herramientas de la geomática y verificación general de campo, se hacen necesarios trabajos posteriores de análisis geoquímicos, estudios estructurales y análisis espectrales más detallados para determinar las características y el tipo de caldera correspondiente a San Antón.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Díaz, G. (1996). Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(1), 10-51.
- Aguirre-Díaz, G. J., Nelson, S. A., Ferrari, L., & López-Martínez, M. (1997). Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan Calderas (Querétaro-Hidalgo). *Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico-A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: México, DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión, 1*, 1-39.
- Aguirre-Díaz, G. J., & López-Martínez, M. (2001). The Amazcala caldera, Queretaro, Mexico. Geology and geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111(1-4), 203-218.
- Aguirre-Díaz, G. J., & McDowell, F. W. (1991). The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B8), 13373-13388.
- Aguirre-Díaz, G. J. (2008). Types of collapse calderas. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* (Vol. 3, No. 1, p. 012021). IOP Publishing.
- Aguirre-Díaz, G. J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J., & Gutiérrez-Palomares, I. (2008). The ignimbrite flare-up and graben calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico. *Developments in Volcanology*, 10, 143-180.
- Adair, M., & Guindon, B. (1990). Statistical edge detection operators for linear feature extraction in SAR images. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 16(2), 10-19.
- Aldalur, B., & Santamaría, M. (2002). Realce de imágenes: filtrado espacial. *Revista de teledetección*, 17, 31-42.
- Alaska Satellite Facility (ASF). Recuperado 10 de agosto de 2017 de <https://www.asf.alaska.edu/>

- Álvarez, P. (2012). Aplicaciones de geomática para la toma de decisiones. *Revista Internacional de Estadística y Geografía*, 3(1), 90-99.
- Ali, E., O El Khidir, S., AA Babikir, I., & M Abdelrahman, E. (2012). Landsat ETM+ 7 digital image processing techniques for lithological and structural lineament enhancement: case study around Abidiya area, Sudan. *The Open Remote Sensing Journal*, 5(1).
- Altın, T. B., & Altın, B. N. (2011). Drainage morphometry and its influence on landforms in volcanic terrain, Central Anatolia, Turkey. *Procedia-Social and Behavioral Sciences*, 19, 732-740.
- Aramaki, S. (1984). Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, ~ 22,000 years ago. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B10), 8485-8501.
- Bailey, R. A., Dalrymple, G. B., & Lanphere, M. A. (1976). Volcanism, structure, and geochronology of long valley caldera, Mono County, California. *Journal of Geophysical Research*, 81(5), 725-744.
- Bedell, R. L. (2001). Geological mapping with ASTER satellite: new global satellite data that is a significant leap in remote sensing geologic and alteration mapping. *Special Publication Geology Society of Nevada*, 33, 329-334.
- Bellier, O., & Sébrier, M. (1994). Relationship between tectonism and volcanism along the Great Sumatran fault zone deduced by SPOT image analyses. *Tectonophysics*, 233(3-4), 215-231.
- Behnia, P., Harris, J. R., Rainbird, R. H., Williamson, M. C., & Sheshpari, M. (2012). Remote predictive mapping of bedrock geology using image classification of Landsat and SPOT data, western Minto Inlier, Victoria Island, Northwest Territories, Canada. *International journal of remote sensing*, 33(21), 6876-6903.
- Beresford, S. W., & Cole, J. W. (2000). Kaingaroa Ignimbrite, Taupo volcanic zone, New Zealand: evidence for asymmetric caldera subsidence of the Reporoa caldera. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43(3), 471-481.
- Bonham-Carter, G. F. (1994). Geographic information systems for geoscientists-modeling with SIG. *Computer methods in the geoscientists*, 13, 398.

