

Universidad Autónoma de San Luis Potosí



Facultad de Ingeniería

Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

Ubicación y caracterización del centro de
emisión durante la erupción del maar de la
Joya Honda, San Luis Potosí.

TESIS:

Que para obtener el grado de:

Maestro en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

Ing. María Fernanda Cerca Ruiz

Becaria CONACYT n° 1075397

Asesor:

Dr. Damiano Sarocchi

Co-asesor:

Dr. Luis Ángel Rodríguez Sedano

San Luis Potosí, S. L. P.

Septiembre 2022



19 de mayo de 2022

**ING. MARÍA FERNANDA CERCA RUIZ
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. Damiano Sarocchi y Luis Ángel Rodríguez Sedano** Asesor y Coasesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestra en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 19 de mayo del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

“Ubicación y caracterización del centro de emisión durante la erupción del maar de la Joya Honda, San Luis Potosí”

1. Introducción: Generalidades del maar de La Joya Honda.
2. Marco teórico: Hidrovulcanismo, Método magnetométrico y fábrica de forma.
3. Metodología: Análisis textural (fábrica de forma), magnetometría y análisis de balísticos.
4. Resultados de los análisis texturales, magnetométricos y de balísticos.
5. Discusión de resultados.
6. Conclusiones y recomendaciones.

“MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO”

A T E N T A M E N T E


DR. EMILIO JORGE GONZÁLEZ GALVÁN
DIRECTOR. SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCION

www.uaslp.mx

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

Copla. Archivo
*etn.

“Rumbo al centenario de la autonomía universitaria”

Dedicatoria

A mis padres por todo el apoyo sin ustedes no estaría donde estoy ahorita.

Al amor de mi vida Alexis por nunca dudar en mí y apoyarme en el sueño de ser
una vulcanóloga

A la pequeña Ximena por ser la hermana que nunca tuve y apoyarme en todo.

“La mejor ciencia no se aprende en los libros; el sabio más grande y mejor
maestro es la naturaleza”

Galileo Galilei

“No hablar de ciencia me parece perverso; cuando uno se enamora se lo quiere
gritar al mundo”

Carl Sagan

“La recompensa del joven científico es la excitación y emoción que se siente al ser
la primera persona en la historia en ver o entender una cosa nueva”

Cecilia Payne-Gaposchkin

Agradecimientos

A mi familia por todo el esfuerzo que hicieron por formación académica, por esos desvelos, sacrificios, por impulsarme a seguir y sobre todo confiar en mí.

A mi madre, gracias mama por todos esos desvelos, lagrimas, ánimos. Desde muy niña vi la mujer trabajadora e inteligente que eres, que por más que estuvieras cansada siempre estabas ahí para nosotras. Inspiras cada parte, de mi vida sin ti no estaría donde estoy. Te amo por siempre.

A mi padre, por enseñarme que una mujer puede llegar lejos, por apoyarme a jamás rendirme, por apoyar cada decisión académica que tomo y por formar mi carácter.

A mi compañero de vida, mi otra mitad Alexis, amor muchísimas gracias por ser literalmente todo, por guiarme cuando no tenía rumbo, sabes que esta tesis no sería nada, absolutamente nada sin ti. Gracias por ponerte la pica y las botas de campo, ensuciarte, mojarte, lastimarte, cansarte, todo para ayudarme cuando no tenías que hacerlo. Por impulsarme a seguir mis sueños aun cuando me desboronaba por completo, por recordarme que lo que soy, por soportar los malos ratos y superarlos conmigo. Admiro la relación que tenemos, la forma en que nos complementamos haciendo que nuestros sueños se cumplan mutuamente. Se que llegaremos muy lejos juntos hasta el resto de nuestras vidas. Lava You.

Al Dr Damiano Sarocchi siempre me van a faltar vidas para agradecerle todo el apoyo que me ha dado desde la licenciatura, usted se volvió en un pilar muy importante en mi desarrollo académico. Gracias por aceptarme en su equipo que para mí es como mi segunda familia siendo una de las mejores experiencias que me han tocado vivir y seguirán.

Al Dr. Luis Ángel Rodríguez Sedano por el apoyo en la realización de esta tesis de investigación, por ser una figura que me inspira a seguir luchando por mis metas. Por tu amistad, por siempre confiar en mi desde mis tesis de licenciatura. Espero tener más colaboraciones contigo.

A la Dra. Joselin Almaguer Rodríguez, no hay palabras para expresarte todo el apoyo que me has dado, por confiar en el proyecto desde el primer momento y ayudarme en todo el proceso de tesis. Admiro la mujer que representas y como inspiras no solo a mí, si no a más compañeras a seguir en la línea de investigación. De nuevo gracias, por abrirme el paso hacia el área de la geofísica que es algo que hizo que tuviera más pasión en lo que quiero dedicarme. Por última vez infinitas gracias.

A mis sinodales, los doctores Francisco Castillo, Lorenzo Borselli y José Ramon Torres por su apoyo, tiempo y asesoramiento en esta tesis. Sin sus consejos no sería posible la culminación de este trabajo de investigación.

Al M.C Marco Rojas, por sus consejos y apoyo durante mi maestría, por ayudarme con el curso de Vulcanismo Explosivo, por siempre creer en mí y darme ánimos.

Al M.C Juan Pablo Solano Monge, amigo, compañero de laboratorio, gracias por tu amistad principalmente y por fortalecerla (mi dedo me lo recuerda). Regresando al tema, estoy muy agradecida por tu apoyo en esta tesis, fuiste mi maestro en campo, cuantas aventuras que pasamos juntas como de meternos a cursos, un congreso, dedos rotos, en fin, toda una experiencia. Espero que sigamos siendo tan buenos amigos por el resto de nuestras vidas.

Al M.C. José Helios Serna Bafun, amigo muchísimas gracias por tu amistad, no solo me ayudaste fuiste mi maestro en algunas cuestiones, si no fuiste mi soporte emocional. No existen muchos amigos como tú en esta vida, espero que sigamos colaborando por mucho más tiempo.

A mis geoamigos, pero especialmente a Thalía Huerta por demostrarme que una verdadera amistad puede hacerse en menos de un año, gracias por ayudarme en algunos procesos de mi tesis y más en el análisis de fábrica de forma. Por ser mi hermana en los momentos difíciles y ser mi compañera de locuras. Se que serás una de las mejores vulcanólogas del Mundo y espero estar ahí para ver tus éxitos siempre.

A Estefanía Silva, futura vulcanóloga, espero con ansias verte crecer hasta ese momento. Muchísimas gracias fany, fuiste un pilar super importante en esta investigación, aportaste mucho en la etapa de campo y procesamiento de imágenes y datos. Espero que todo lo aprendido en tu servicio social te sea de mucha ayuda para tu tesis de licenciatura.

A Luis Sosa, próximamente el mejor geofísico del mundo, gracias por tu apoyo en campo en el método magnetométrico, por tu apoyo en explicarme cuestiones de la inversión 3D, pero lo más importante por tu amistad, espere coincidir en otro proyecto contigo.

A mis amigos Javier, Oscar, Mitzy, Raúl, Ceci y Migue infinitas gracias a ustedes, sin ustedes no existiría la luz al final del túnel. Gracias por todos los ánimos y apoyo moral.

Al personal del instituto, pero especialmente a Juan Carlos, gracias por tu apoyo, por tus ánimos y sobre todo tu amistad, muchísimas gracias, extrañare las tardes de camarote.

A todos los servicios sociales que aportaron a esta tesis como Andrea Torres, Juan Pablo, Jimena Sierra. A las chicas de la Facultad del hábitat Lenika Bautista y Victoria.

Al Laboratorio de Exploración y Mediciones de Geofísica Aplicada (LEMGA) por la adquisición del magnetómetro terrestre y a los estudiantes de servicio social Itzel Galván Solís y Edgar Yered Gonzales Reyes.

A CONACYT por haberme apoyado económicamente para mis estudios a nivel maestría.

Se agradece “The Royal Society”, “Newton Advanced Fellowship” Grant NAF\R2\180833 por co-financiar este proyecto.