- Bonham-Carter, G. F. (2014). *Geographic information systems for geoscientists: modelling with SIG* (Vol. 13). Elsevier.
- Bovik, A. C. (1988). On detecting edges in speckle imagery. *IEEE Transactions on Acoustics, Speech, and Signal Processing*, 36(10), 1618-1627.
- Budkewitsch, P., Newton G., Hynes, A., (1994). Characterization and extraction of linear features from digital images. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 20(3): 268-279.
- Branney, M. J., & Kokelaar, P. (1994). Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. *Geological Society of America Bulletin*, 106(4), 507-530.
- Branney, M. J. (1995). Downsag and extension at calderas: new perspectives on collapse geometries from ice-melt, mining, and volcanic subsidence. *Bulletin of Volcanology*, 57(5), 303-318.
- Branney, M. J., & Gilbert, J. S. (1995). Ice-melt collapse pits and associated features in the 1991 lahar deposits of Volcán Hudson, Chile: criteria to distinguish eruption-induced glacier melt. *Bulletin of Volcanology*, 57(5), 293-302.
- Burrough, P. A. (1986). *Principles of GIS for Land Resources Assessment*, Monographs on Soil and Resources Survey.
- Capra, L., Macías, J. L., & Garduño, V. H. (1997). The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, Mexico: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera. *GEOFISICA INTERNACIONAL-MEXICO-*, 36, 161-180.
- Carrillo-Bravo, J. (1971). La Plataforma de Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 23, 1-110. *Links*.
- Cas, R., & Wright, J. V. (2012). *Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions*. Springer Science & Business Media.
- Cengiz, O., Sener, E., & Yagmurlu, F. (2006). A satellite image approach to the study of lineaments, circular structures and regional geology in the Golcuk Crater district and its environs (Isparta, SW Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(2), 155-163.

- Chuvieco, E., Huete, A., 2010. Fundamentals of satellite remote sensing. CRC Press, Boca Raton, FL. p 418.
- Christiansen, R. L. (1984). Yellowstone magmatic evolution: Its bearing on understanding large-volume explosive volcanism. *Explosive Volcanism Inception, Evolution, and Hazards*.
- Cole, J. W., Milner, D. M., & Spinks, K. D. (2005). Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, 69(1), 1-26.
- Cruz-García, C. M. (2016). Leopold von Buch (1774-1853), las Islas Canarias, y el origen de la teoría de los cráteres de elevación. *Llull, Revista de la Sociedad Española de Historia de las Ciencias y de las Técnicas*, 39(83), 73-101.
- Chang, K. T. (2006). *Geographic information system* John Wiley & Sons, Ltd.
- Deslandes, S., & Gwyn, Q. H. J. (1991). Evaluation de SPOT et SEASAT pour la cartographie des linéaments: comparaison basée sur l'analyse de spectres de Fourier. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 17(2), 98-110.
- De Sève, D., Desjardins, R., & Toutin, T. (1994). Contribution des données radar d'ERS-1 dans l'appréhension de l'organisation des linéaments: le cas de l'astroblème de Charlevoix. *Canadian journal of remote sensing*, 20(3), 233-244.
- Dong, P., & Chen, Q. (2017). *LiDAR Remote Sensing and Applications*. CRC Press.
- Druitt, T. H., & Sparks, R. S. J. (1984). On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature*, 310(5979), 679-681.
- Druitt, T. H., & Francaviglia, V. (1992). Caldera formation on Santorini and the physiography of the islands in the late Bronze Age. *Bulletin of Volcanology*, 54(6), 484-493.
- European Space Agency (ESA). Recuperado 12 de agosto del 2017 de <https://www.esa.int/ESA>
- Escalante, B. (2006). Procesamiento digital de imágenes. *Universidad Nacional Autónoma de México, México*.
- Escher, B.C., 1929. On the formation of caldera's.- *Leidsche Geol. Meded.*, 3: 183-219. Escher, B.C., 1930. On the formation of caldera's.- *Proc. IV Pacific Sei. Congr.*, Batavia, 1929, II, B (Phys. Papers): 571-589.

- Favalli, M., & Pareschi, M. T. (2004). Digital elevation model construction from structured topographic data: the DEST algorithm. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 109(F4).
- Ferguson, J. F., Cogbill, A. H., & Warren, R. G. (1994). A geophysical-geological transect of the Silent Canyon caldera complex, Pahute Mesa, Nevada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B3), 4323-4339.
- Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquarè, G., & Tibaldi, A. (1991). Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47(1), 129-148.
- Ferriz, H., & Mahood, G. A. (1984). Eruption rates and compositional trends at Los Hornos volcanic center, Puebla, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B10), 8511-8524.
- Folch, A., & Martí, J. (2009). Time-dependent chamber and vent conditions during explosive caldera-forming eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 280(1), 246-253.
- Francis, P. W., & Baker, M. C. W. (1978). Sources of two large ignimbrites in the central Andes: some Landsat evidence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4(1-2), 81-87.
- Francis, P. (1983). Calderas volcánicas gigantes. *Investigación y Ciencia*, 83, 32-43.
- Francis, P. (2003). *Volcanoes. A planetary perspective*. Oxford University Press, Oxford, 443.
- Fridrich, C. J., Smith, R. P., DeWitt, E. D., & McKee, E. H. (1991). Structural, eruptive, and intrusive evolution of the Grizzly Peak caldera, Sawatch Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 103(9), 1160-1177.
- Gani, N. D., & Abdelsalam, M. G. (2006). Remote sensing analysis of the Gorge of the Nile, Ethiopia with emphasis on Dejen-Gohatsion region. *Journal of African Earth Sciences*, 44(2), 135-150.
- Guerrero Ibarra, C. A. (2012). Geología a detalle del vaso de la presa el Realito, municipio de Victoria, Guanajuato.

- Gottsmann, J., & Martí, J. (Eds.). (2011). *Caldera volcanism analysis, modelling and response* (Vol. 10). Elsevier.
- Grasel, P. C. (1979). *The reconnaissance geology of the La Salitrera mining district, San Luis Potosí, Mexico: Houston, Univ. Houston* (Doctoral dissertation, tesis de maestría, 218 p. (inédita)).
- Greeley, R. (2013). *Planetary landscapes*. Springer Science & Business Media.
- Gudmundsson, A. (1988). Formation of collapse calderas. *Geology*, 16(9), 808-810.
- Gudmundsson, A., Martí, J., & Turon, E. (1997). Stress fields generating ring faults in volcanoes. *Geophysical Research Letters*, 24(13), 1559-1562.
- Guoan, T. (2014). Progress of DEM and digital terrain analysis in China. *Acta Geographica Sinica*, 69(9), 1305-1325.
- Gupta, R. P. (2017). *Remote sensing geology*. Springer.
- Gürsoy, Ö., Kaya, Ş., Çakir, Z., Tatar, O., & Canbaz, O. (2017). Determining lateral offsets of rocks along the eastern part of the North Anatolian Fault Zone (Turkey) using spectral classification of satellite images and field measurements. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 8(2), 1276-1288.
- Hede, A. N. H., Koike, K., Kashiwaya, K., Sakurai, S., Yamada, R., & Singer, D. A. (2017). How can satellite imagery be used for mineral exploration in thick vegetation areas?. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(2), 584-596.
- Heiken, G., Krier, D., Snow, M. G., & McCormick, T. (1994). *Intracaldera volcanism and sedimentation-Creede caldera, Colorado* (No. LA-UR--95-2086; CONF-941088--2). Los Alamos National Lab., NM (United States).
- Henderson, F. M., & Lewis, A. J. (1998). Principles and applications of imaging radar. *Manual of remote sensing: Volume 2*.
- Henry, C. D., & Aranda-Gomez, J. J. (1992). The real southern Basin and Range: Mid-to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, 20(8), 701-704.
- Hernández-Hernández, I. (2017). Análisis geoespacial para la región volcánica de la Caldera de Ilopango "El Salvador". Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Tesis. 145 p.
- Hildreth, W., & Mahood, G. A. (1986). Ring-fracture eruption of the Bishop Tuff. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), 396-403.