ÍNDICE

Dedicatoria	I
Agradecimientos.....	II
Resumen.....	XV
Abstract	XVI
1. Introducción: Generalidades del maar de La Joya Honda.....	1
1.1 Antecedentes	4
1.2 Justificación	5
1.3 Hipótesis	6
1.4 Objetivos	7
1.4.1 Generales	7
1.4.2 Específicos	7
1.5 Maar La Joya Honda.....	8
1.5.1 Localización del área de estudio y vías de acceso	10
1.5.2 Entorno geológico y tectónico.....	11
1.5.3 Estratigrafía del área de estudio	14
2. Marco teórico: Hidrovulcanismo, Método magnetométrico y fábrica de forma ..	20
2.1 Hidrovulcanismo.....	20
2.2 Morfologías Hidrovolcánicas	21
2.2.1 Anillos de tobas y conos de tobas.....	21
2.2.2 Maar-diatrema.....	23
2.4 Tipos de sustrato (compacto vs suave).....	26
2.3 Fragmentación freatomagmática (MFCI)	28
2.4 Modelos conceptuales de la formación de volcanes tipo <i>maar</i> -diatrema	30
2.5 Características comunes del freatomagmatismo	33

2.6 Depósitos freatomagmáticos.....	34
2.6.1 Corrientes de densidad piroclástica (CDP)	35
2.6.2 Caída piroclástica	37
2.7 proyectiles balísticos volcánicos (PBV)	38
2.7.1 Física detrás de la dinámica de los PBV´s.....	38
2.8 Fábrica de forma	39
2.8.1 Estadística circular	41
2.9 Geofísica: magnetometría	42
2.9.1 Campo Magnético Terrestre (CTM)	43
2.9.2 Susceptibilidad magnética	44
2.9.3 Magnetización de las rocas	47
2.9.4 Corrección de datos magnéticos	48
2.9.5 Filtros matemáticos aplicados a procesamiento de datos magnéticos ..	50
2.9.6 Inversión 3D.....	51
3. Metodología: Análisis textural (fábrica de forma), magnetometría y análisis de balísticos	55
3.1 Trabajo de gabinete	58
3.2 Análisis de fábrica de forma	58
3.2.1 Etapa de campo.....	58
3.2.2 Etapa de laboratorio.....	59
3.2.3 Procesamiento de datos	61
3.2.4 Elaboración de mapas de trayectorias.....	62
3.3 Análisis de proyectiles balísticos volcánicos	64
3.3.1 Etapa de campo.....	64
3.3.2 Elaboración de mapas trayectorias.....	65

3.4 Magnetometría.....	65
3.4.1 Etapa de campo.....	65
3.4.2 Procesamiento de datos	66
3.5 Materiales	67
3.5.1 Instrumentación	67
3.5.2 Programas computacionales	67
4. Resultados de los análisis texturales, magnetométricos y de balísticos	69
4.1 Fábrica de forma	69
4.2 Análisis de fragmentos balísticos	75
4.3 Magnetometría.....	76
4.3.1 Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP).....	77
4.3.2 Primera Derivada (1aDz) y lineamientos magnéticos	79
4.3.3 Inversión 3D.....	80
5. Discusión de resultados	84
5.1 Discusión de datos de fábrica de forma	84
5.1.1 Datos de dirección y grado de iso-orientación en las muestras.....	84
5.2 Datos de análisis de balísticos	87
5.3 Datos magnetométricos	87
5.4 Modelo evolutivo del <i>maar</i> la Joya Honda	89
6. Conclusiones y recomendaciones.....	92
6.1 Conclusiones generales.....	92
6.2 Conclusiones de fábrica de forma.....	93
6.3 Conclusiones de análisis de balísticos.....	93
6.4 Conclusiones del método magnetométrico	94
6.5 Recomendaciones	94

7. Bibliografía	95
Apéndice	111

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización de la JH. El municipio en color rojo corresponde a Soledad en Graciano Sanchez.....	2
Figura 2. Mapa de localización de la Joya Honda (foto tomada por José Rafael Barboza Gudiño; modificada de Saucedo et al., 2017)	9
Figura 3. Vías de acceso hacia el área de estudio.....	11
Figura 4. Localización del área de estudio en relación con dos estructuras paleogeográficas: Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Plataforma Valles-San Luís (Modificado de López-Doncel, 2003).....	12
Figura 5. Geología del área de estudio (Modificado de Labarthe et al., 1982)	13
Figura 6. Depósitos piroclásticos que afloran en el maar de la Joya Honda. A) vista del sector N donde se aprecia el límite entre los depósitos piroclásticos y las calizas cretácicas. B) fotografía de la UI ubicada al NE del cráter, se observa el contacto entre el paleosuelo. C) Pared ubicada en el sector NE de cráter correspondiente a la tercera fase eruptiva. D) fotografía de UIV, localizada al S de cráter. E) Depósitos de la unidad V	18
Figura 7. Estructuras hidrovulcánicas	22
Figura 8. Principales partes en que se divide una diatrema (modificado de White y Ross, 2011).....	26
Figura 9. Secuencia esquemática de los procesos de formación de un cráter en relación con: A) sustrato fuerte con alta cohesión entre las partículas y B) sustrato débil con baja cohesión entre las partículas. En 1, un sustrato fuerte la cohesión conduce un mayor diámetro de movilización de materia (A1). En 2, comienza el depósito de los materiales expulsados dentro y en los bordes del cráter, la mala cohesión en sustratos suaves hace que el material acumulado en los bordes se desplome hacia dentro del cráter (B2). En 3, morfología final del cráter, en un sustrato fuerte lo materiales han formado un borde alto (A3), mientras que en un sustrato débil se tiene con cráter relleno con paredes pocos profundas (B3). Modificado de Macorps et al., 2016.....	27

- Figura 10. Representación del proceso MFC que ocurre durante el contacto explosivo magma-agua. A) Contacto inicial entre el refrigerante y combustible. B) Colapso completo de la película de vapor permitiendo el contacto entre el combustible y el enfriador. C) Presurización y supercalentamiento del agua. D) Expansión volumétrica del enfriador-combustible. (Modificado de Sheridan y Wohletz, 1983). 29
- Figura 11. Diagrama esquemático que muestra la relación entre la morfología hidrovolcánica resultante y el ambiente hidrogeológico. En condiciones de poca presencia de agua comúnmente se producirán conos de escoria, en cambio cuando se tiene mayor cantidad de agua se formará conos de tobas. En condiciones de aguas profundas el enfriamiento pasivo del magma basáltico producirá lava almohadilladas. (Modificando Wohletz y Sheridan, 1983)..... 30
- Figura 12. Modelo de crecimiento incremental (Modificada de Lorenz, 1986) 31
- Figura 13. Modelo de formación de diatremas. El MFCl tiene lugar en un rango de profundidades donde la presión hidrostática este por debajo de la presión crítica de la misma, brechando la roca encajonante (1). Después del desarrollo final del proto diatrema, las explosiones ensanchan la parte superior generando la forma de cono invertido típico de las diatremas (2). Los diques intra-diatrema proporcionan energía térmica para las explosiones freatomagmáticas (zonas de fragmentación intra-diatrema) 33
- Figura 14. Tipos de depósitos freatomagmáticos más comunes. A) Depósitos de caída caracterizadas por mantener la topografía. B) Corrientes de densidad piroclástica concentradas rellenan la topografía. C) Corrientes de densidad piroclástica diluida se depositan cubriendo la topografía preexistente con espesores mayores en las depresiones o donde rellena valles (modificado de Cas y Wright, 1987). 35
- Figura 15. Diagrama esquemático que muestran las fuerzas que actúan sobre los balísticos durante su trayectoria en la atmosfera. El lado más alargado de las partículas seguirá la trayectoria Y mientras rotan alrededor del eje X con una velocidad (V). La fuerza de arrastre (Fd), va disminuyendo la velocidad debido a la

fricción creada por el aire atmosférico. Modificado de Mastin (2001) y Sherwood (1967).....	39
Figura 16. Un plano donde se observan los impactos entre los granos elongados, lo que provoca un movimiento rotacional en ellos, lo que puede ocasionar que su eje largo se oriente paralelo a la dirección del flujo. El ángulo α y el ángulo β que se forman con el eje mayor α se calcula con respecto a un eje de referencia. Modificado de Ress (1968) y Allen (1982).....	41
Figura 17. Tipos de materiales magnéticos y su comportamiento al aplicarles un campo magnético (Butler, 2004).	46
Figura 18. Representación esquemática de la aplicación de CMRP donde se puede observar que ubica la anomalía magnética por encima de la fuente que la produce (modificada de Tchrnychev, 2004).	50
Figura 19. Metodología aplicada a esta investigación.....	57
Figura 20. Metodología aplicada a muestras deleznable o sueltas diferenciadas en campo. A) Se esculpe un cuboide en el afloramiento de interés. B) Se envuelve el cuboide en una mezcla de yeso y gasas. C) Se obtiene el azimut de la muestra.	59
Figura 21. Metodología descrita para la preparación de muestras orientadas. A) Bomba y cámara de vacío para impregnación de muestras. B) Corte de muestras. C) Esmeril horizontal para pulir muestras. D) Mesa fotográfica con sistema de lámparas y cámara DSLR CANON de alta resolución (EOS 50D).....	60
Figura 22. Pasos necesarios para la etapa de procesamiento de datos. A) muestra la muestra pulida y fotografiada. B) imagen binaria (segmentada) editada en Photoshop. C) Diagrama de rosa procesada por Fabric-S.....	62
Figura 23. Representación gráfica para determinar las líneas de trayectoria desde el diagrama de rosa.	63
Figura 24. Equipo magnetométrico.	66
Figura 25. Mapa de distribución de muestreo correspondiente al análisis de fábrica de forma	70
Figura 26. Mapa de trayectorias de las fases eruptivas de la Joya Honda. A) Distribución general de las fases. B) Mapa de trayectorias de la UI. C) Mapa de	