- Ibrahim, W. S., Watanabe, K., & Yonezu, K. (2016). Structural and litho-tectonic controls on Neoproterozoic base metal sulfide and gold mineralization in North Hamisana shear zone, South Eastern Desert, Egypt: the integrated field, structural, Landsat 7 ETM+ and ASTER data approach. *Ore Geology Reviews*, 79, 62-77.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Recuperado el 15 de julio de 2017 de <http://www.inegi.org.mx>
- Jaboyedoff, M., Couture, R., & Locat, P. (2009). Structural analysis of Turtle Mountain (Alberta) using digital elevation model: toward a progressive failure. *Geomorphology*, 103(1), 5-16.
- James, M., (1987). Pattern Recognition. BSP Professional Books. London. 144.
- Jet Propulsion Laboratory (2017). Recuperado 23 de julio de 2017 de <https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>
- Koike, K., Nagano, S., & Kawaba, K. (1998). Construction and analysis of interpreted fracture planes through combination of satellite-image derived lineaments and digital elevation model data. *Computers & Geosciences*, 24(6), 573-583.
- Kokelaar, P., & Branney, M. J. (1996). Comment [on "On pyroclastic flow emplacement" by Maurizio Battaglia]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B3), 5653-5655.
- Komuro, H. (1987). Experiments on cauldron formation: a polygonal cauldron and ring fractures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31(1-2), 139-149.
- Kussmaul, S., & Brockmann, C. E. (1977). Satellitenbild-Auswertung in der Geologie.
- Labarthe-Hernández, G., & Tristán-González, M. (1980). Cartografía geológica hoja Santa María del Río. *San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico*, 67, 32.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., & Aranda-Gómez, J. J. (1982). Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí. *Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico*, 85(208), 1.

- Labarthe—Hernández, G., & Tristán—González, M. (1983). Relaciones estratigráficas y estructura del Cenozoico volcánico en la parte central del Estado de San Luis Potosí: Asociación de Ingenieros de Minas. *Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional*, 15, 421-456.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., & Aguillón-Robles, A. (1984). Cartografía geológica 1/50 000, Hoja Salitrera, San Luis Potosí. *Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico*, (94).
- Lambert, M. B. (1974). The Bennett Lake Cauldron subsidence complex, British Columbia and Yukon territory.
- Lavallée, Y., Stix, J., Kennedy, B., Richer, M., & Longpré, M. A. (2004). Caldera subsidence in areas of variable topographic relief: results from analogue modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129(1), 219-236.
- Lee, J. S. (1981). Speckle analysis and smoothing of synthetic aperture radar images. *Computer graphics and image processing*, 17(1), 24-32.
- Lillesand, T., Kiefer, R. W., & Chipman, J. (2014). *Remote sensing and image interpretation*. John Wiley & Sons.
- Lipman, P. W. (1984). The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B10), 8801-8841.
- Lipman, P. W. (1993). Geologic map of the Tucson Mountains caldera, Arizona. *US Geol Surv Misc Invest Map I-2205, scale, 1(48), 000*.
- Lipman, P. W., Dungan, M. A., Brown, L. L., & Deino, A. (1996). Recurrent eruption and subsidence at the Platoro caldera complex, southeastern San Juan volcanic field, Colorado: New tales from old tuffs. *Geological Society of America Bulletin*, 108(8), 1039-1055.
- Lipman, P. W. (1997). Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of volcanology*, 59(3), 198-218.
- Lipman, P. W. (2000). Calderas. *Encyclopedia of Volcanoes*, 643-662.