trayectorias de la unidad III. D) Dirección preferencial de las dos únicas muestras de la IV. E) Mapa de trayectorias de la UV	74
Figura 27. Mapa de trayectorias correspondiente al análisis de balísticos.....	76
Figura 28. Mapa de distribución de puntos magnetométricos obtenidos mediante dos campañas.....	77
Figura 29. Mapa de Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP) del área de estudio.....	79
Figura 30. Mapa del filtro primera derivada (1aDz) donde se pueden observar los lineamientos magnéticos. La dirección preferencial es principalmente N-S, seguida de otra E-W.	80
Figura 31. Distintos ángulos del resultado de la inversión magnética 3D donde se observan los cambios contrastantes de susceptibilidades magnéticas, trazados sobre un mapa DEM de la JH. A) Vista aérea del modelo. B) Corte donde se aprecia la presencia de dos isosuperficies contrastantes. La primera de ellas pigmentada por colores rojos a naranjas (0.1 a -0.1 SI) localidad al W del cráter. El segundo un cuerpo de susceptibilidad baja representado por colores azules (-0.3 a -0.15 SI). C) Se observan dos cortes: cuerpo de susceptibilidad baja -0.3 a -0.15 SI, abarca el sector N y Sur del cráter y cuerpo de susceptibilidad alta localizado al SE del cráter (0.15 a -0.15 SI).	81
Figura 32. Diferentes ángulos de las tres isosuperficies seleccionadas debido a sus características contrastantes. En 1, se observa una isosuperficie de susceptibilidad baja (-0.0234 a -0.1396 SI) se profundiza verticalmente aproximadamente a los -500 msnm al sur de la JH, a los 500 msnm cambia de rumbo al N, ramificándose al S y N de la JH. En 2, se observa una isosuperficie con una susceptibilidad magnética entre 0.0057 a -0.1061 SI, presenta verticalidad al W del cráter donde a 1100 msnm se ramifica hacia el SW y Norte de la JH. En 3, se observan tres isosuperficies con una susceptibilidad magnética entre 0.1248 a 0.0126 SI, se localizan en los sectores NW y S del cráter y se profundizan a 1500 msnm.	83
Figura 33. Graficas de grado de orientación vs la distancia para la pendiente W y E.	86
Figura 34. Modelo de evolución volcánica de la JH	91

Figura 35. Componentes del CMT	112
Figura 36. Ciclo de histéresis	114
Figura 37. Variación secular para el centro de Italia. En el diagrama se observa la variación del polo magnético desde el año 1600 hasta el 2005 (Lanza et al, 2005)	116

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Comparación de los diferentes tipos de volcanes basálticos (Tomada de White y Ross, 2011) ⁽¹⁾⁽²⁾	24
Tabla 2. Componentes principales del Campo Magnético Terrestre.....	44
Tabla 3. Tabla con los diferentes rangos de susceptibilidad magnética para rocas y minerales en el Sistema Internacional SI X 10 ⁻³ (Modificado de Telford et al., 1990).	45
Tabla 4. Parámetros del Campo Magnético Terrestre esenciales en la corrección de datos magnéticos.	66
Tabla 5. Especificaciones técnicas del magnetómetro terrestre.....	67
Tabla 6. Productos finales del análisis de fábrica de forma	69
Tabla 7. Esta tabla resume los valores promedios del grado de iso-orientación y la incertidumbre asociada de los datos de la fábrica de forma calculadas por diferentes tipologías de depósitos y en los dos sectores del cráter separados por el paleo-alto morfológico. ⁽¹⁾ CDPc corrientes de densidad piroclásticas concentrada. ⁽²⁾ CDPd corrientes de densidad piroclásticas diluidas.	85

Resumen

La Joya Honda (JH) es una estructura volcánica tipo *maar* que se localiza en el Complejo Volcánico de Villa de Hidalgo, en el estado de San Luis Potosí, México. Los depósitos asociados a la JH descansan en discordancia, sobre secuencias carbonatadas del Cretácico, caracterizados por secuencias de caídas intercaladas por aleadas, producto de una alternancia de erupciones magmáticas y freatomagmáticas ocurridas aproximadamente 311 ± 19 ka. Estudios anteriores indicaron que la actividad volcánica comenzó en la porción Norte y/o inicio simultáneamente a través de dos conductos localizadas en los sectores NE y SE del cráter. En el presente trabajo de investigación se aplicó un estudio multidisciplinario donde se combinaron tres diferentes métodos con el fin de ubicar el o los puntos de emisión y sus posibles variaciones durante el desarrollo de la erupción. El principal método aplicado denominado Análisis Textural Cuantitativo (ATC) enfocado en la fábrica de forma de los clastos que conforman los depósitos de las corrientes de densidad piroclásticas (PDC). La base del análisis consistió en definir la orientación preferencial de las partículas alargadas en cada unidad muestreada, con lo que se determinó las direcciones de procedencia de cada una de las fases eruptivas reconocidas. Este método, hasta la fecha no ha sido utilizado en el estudio de volcanes monogenéticos, aunque su potencialidad ha sido evidenciada en estudios anteriores. Además, para soportar el análisis de orientación de partículas, se realizaron mediciones de marcas de impactos balísticos donde se infirieron sus trayectorias lo que permitió rastrear las probables fuentes. Finalmente se aplicó un análisis magnetométrico en la zona de estudio con el propósito de comprender y definir la estructura interna y la evolución del maar de la Joya Honda.

Abstract

Joya Honda (JH) is a maar-type volcanic structure located in the Villa de Hidalgo Volcanic Complex, in the state of San Luis Potosí, Mexico. The deposits associated with the JH lie unconformably on Cretaceous carbonate sequences, characterized by sequences of fall-out intercalated by PDCs product, of alternating magmatic and phreatomagmatic eruptions that occurred approximately 311 ± 19 Ka. Previous studies indicated that the volcanic activity began in the northern portion and/or began simultaneously through two conduits located in the NE and SE sectors of the crater. In the present research work, a multidisciplinary study was applied, where three different methods were combined to locate the possible emission point, or points, and their possible variations during the development of the eruption. The main method applied was the Quantitative Texture Analysis (QTA) focused on the shape fabric of the clasts constituting the deposits of pyroclastic density currents (PDC). The basis of the analysis consisted in defining the preferential orientation of the elongated particles in each sampled unit, with which the directions of origin of each of the recognized eruptive phases were determined. This method, to date, has not been used in the study of monogenetic volcanoes, although its potential has been evidenced in previous studies. In addition, to support the particle orientation analysis, measurements of ballistic's impact marks, were made inferring their trajectories, which allowed the probable sources to be traced. Finally, a magnetometric analysis has been applied in the study area to understand and define the internal structure and evolution of the Joya Honda maar.

1. Introducción:

Generalidades del maar de La Joya Honda

El hidrovulcanismo ocurre cuando un cuerpo de magma en ascenso a través de la corteza terrestre encuentra un cuerpo de agua, ya sea subterránea (formando acuíferos o saturando rocas corticales) o superficial (en forma de ríos, lagos, glaciares, nieve, agua marina o lagunas), produciendo una serie de erupciones explosivas y pasivas. Las estructuras relacionadas con el hidrovulcanismo son volcanes monogenéticos como: los *maares*, conos de tobas y anillos de tobas (Ollier, 1967, Fisher y Waters, 1970; Kienle *et al.*, 1980; Lorenz, 1973; Cas y Wright, 1987). Los volcanes tipo *maar* son cráteres hidrovulcánicos de hasta 2-3 km de diámetro (Lorenz, 1973, 2003b, 2007), cuyo piso del cráter se ubica por debajo de la superficie eruptiva (Self *et al.*, 1980; Sheridan y Wohletz, 1973; Lorenz, 1986; Sohn, 1996), de esta forma la roca encajonante queda expuesta en las paredes del cráter (Ollier, 1967; Lorenz, 1986, 2003b, 2007; White y Ross, 2011). Estudios estratigráficos en volcanes monogenéticos tipo *maar*, indican que en ocasiones son el producto de erupciones complejas con diversos estilos eruptivos, existiendo así alternancias de eventos magmáticos y freatomagmáticos (Houghton y Nairn 1991; Houghton *et al.*, 1996; Ortega y Carrasco-Núñez, 2009; Jordan *et al.*, 2013; Saucedo *et al.*, 2017; López-Rojas, 2018).

En la porción central del estado de San Luis Potosí existe una importante presencia de estructuras cenozoicas relacionadas a hidrovulcanismo, entre ellas se encuentra el *maar* denominado Joya Honda (JH).

La Joya Honda es un volcán que se localiza en el municipio de Soledad de Graciano Sánchez (Figura 1) a 35 km al NE de la ciudad de San Luis Potosí en los alrededores

del poblado Estación Ventura (Aranda-Gómez y Lurh, 1996) y pertenece al Complejo Volcánico de Villa Hidalgo (Tristán-González, 2009).

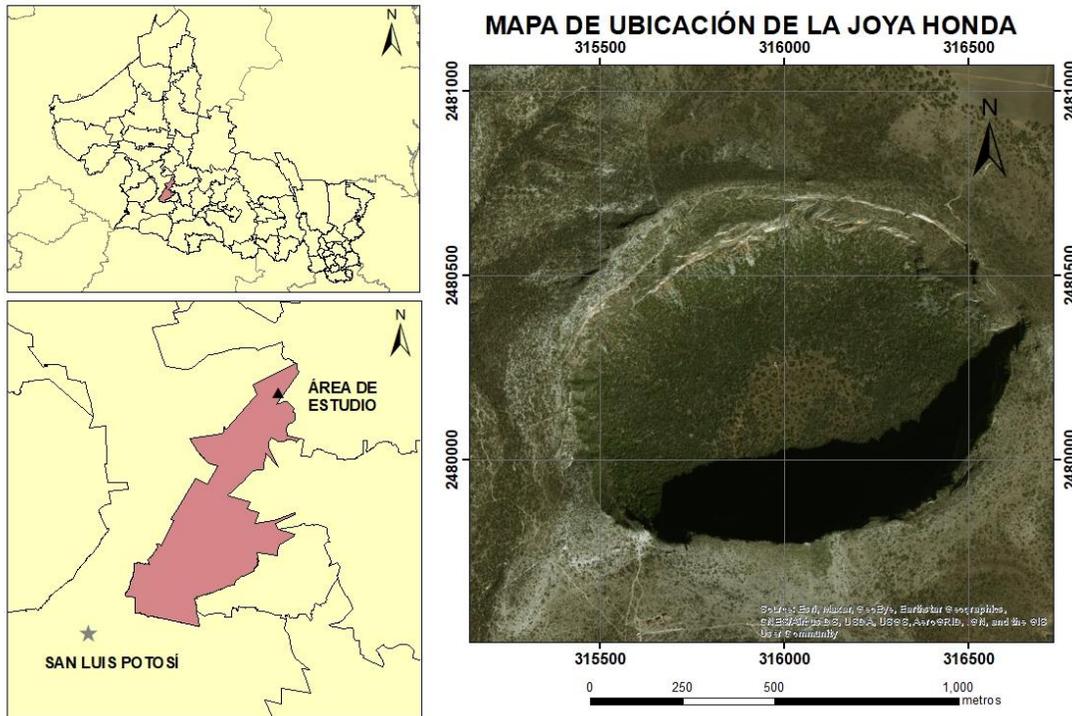


Figura 1. Mapa de localización de la JH. El municipio en color rojo corresponde a Soledad en Graciano Sanchez.

Este *maar* empezó su etapa eruptiva aproximadamente hace 311 ± 19 ka (Saucedo *et al.*, 2017) con una serie de erupciones magmáticas y freatomagmáticas que produjeron una compleja secuencia de depósitos que consisten principalmente en corrientes piroclásticas de densidad diluidas y concentradas (Aranda-Gómez y Lurh 1996; Gómez-Villa, 2012; Saucedo *et al.*, 2017). Las explosiones crearon un cráter elíptico (1.3 km eje mayor x 0.9 km eje menor y ~270 m de profundidad) en el que, en sus paredes, quedaron expuestas calizas cretácicas (Fm. Cuesta del cura y la Fm. La Peña). Los depósitos piroclásticos descansan discordantemente encima de secuencias cretácicas con una preferente dispersión hacia el NW y NE disminuyendo fuertemente en la zona sur del cráter (Aranda-Gómez y Lurh, 1996;

[Saucedo et al., 2017](#)). La composición del magma se clasificó como basanítica. Éste, durante su ascenso hacia la superficie arrastró una gran cantidad de xenolitos provenientes del manto superior y base de la corteza ([Aranda-Gómez y Luhr, 1996](#)). De acuerdo con la información que se tiene hasta ahora, se determinó que la actividad volcánica comenzó en la zona Norte del cráter ([Aranda-Gómez y Luhr, 1996](#); [Loera-López et al., 2008](#)) y/o inicio simultáneamente a través de dos fuentes localizadas en los sectores NE y SE del cráter ([Saucedo et al., 2017](#)), todo esto fue deducido basándose en análisis previos de carácter geofísicos, estratigráficos y granulométricos.

Con el objetivo de comprobar cuál de estas teorías es válida o si hubo una migración del centro de emisión con el tiempo, se realizó un estudio multidisciplinario donde se combinaron tres diferentes metodologías (análisis textural, análisis de balísticos y magnetometría) que mediante su conjunción, permitieron determinar las fuentes de emisión durante la evolución volcánica del área de estudio.

La principal metodología que se aplicó en esta investigación fue el análisis de fábrica de forma. Este parámetro es fundamental dentro del análisis textural cuantitativo (ATC). Su aplicación permite lograr comprender la historia y dinámica en los procesos de transporte y sedimentación ([Hamilton y Rees, 1971](#); [Capaccioni y Sarocchi, 1996](#); [Capaccioni et al., 1997](#); [Valentini et al., 2008](#); [Zrelack et al., 2020](#)). Para llevar a cabo el ATC enfocado en la fábrica de forma, en primer lugar, se recolectaron muestras orientadas en la periferia del cráter, que posteriormente se consolidaron mediante resinas y se cortaron para hacer un análisis estadístico de la fábrica. Se utilizó un software especializado ([Fabric-S; Moreno-Chávez et al., 2018](#)) que proporcionó datos estadísticos (moda, media, mediana, etc.) a través de imágenes binarias con el fin de obtener la orientación preferencial de las partículas de cada muestra.

El análisis de balísticos fue la segunda metodología aplicada al área de estudio. Durante las explosiones freatomagmáticas y/o magmáticos en volcanes tipo *maar* comúnmente se genera la expulsión de fragmentos y bloques provenientes del centro eruptivo, los cuales describen trayectorias balísticas, impactándose en las

secuencias estratigráficas ya depositadas, causando huellas de impacto o deformaciones (Self *et al.*, 1980; White y Ross, 2011). Este método consistió en medir en campo balísticos con características específicas (véase en metodología) en las secuencias estratigráficas relacionadas a la JH donde se determinó su posible procedencia.

Finalmente, como tercer método se realizaron estudios geofísicos magnetométricos. Este estudio consistió en la adquisición e interpretación de datos magnéticos con el objetivo de comprender y definir la estructura interna de la JH y la evolución volcánica del área. Esto se realizó mediante filtros matemáticos (CMRP y 1aDz) y modelos de inversión 3D.

Mediante este enfoque multidisciplinario ha sido posible individuar las posibles áreas de procedencia de las CPDs y reconstruir a grandes rasgos la situación geomorfológica precedente a la erupción, confirmando que por lo menos dos conductos que estuvieron activos contemporáneamente. Además, la aplicación en sinergia de los tres diferentes métodos no solamente ha proporcionado datos más confiables de las posibles bocas, también ha sido muy útil para validar rigurosamente este método que por primera vez ha sido aplicado a vulcanismo monogenético.

1.1 Antecedentes

La Joya Honda ha sido estudiada desde diferentes enfoques debido a su compleja formación y la naturaleza de sus depósitos (Gómez-Villa, 2005; Saucedo *et al.*, 2007). Algunos de estos estudios se relacionan a su geología, geoquímica, granulometría, geofísica, etc. Uno de los primeros trabajos de investigación fue realizado por los autores Aranda-Gómez y Luhr (1996), quienes definieron la estratigrafía de los depósitos piroclásticos que se encuentran en la periferia del cráter y determinaron un modelo de formación de la Joya Honda relacionado a la ocurrencia de un acuífero que se encontraba por debajo de esta, además

determinaron la ubicación del centro eruptivo. [Barboza et al.](#) (2002), elaboraron la carta Geológica Minera de Villa Hidalgo donde se encuentra el área de estudio. [Aranda-Gómez et al.](#) (2005), describieron el vulcanismo del campo volcánico Ventura-Espíritu Santo donde se encuentra el *maar* Joya Honda y la petrología de las rocas presentes en esta zona. Relacionado a los estudios geofísicos aplicados al área de estudio, [López Loera et al.](#) (2008), modelaron a través de estudios magnetométricos y gravimétricos un conducto vertical en la zona N del cráter. [Gómez-Villa](#) (2012) propuso 5 fases eruptivas donde determinó que la formación del *maar* de la JH fue compleja resultado de la interacción de manera simultánea de dos estilos eruptivos: magmático y freatomagmático [Rivera-Olguín](#) (2013) realizó un análisis de partículas juveniles del cráter de la JH, donde ubicó a cada una de las fases eruptivas dentro de un mecanismo eruptivo específico (magmao o freatomagmático). [Saucedo et al.](#) (2017), describieron la estratigrafía de la zona y realizaron una nueva datación de la erupción de la JH utilizando isótopos de $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$ y obtuvieron una edad de 311 ± 19 ka. Además, hicieron análisis de los depósitos para determinar la naturaleza magmática o freatomagmática de los depósitos asociados a la JH.