- Lu, P. F., & An, P. (1999). A metric for spatial data layers in favorability mapping for geological events. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 37(3), 1194-1198.
- Luojus, K. (2004). Snow covered area estimation using space-borne radar.
- Luiz, A. J. B., Gürtler, S. A. L. E. T. E., Gleriani, J. M., Epiphanyo, J. C. N., & Campos, R. C. (2003). Reflectância a partir do número digital de imagens ETM+. *Anais do XI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 2071-2078.
- Mahood, G. A., & Hildreth, W. (1986). Geology of the peralkaline volcano at Pantelleria, Strait of Sicily. *Bulletin of Volcanology*, 48(2), 143-172.
- Macdonald, G. A. (1972). *Volcanoes*, 510 pp.
- Magee, C., Bastow, I. D., van Wyk de Vries, B., Jackson, C. A. L., Hetherington, R., Hagos, M., & Hoggett, M. (2017). Structure and dynamics of surface uplift induced by incremental sill emplacement. *Geology*, 45(5), 431-434.
- Marchionni, D., Rolleri, E., & Cavayas, F. (2000, March). Potentiel de Détection des Traits Structuraux d'un Territoire Semi-Désertique sur des Images RADARSAT: Le Cas du Macizo del Deseado, Argentina. In *SAR workshop: CEOS Committee on Earth Observation Satellites* (Vol. 450, p. 479).
- Marchionni, D., & Schalamuk, I. (2010). Aplicación de la teledetección espacial óptica y de radar para el análisis geológico y la detección de áreas mineralizadas en el sector central del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(4), 592-607.
- Marchionni, D. S., & Cavayas, F. (2014). La teledetección por radar como fuente de información litológica y estructural: Análisis espacial de imágenes SAR de RADARSAT-1. *Geoacta*, 39(1), 62-89.
- Martí, J., Ablay, G. J., REDSHAW, L. T., & Sparks, R. S. J. (1994). Experimental studies of collapse calderas. *Journal of the Geological Society*, 151(6), 919-929.
- Martí, J., Folch, A., Neri, A., & Macedonio, G. (2000). Pressure evolution during explosive caldera-forming eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 175(3), 275-287.

- Michon, L., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Bachèlery, P., & Marti, J. (2007). April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: a new example of caldera formation. *Geophysical Research Letters*, *34*(21).
- Milner, D., Cole, J., & Wood, C. (2002). Asymmetric, multiple-block collapse at Rotorua Caldera, Taupo volcanic zone, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, *64*(2), 134-149.
- Miller, C. L., & Laflamme, R. A. (1958). *The Digital Terrain Model-: Theory & Application*. MIT Photogrammetry Laboratory.
- Mori, J., McKee, C., Itikarai, I., Lowenstein, P., de Saint Ours, P., & Talai, B. (1989). Earthquakes of the Rabaul seismo-deformational crisis September 1983 to July 1985: Seismicity on a caldera ring fault. In *Volcanic hazards* (pp. 429-462). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Moore, I., & Kokelaar, P. (1998). Tectonically controlled piecemeal caldera collapse: A case study of Glencoe volcano, Scotland. *Geological Society of America Bulletin*, *110*(11), 1448-1466.
- Oikonomidis, D., & Pavlides, S. (2017). Geological mapping of Santorini Volcanic island (Greece), with the combined use of Pleiades 1A and ENVISAT satellite images. *Arabian Journal of Geosciences*, *10*(7), 175.
- Olaya, V. (2009). Sistemas de información geográfica. *Cuadernos Internacionales de Tecnología para el Desarrollo Humano*, 2009, núm 8.
- PCI Geomatics recuperado el 13 de julio de 2017 de <http://www.pcigeomatics.com/>
- Ponko, S. C., & Sanders, C. O. (1994). Inversion for P and S wave attenuation structure, Long Valley caldera, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *99*(B2), 2619-2635.
- Pradal, E., & Robin, C. (1994). Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico. *Journal of volcanology and geothermal research*, *63*(3-4), 201-215.
- Pratt, W. K., (1991). *Digital Image Processing*, John Wiley & Sons, 2nd edition, Toronto.