1.2 Justificación

Hasta el momento dentro de la literatura no existe aún un estudio textural cuantitativo (ATC) detallado en los depósitos piroclásticos del *maar* de la Joya Honda enfocado a la procedencia de las explosiones. Se cuenta con diversos estudios de carácter estratigráfico que han indicado posibles centros de emisión, sin embargo, dichos estudios han sido hechos solo en algunos sectores del *maar*. El estudio detallado de la fábrica en los depósitos alrededor del cráter permitirá reconstruir la ubicación y evolución del centro de emisión. Este estudio tiene una importancia metodológica (al combinar tres diferentes metodologías) que podría constituir la base para futuros estudios de este tipo en cualquier *maar* o volcán monogenético en el mundo. Una de las ventajas al realizar una interpretación

conjunta (que involucra distintas metodologías) es la reducción en la ambigüedad de los resultados obtenidos y, por lo tanto, una mayor certidumbre en los modelos presentados.

1.3 Hipótesis

De acuerdo con la información que se tiene hasta ahora, se determinó que la actividad volcánica comenzó en la zona norte del cráter ([Aranda-Gómez y Lurh, 1996](#); [López-Loera et al., 2008](#)) y/o simultáneamente a través de dos fuentes localizadas en los sectores NE y SE del cráter ([Saucedo et al., 2017](#)). Mediante un análisis riguroso de la orientación de las partículas en los depósitos piroclásticos que conforman las diferentes unidades descritas en [Saucedo et al. \(2017\)](#) se podría corroborar esta teoría con bases sólidas. Dado que se ha probado que, en la mayoría de las corrientes piroclásticas de densidad, las partículas alargadas se orientan en la dirección del flujo ([Capaccioni y Sarocchi, 1996](#); [Capaccioni, 1997](#); [Valentini et al., 2008](#); [Zrelack et al., 2020](#)). Midiendo cuantitativamente la orientación de las partículas, así como las trayectorias de los balísticos y realizando estudios magnetométricos en el área, se podrían identificar los posibles centros de emisión y sus eventuales migraciones durante todas las fases que caracterizaron la erupción.

1.4 Objetivos

Para comprobar la hipótesis planteada se pretenden los siguientes objetivos:

1.4.1 Generales

- Comprobar que la conjugación del análisis de los tres métodos: fábrica de forma, balísticos y estudios magnetométricos aplicados a los depósitos de la Joya Honda, permitirá individualizar los centros de emisión de las diferentes unidades.
- Determinar si existió una migración del o de los centros de emisión a lo largo del desarrollo de la erupción.

1.4.2 Específicos

- Estudiar la literatura de todos los trabajos realizados en el área de estudio y la bibliografía relacionada a los métodos (fábrica, análisis de balísticos y Geofísicos) que se usaran en el presente estudio.
- Realizar un muestreo sistemático alrededor del cráter del *maar* Joya Honda, recolectando muestras orientadas para su posterior análisis de fábrica en laboratorio.
- Realizar mediciones morfológicas de los impactos de balísticos presentes en los afloramientos disponibles.
- Realizar estudios magnetométricos en el área para determinar una posible zona de emisión.
- Consolidar las muestras recolectadas mediante el uso de resinas y obtener cortes de las muestras orientadas.
- Obtener imágenes segmentadas (binarias en blanco y negro)
- Realizar los análisis estadísticos de la orientación a través del software *fabric-S* y relacionar los datos orientados con los centros de emisión.

- Utilizar programas computacionales especializados para visualizar la dirección de los balísticos.
- Procesar, corregir y filtrar los datos magnéticos a través de softwares especializados.

1.5 Maar La Joya Honda

La Joya Honda (JH) es una estructura volcánica tipo *maar*-diatrema que se localiza en el municipio de Soledad de Graciano Sánchez, San Luis Potosí ([Figura 1 y 2](#)). Pertenece al Complejo Volcánico de Villa de Hidalgo, caracterizado por la presencia de basaltos a basanitas que ocurren en forma de conos cineríticos, derrames y estructuras freatomagmáticas tipo *maar* o xalapazco donde se distinguen además de la JH, La Joyuela y Laguna de los Palau ([Tristán-González, 2009; Figura 5](#)).

La interacción agua-magma produjo una serie de explosiones que según los autores que han estudiado este volcán hasta la fecha, crearon un cráter elipsoidal, con un eje mayor de 1300 m en dirección N70°E y un eje de 800 m en dirección N20°W y cuenta con una profundidad de aproximadamente 270 m ([Figura 2](#); medido de la base hasta el borde del cráter). El material piroclástico emitido durante la erupción alcanzó los 7 km hacia el nororiente y noroccidente, teniendo más alcance que las reportadas anteriormente ([Gómez-Villa, 2007](#)). Debido a su tamaño es considerado como una de las estructuras *maar*-diatrema en rocas duras (hard rock maar) más grandes del mundo ([Lorenz et al., 2016](#)).

Los depósitos asociados a la JH descansan en discordancia, sobre secuencias carbonatadas del Cretácico tratándose de CDP's intercaladas con caídas, producto de una alternancia de erupciones magmáticas y freatomagmáticas ocurridas aproximadamente 311 ± 19 ka ([Saucedo et al., 2017](#)).

En la JH se reconocen 5 fases eruptivas caracterizadas por diferentes estructuras, texturas, granulometría y componentes ([Gómez-Villa, 2007; Saucedo et al., 2017](#)). La fase I se define por una actividad estromboliana compuesta por depósitos de

caída y *base surge*. La fase II comenzó como una actividad estromboliana que emplazo escoria de composición basanítica. La tercera fase fue emplazada por una actividad freatomagmática compuesta por depósitos de caída intercaladas con PDC's diluidas y concentradas, presenta lapilli acrecional, estratificación cruzada y estructuras de impacto de balísticos. La unidad IV solo aflora en la zona sur del cácter, la define un depósito de escoria de 4 m de espesor, presenta mala clasificación con un mayor porcentaje de material juvenil. La fase V produjo una actividad estromboliana violenta que emplazaron CDP's diluidas y caídas piroclásticas.

En los alrededores del volcán la Joya Honda se localizan dos conos cineríticos cubiertos por material piroclástico asociado a la misma (Gómez-Villa, 2012; Saucedo *et al.*, 2017). El primero se localiza a 500 m al NE del cráter, morfológicamente se caracteriza por tener 400 m de altura y 400 m de diámetro. El segundo es más pequeño y (20 m de altura y 200 m de diámetro) se sitúa a 250 m al SE. Ambos monogénéticos están compuestos por lavas básicas siendo más antiguas que los productos de la JH.

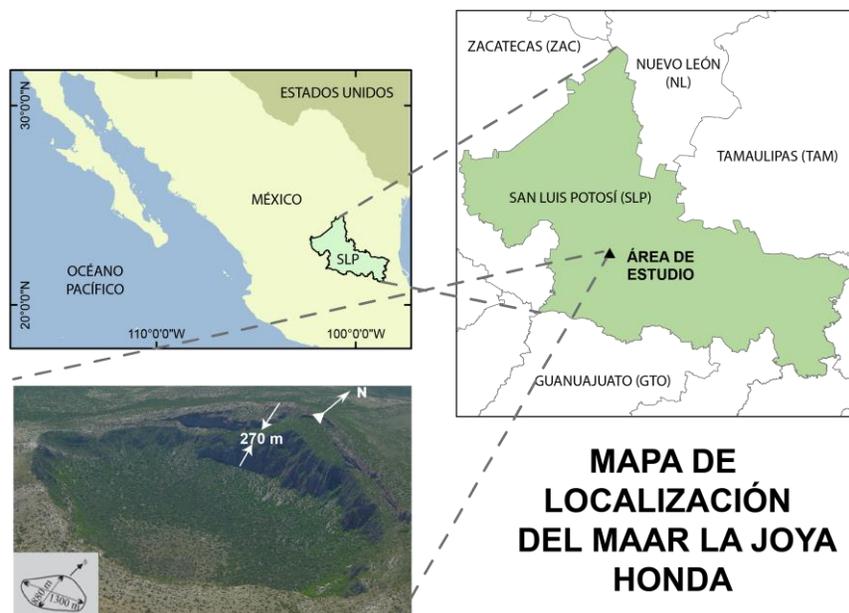


Figura 2. Mapa de localización de la Joya Honda (foto tomada por José Rafael Barboza Gudiño; modificada de Saucedo *et al.*, 2017)

1.5.1 Localización del área de estudio y vías de acceso

Anteriormente se mencionó que la JH se localiza 35 km al noroeste de la capital potosina en el municipio de Soledad de Graciano Sánchez Ventura. Para la realización de este proyecto se tomaron dos diferentes caminos para acceder a sector norte y sur del cráter (Figura 3):

1. Para acceder al sector NE del cráter: partiendo de la capital potosina, se toma la carreta 57 rumbo a Matehuala donde se conducirá por aproximadamente 35 km hasta la desviación hacia el poblado de Ventura, de este punto se seguirá un trayecto de 3 km donde se llegará a una intersección, se girará hacia la derecha hasta pasar por debajo de la carretera. Posteriormente se conducirá hasta acceder al Rancho La Joya y en 2 km se llegó al sector oriental de la JH.
2. Para acceder a zona sur de cráter (zona turística), partiendo de la capital potosina se toma la carreta 57 rumbo hacia Matehuala donde condujo por 30 kilómetros hasta la Estación de servicio Gaso Max Europits, de este punto se toma la desviación hacia el poblado de La Purísima, donde se seguirán los señalamientos aproximadamente 6 km hasta llegar a la zona de estudio.



Figura 3. Vías de acceso hacia el área de estudio.

1.5.2 Entorno geológico y tectónico

La Joya Honda se encuentra en una zona transicional entre los límites de dos importantes provincias Mesozoicas en México (Figura 4). La primera corresponde al margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP; Carrillo-Bravo, 1971;1982), la definen secuencias sedimentarias que consisten en evaporitas y calizas cretácicas fuertemente plegadas y falladas, sobreyacen en discordancia a rocas del jurásico. La segunda corresponde al margen oriental de la

Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) se conforma de sedimentos jurásicas y cretácicos que descansan discordantemente en los depósitos siliclásticos jurásicos y estos a su vez son cubiertos por rocas félsicas.

La orogenia Laramide deforma las rocas de estos dos paleo ambientes definiendo estilos contrastantes de deformación. En la cuenca los pliegues son cerrados, asimétricos y comúnmente recostados y el PVSLP los pliegues son más abiertos, simétricos y rara vez recostados (Aranda-Gómez *et al.*, 1993).

La tectónica extensional a partir del Eoceno permitió el emplazamiento de lavas y depósitos piroclásticos en los estados de Aguascalientes, Guanajuato, San Luis Potosí y Zacatecas. En el límite de estas dos paleoprovincias se han reconocido sistemas de fallas cubiertas por depósitos de estas. Tristán-Gonzales (2008) sugiere que los segmentos de estos sistemas de fallas entre Matehuala y San Luis Potosí (falla Matehuala-San Luis), desarrollo cuencas post-laramidicas y levantamientos extruyendo un volumen grande de material volcánico durante el Eoceno-Oligoceno originando los campos volcánicos cercanos al área de estudio (Figura 5).

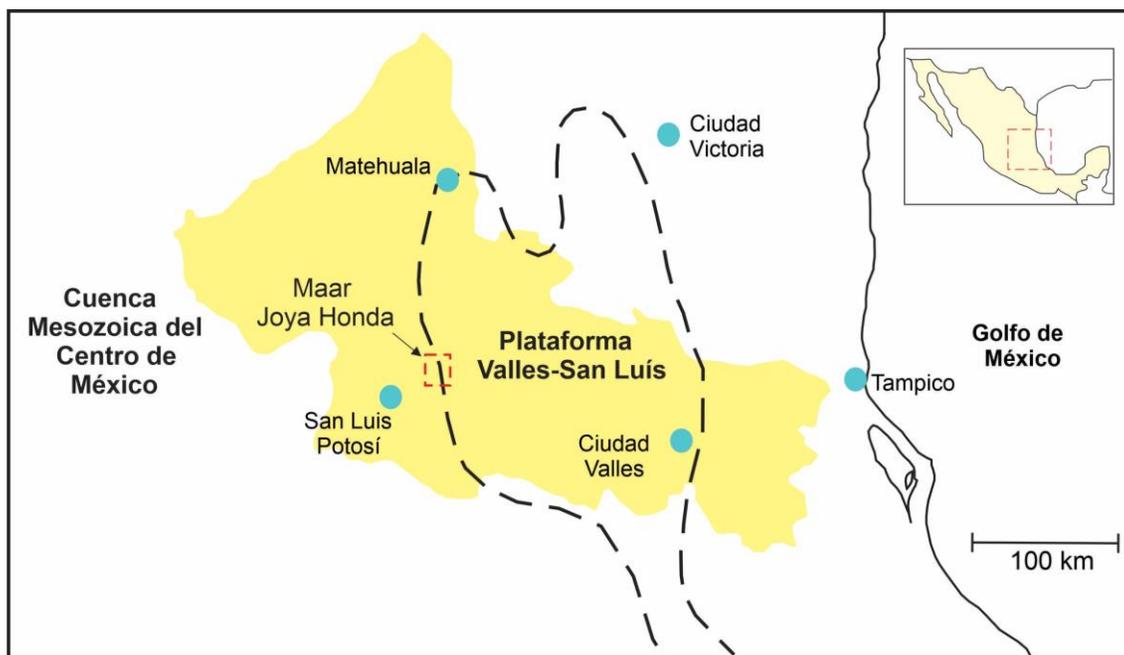


Figura 4. Localización del área de estudio en relación con dos estructuras paleogeográficas: Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Plataforma Valles-San Luis (Modificado de López-Doncel, 2003)

Se han establecido que el maar de La Joya Honda es perteneciente a dos sistemas volcánicos. El primero es el Campo Volcánico Ventura Espíritu Santo (CVVES; Aranda-Gómez *et al.*, 1993;1996) donde también se encuentran los xalapazcos de La Joyuela y la Laguna de los Palau (Figura 5); se caracteriza por ser un campo monogenético conformado por conos cineríticos individuales y derrames de lava asociados. Posteriormente se le localizó en la porción sur del Complejo volcánico De Villa de Hidalgo (CVVH; Tristán-González *et al.*, 2009) donde se definió por estructuras volcánicas (conos cineríticos, xalapazcos) por donde emergieron lavas de composición dacítica-basanítica y material piroclástico de composición riolítica con contenido de xenolitos del manto y de la base de la corteza (Aranda-Gómez *et al.*, 1993).

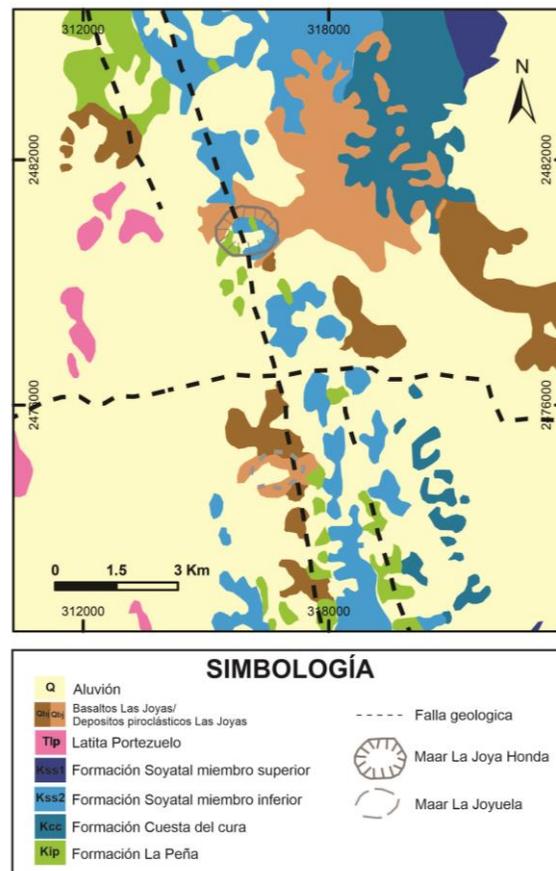


Figura 5. Geología del área de estudio (Modificado de Labarthe *et al.*, 1982)

1.5.3 Estratigrafía del área de estudio

1.5.3.1 Secuencias sedimentarias cretácicas (Pre-maar)

1.5.3.1.1 Formación La Peña (kip) Cretácico inferior (Aptiano)

Originalmente descrita por [Imlay](#) (1936) y posteriormente redefinida por [Humphrey](#) (1949). Se caracteriza como como margas de color grisáceo que intemperizan a colores rosáceos y rojizos, interestratificadas con capas delgadas de calizas arcillosas de color gris claro a oscuro. Aflora hacia el Oriente de la capital potosina en los anticlinorios de la Sierra de Álvarez, San Pedro y El Cloro ([López-Doncel, 2003](#)). La litología perteneciente al área de estudio consiste en calizas masivas criptocristalinas de color gris claro a oscuro con estratos entre 10 y 40 cm de espesor, interestratificadas con lutitas calcáreas fósiles con un color de intemperismo gris amarillento o rojizo y con capas de aproximadamente 5 cm, también se encuentran nódulos o capas lenticulares de pedernal negro y comúnmente estilolitas que son paralelas a la estratificación. El espesor se desconoce, debido a que no aflora su base, pero se estimó un espesor de 225 m ([Labarthe-Hernández et al., 1982](#)). Subyace concordante y transicionalmente a la Formación Cuesta del Cura.