- Raharimahefa, T., & Kusky, T. M. (2006). Structural and remote sensing studies of the southern Betsimisaraka Suture, Madagascar. *Gondwana Research*, 10(1), 186-197.
- Raharimahefa, T., & Kusky, T. M. (2009). Structural and remote sensing analysis of the Betsimisaraka Suture in northeastern Madagascar. *Gondwana Research*, 15(1), 14-27.
- Ramos, V.A., 1977. Basement tectonics from LANDSAT imagery in mining exploration. *Geol. Mijnbouw*, 56: 243--252.
- Raucoules, D., & Thomson, K. P. B. (2000). Edge detection on SAR images using local Fourier Transforms and multiscale approach. *Canadian journal of remote sensing*, 26(1), 12-17.
- Reck, H. (1928). Zur Deutung der vulkanischen Geschichte und der Calderabildung auf der Insel La Palma. *Zeitschr. Vulkanologie*, 11, 217-243.
- Rigol-Sánchez, J. P. (2000). *Aplicación de Sistemas de Información Geográfica y Teledetección en exploración minera: Granada, España, Universidad de Granada* (Doctoral dissertation, tesis doctoral, 415 p).
- Rittmann, A. (1962). Volcanoes and their activity [translated from 2nd German edition by EA Vincent].
- Robinson, C. A. (2002). Application of satellite radar data suggest that the Kharga Depression in south-western Egypt is a fracture rock aquifer. *International Journal of Remote Sensing*, 23(19), 4101-4113.
- Rocha Rocha, M. (2008). Yacimientos de Celestina en la Plataforma Valles-San Luis Potosí.
- Roche, O., Druitt, T. H., & Merle, O. (2000). Experimental study of caldera formation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B1), 395-416.
- Rodriguez-Gonzalez, A., & Fernandez-Turiel, J. L. (2015). Las geoformas volcánicas y su modelado morfométrico con Sistemas de Información Geográfica (SIG). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23(1), 40.
- Rowley, P., & Anderson, R. E. (1996). The syntectonic caldera: a new caldera type bounded by synchronous linear faults (abstrÖcchs256). In *Geol Soc Am (abstracts with programs)* (Vol. 28, p. 449).

- Sabins, F. F. (1999). Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 14(3), 157-183.
- Sadek, M. F., & Hassan, S. M. (2012). Application of Egyptsat-1 and Landsat-ETM data fusion in discrimination of volcanic and granitic rocks at Gabal Gharib area, northeastern Egypt. *Aust J Basic Appl Sci*, 6(13), 471-480.
- Sandberg, C. G. S. (1927). Over een nieuwen grondslag ter verklaring van het Caldera Probleem. *Kon. Akad. Wet., Verslag Afd. Natuurkunde*, 36, 1165-1183.
- Sanders, C. O. (1984). Location and configuration of magma bodies beneath Long Valley, California, determined from anomalous earthquake signals. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B10), 8287-8302.
- Sanders, C. O., & Nixon, L. D. (1995). S wave attenuation structure in Long Valley Caldera, California, from three-component S-to-P amplitude ratio data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12395-12404.
- Santos Basurto, R., López Quiroz, P., Carrasco Núñez, G., & Doin, M. (2017, May). Surface Deformation of Los Humeros Caldera, Mexico, Estimated by Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR). 2014, American Geophysical Union Fall Meeting.
- Scandone, R. (1990). Chaotic collapse of calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42(3), 285-302.
- Sentinel Hub by sinerge. Recuperado el 2 de agosto de 2017 de <https://www.sentinel-hub.com>
- Segerstrom, K., & Maldonado-Koerdell, M. (1956). Estratigrafía y Tectónica del Cenozoico entre México, DF y Zimapán, Hidalgo. In *Estratigrafía del Cenozoico y del Mesozoico a lo largo de la carretera entre Reynosa, Tamaulipas y México, DF, Tectónica de la Sierra Madre Oriental (Guía de Excursiones)*, en XX Congreso Geológico Internacional, México, DF (pp. 311-322).
- Segerstrom, K. (1961). Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y del noreste del Estado de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13(3-4), 147-168.