1.5.3.1.2 Formación Cuesta del Cura Cretácico temprano (Albiano-Cenomaniano)

Descrita originalmente por [Imlay](#) (1938), en la montaña Cuesta del Cura en Parras, Coahuila. La secuencia comprende 64 m de capas delgadas de caliza con arcillas intercalada y bandas de pedernal. Comprende la misma distribución de la Formación la Peña. estratos con estratificación delgada y ondulada de 5-30 cm

intercalada con bandas de pedernal negro. Sobreyace concordantemente a la Formación La Peña y subyace a los derrames basálticos y material piroclástico de la Joya Honda.

1.5.3.2 Secuencias Volcánicas

Se definieron 5 fases eruptivas relacionadas a los productos piroclastos de la JH. Los estudios estratigráficos y texturales propusieron alternancia de depósitos de origen magmático y freatomagmático (Gómez-Villa, 2012; Saucedo *et al.*, 2017). Con evidencia estratigráfica y textural se determinó que la actividad volcánica comenzó simultáneamente a través de dos conductos localizados en el NE y SE del cráter. Los depósitos piroclásticos descansan discordantemente encima de la secuencia cretácica caracterizadas anteriormente con una preferente dispersión hacia el NW y NE disminuyendo fuertemente en la zona sur del cráter (Figura 6; Aranda y Lurh, 1996; Gómez-Villa, 2012; Saucedo *et al.*, 2017).

1.5.3.2.1 Unidades Pre-*maar*

Sobreyaciendo las secuencias cretácicas calcáreas se encuentra un depósito de caliche con un espesor de 30 cm, presenta fragmentos subangulosos de caliza pedernal. Sobre los depósitos de caliche se encuentra un depósito de color gris oscuro, compuestos por fragmentos de basalto, tiene un espesor de 1.35 m y se clasificaron como caídas (Aranda y Lurh, 1996). Se interpreto como un producto de los conos cineríticos que se encuentran en los alrededores de cráter.

Encima de los depósitos de caída se encuentra un horizonte de caliche de color gris claro con 80 cm de espesor donde los clastos son angulosos a angulosos. Sobreyaciendo esta unidad se localiza un paleosuelo de 9 a 35 cm de espesor.

1.5.3.2.2 Unidad I

Se define como capas delgadas de color gris oscuro (25 cm de espesor) intercalados con depósitos de caída. Esta unidad está conformada por clastos (arena gruesa a media) de escoria y basalto (65 %), así como fragmentos de caliza (20 %). Tienen buenas a regular selección, están soportados en una matriz fina. Su distribución se localiza en los sectores S, W y NE del cráter. En la zona NE sobre yace el paleosuelo de 35 cm de espesor, el cual presenta fragmentos de caliza y pedernal (Figura 6B).

1.5.3.2.3 Unidad II

Denominada como fase estromboliana I, se define como un depósito de color gris oscuro de aproximadamente 1 m de espesor. Compuesto por escoria soldada (de hasta 25 cm) y vesicular (hasta 7 cm de diámetro) en algunos puntos pareciera indicar un flujo de lava. Tienen mal grado de selección y compactación. El 95% es material juvenil del cual el 20% presenta palagonita.

1.2.3.2.4 Unidad III (Freatomagmática).

Representada por una secuencia de depósitos de oleadas con un espesor de 12 a 20 metros, aflora en la mayoría cráter teniendo su espesor máximo en la pared occidental. Esta unidad se dividió en 5 subunidades principales, es considerada que se formó debido a la interacción agua-magma siendo depósitos debidos a actividad freatomagmática. Es de color beige con una matriz de arcilla, los clastos que contienen van desde arena fina a gruesa con algunos bloques de caliza inmersos (50-70%), así como fragmentos juveniles (30-40%). Presenta contactos erosivos tanto en el nivel superior e inferior, al igual que en lo horizontes entre las subunidades. En algunos horizontes es común encontrar estructuras como dunas,

antidunas, estratificación cruzada, lapilli acreacional, balísticos, huellas de impacto (Figura 6C). A continuación, se describirán las subunidades que conforman la fase freatomagmática:

Subunidad B: Capas finas de color café, compactas, masivas con mala clasificación presentan lentes de clastos de caliza de 1 cm de diámetro y huellas de impacto. En la base se definió una capa de 5 a 10 cm de espesor compuesto por lapilli acrecional de 1 mm de diámetro y bloques de caliza de hasta 12 cm de diámetro.

Subunidad C: Secuencia de oleadas de color café de aproximadamente de 2 m de espesor, presenta una matriz de ceniza media a gruesa inmersos en bloques de caliza (30-83 cm de diámetro) en el fondo y centro de la subunidad. Generalmente el depósito es compacto, pobremente clasificado, con estratificación cruzada, estructuras de dunas y deformación por impactos de balístico.

Subunidad D: Secuencia de oleadas de color café claro de aproximadamente 1 m de espesor, compuesto por ceniza fina, es masiva, pero puede presentar laminación. Se puede observar lentes compuestos por clastos de caliza de tamaño de grava (gránulos y guijos). Hacia la base presenta lapilli acrecional y su contacto inferior es erosivo.

Subunidad E: Secuencia de oleadas de color café claro de 1 m de espesor compuesto por ceniza fina a muy fina. En general se presenta masivo, pero en algunas zonas existen dunas y lentes con fragmentos de clastos de caliza del tamaño de grava. Hacia la base se encuentran lapillis acrecionales y tanto el contacto superior e inferior son erosivos.

Subunidad F: Secuencias de oleada y bloques de color café claro de 1.6 m, constituido por bloques angulosos de caliza y en menor proporción de juveniles. Los clastos se encuentran inmersos en una escasa matriz de ceniza. Generalmente es masiva, compacto y pobremente clasificada, donde los clastos están orientados en la dirección del flujo, además tiene deformaciones por impacto de balísticos (Figura 6C).

Subunidad G: Secuencias de oleadas de color café claro de 2.6 m de espesor, constituido por un número indeterminado de pulsos de ceniza fina.

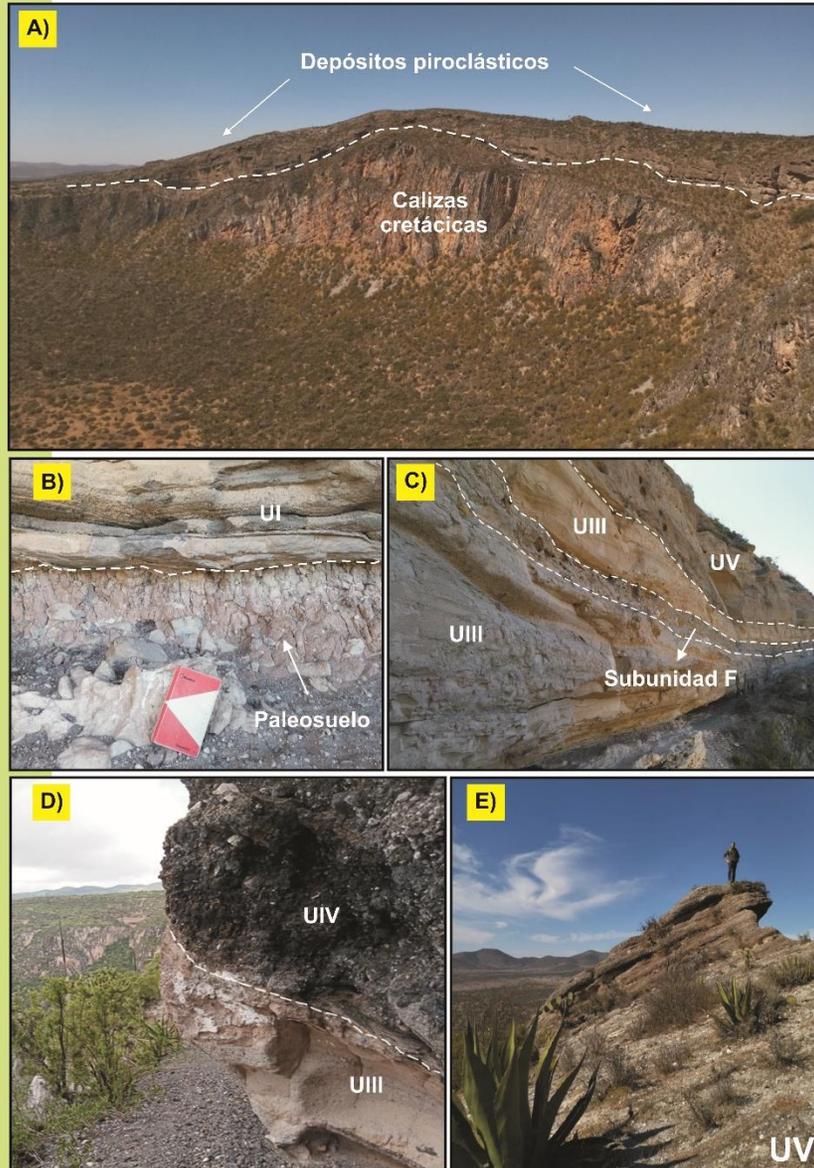


Figura 6. Depósitos piroclásticos que afloran en el maar de la Joya Honda. A) vista del sector N donde se aprecia el límite entre los depósitos piroclásticos y las calizas cretácicas. B) fotografía de la UI ubicada al NE del cráter, se observa el contacto entre el paleosuelo. C) Pared ubicada en el sector NE de cráter correspondiente a la tercera fase eruptiva. D) fotografía de UIV, localizada al S de cráter. E) Depósitos de la unidad V

1.2.3.2.5 Unidad IV

Esta unidad solo aflora en la zona sur del cráter de la misma manera que la UII, se definió como un paquete de escoria de composición basanítica, clasto soportado con un espesor entre 4-5 m, contine mala clasificación y compactación. La fase contiene 70% de material juvenil seguido de un 15% de material palagonitizado (Figura 6D).