- Serra, R., Valette, A., Taji, A., & Emsley, S. (2017, April). Radiometric & Geometric normalization of Sentinel optical data and VHR data to build-up time-series, an example in Tonga for the monitoring of mangrove health vs. climate change. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 19, p. 19509).
- Singhroy, V., & Saint-Jean, R. (1999). Effects of relief on the selection of RADARSAT-1 incidence angle for geological applications. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 25(3), 211-217.
- Smith, R. L. (1960). Ash flows. *Geological Society of America Bulletin*, 71(6), 795-841.
- Smith, R. L., & Bailey, R. A. (1968). Resurgent cauldrons. *Geological Society of America Memoirs*, 116, 613-662.
- Solikhin, A., Thouret, J. C., Gupta, A., Harris, A. J., & Liew, S. C. (2012). Geology, tectonics, and the 2002–2003 eruption of the Semeru volcano, Indonesia: Interpreted from high-spatial resolution satellite imagery. *Geomorphology*, 138(1), 364-379.
- Stix, J., Kennedy, B., Hannington, M., Gibson, H., Fiske, R., Mueller, W., & Franklin, J. (2003). Caldera-forming processes and the origin of submarine volcanogenic massive sulfide deposits. *Geology*, 31(4), 375-378.
- Tilling, R. I., Koyanagi, R. Y., Lipman, P. W., Lockwood, J. P., Moore, J. G., & Swanson, D. A. (1976). *Earthquakes and related catastrophic events, island of Hawaii, November 29, 1975; a preliminary report* (No. 740). US Geological Survey.
- Tristán-González, M. (1986). Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato. *México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico*, 107, 91.
- Tristán-González, M. (2008). Evolución tectono-magmática durante el Paleógeno en la porción sur-oriental de la Mesa Central. *Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias ([Tesis de Doctorado], 207 pp.)*.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., Bellon, H., López-Doncel, R., ... & Labarthe-Hernández, G.

- (2009). Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 287-303.
- Tobisch, O. T., Fiske, R. S., Saleeby, J. B., Holt, E., & Sorensen, S. S. (2000). Steep tilting of metavolcanic rocks by multiple mechanisms, central Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, 112(7), 1043-1058.
- Ulaby, F. T., & Elachi, C. (1990). Radar polarimetry for geoscience applications. *Norwood, MA, Artech House, Inc., 1990, 376 p. No individual items are abstracted in this volume.*
- U.S. Geological Survey (USGS) recuperado el 17 de julio de 2017 de <https://www.usgs.gov/>
- Van der Meer, F. D., Van der Werff, H. M., Van Ruitenbeek, F. J., Hecker, C. A., Bakker, W. H., Noomen, M. F., & Woldai, T. (2012). Multi-and hyperspectral geologic remote sensing: A review. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 14(1), 112-128.
- Van der Werff, H., & Van der Meer, F. (2016). Sentinel-2A MSI and Landsat 8 OLI provide data continuity for geological remote sensing. *Remote Sensing*, 8(11), 883.
- Walker, G. P. (1984). Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B10), 8407-8416.
- Walter, T. R., & Troll, V. R. (2001). Formation of caldera periphery faults: an experimental study. *Bulletin of Volcanology*, 63(2), 191-203.
- Williams, H. (1941). Calderas and their origin. *Univ. Calif. Berkeley Publ. Geol. Sci.*, 25, 239-346.
- Williams, H., McBirney, A. R., & Volcanology, F. (1979). Cooper & Co. *San Francisco*, 1-397.
- Wisser, E. (1927). Oxidation subsidence at Bisbee, Arizona. *Economic Geology*, 22(8), 761-790.
- Yokoyama, I. (1983). Gravimetric studies and drilling results at the four calderas in Japan. *Arc Volcanism Physics and Tectonics.*, 29-41.

Yokoyama, I. (1987). A quantitative consideration of several calderas for study of their formation. *Geofísica Internacional*, 26(4).