1.2.3.2.6 Unidad V

Se definió como la última fase eruptiva definido como una secuencia de caídas y oleadas con una predominancia en las primeras. Se caracteriza por tener un espesor de 80 metros en la zona norponiente del cráter, en cambio en la zona nororiente se tiene estimado 50.8 m. Presenta patrones de colores entre a amarillos debido a alteración a palagonita de los componentes juveniles. En algunos horizontes de oleadas, contiene estructuras como estratificación cruzada y laminar, en otros son masivos con un grado de compactación alto. Esta fase eruptiva presenta la más alta alteración a Patagonia que las demás que afloran en el área de estudio (Figura 6E).

2. Marco teórico: Hidrovulcanismo, Método magnetométrico y fábrica de forma

Como ya se mencionó anteriormente este trabajo de investigación es de tipo multidisciplinario donde se han combinado tres diferentes metodologías por lo que es necesario elaborar un marco teórico que comprenda los diferentes estudios.

El presente marco teórico se dividirá en 3 partes. En la primera sección se detallarán los aspectos más característicos del hidrovulcanismo como los procesos de formación de estructuras relacionadas a la interacción agua-magma, algunos modelos conceptuales de la formación de volcanes tipo *maar*, fragmentos balísticos y las características de los depósitos asociados. Posteriormente se realizará una breve descripción del análisis textual cuantitativo enfocado en la fábrica de forma, donde se definirán algunos aspectos importantes sobre la estadística detrás de este análisis. Por último, se describirán las características más importantes relacionadas al análisis magnetométrico que van desde conceptos básicos del campo geomagnético, propiedades magnéticas de las rocas hasta los filtros matemáticos que se necesitan para elaborar mapas de anomalías magnéticas que son esenciales en la interpretación geológica.

2.1 Hidrovulcanismo

El hidrovulcanismo es una variante del vulcanismo explosivo, ocurre cuando el magma (independientemente de su química) asciende a través de la corteza, encontrando un cuerpo de agua donde interactúa explosivamente, esta interacción puede ocurrir a profundidad (subterránea) o a de manera superficial ([Sheridan y](#)

Wohletz, 1983). La variedad de estilos eruptivos asociados al hidrovulcanismo pueden encontrarse en muchos ambientes que incluyen ambientes marinos litorales, lacustres, freáticos y subglaciales (Sheridan y Wohletz, 1983). Sterns y Macdonald (1946) propusieron el término freatomagmático haciendo referencia a las explosiones que se relacionan a la interacción de un cuerpo magmático con agua subterránea, los productos relacionados a este proceso son roca encajonante brechada, agua, vapor y clastos juveniles que reflejan la cantidad relativa de agua y magma involucrada en la interacción. En varias ocasiones se han usado estos dos conceptos como sinónimos, pero existe una distinción entre ellos colocando el hidrovulcanismo como un término más general que involucra la interacción agua en cualquier ambiente y el término freatomagmático se relaciona solamente a condiciones de interacciones explosivas con agua subterránea. A completar esta terminología, existe una palabra específica por aquellas erupciones que son producida por explosiones de solo vapor: erupciones freáticas. Una característica de estas erupciones es la ausencia de material juvenil debido que el agua no entra en contacto con magma, más bien con rocas ya sólidas, aunque muy calientes.

2.2 Morfologías Hidrovolcánicas

Las estructuras generadas por hidrovulcanismo son comúnmente monogenéticos como: anillos de tobas, conos de tocas y *maares* (Figura 7), siendo las estructuras volcánicas más abundantes en la superficie terrestre después de los conos de escoria (Cas y Wright, 1987; Wohletz y Heiken, 1992).

2.2.1 Anillos de tobas y conos de tobas

Los anillos de tobas son estructuras hidrovolcánicas, cuyo cráter yace en o sobre la superficie previa a la erupción (Cas y Wright, 1987; Kereszturi y Németh, 2012). Están rodeados por un anillo de tefra con pendientes muy suaves hacia afuera (10°;

Sheridan y Wohletz, 1983), tienen espesores de menos de 50 m (Figura 7). Comúnmente están integrados por depósitos de caídas y corrientes de densidad piroclásticas. En cuanto a componentes, se caracterizan por contener mayor cantidad de material juvenil (Heiken, 1971) y menor proporción de fragmentos líticos (1-5%) en comparación a los volcanes tipo *maar* (Tabla 1). Pueden tener composiciones basálticas, aunque también son frecuentes orígenes ácidos (Cas y Wright, 1987).

Los conos de tobas son parecidos a los anillos de tobas (Figura 7), puesto que se localizan en el nivel de la superficie terrestre y morfológicamente tienen cráteres más pequeños (Tabla 1; Cas y Wright, 1987). Se forman en áreas donde los cuerpos de agua superficial (lago o mar) es ubicado encima del conducto alimentador. Los depósitos asociados son de gran espesor cerca del conducto alcanzando alturas de 300 m, presentando pendientes abruptas de 20° a 25° (Sheridan y Wohletz, 1983; Cas y Wright, 1987).

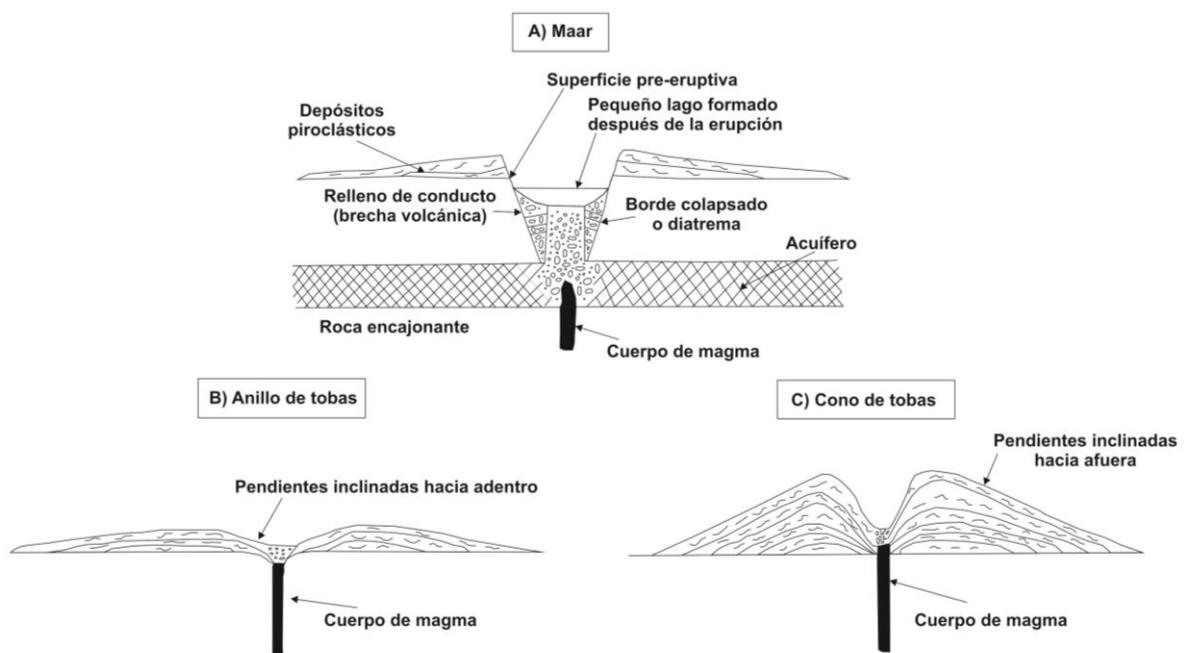


Figura 7. Estructuras hidrovolcánicas

2.2.2 Maar-diatrema

Después de los conos de escoria básicos, intermedios y ultrabásicos, los volcanes monogenéticos tipo *maar*-diatrema son el segundo tipo de volcán más común en continentes e islas (Figura 7; Tabla 1; Wood, 1980; Lorenz, 1986; Cas y Wright, 1987; Wohletz & Heiken, 1992; Vespermann & Schmincke, 2000; Schmincke, 2004). Pueden derivarse de un solo evento (monogenético) o de múltiples (poligenéticos) (Ollier 1967; Lorenz 1973; Németh 2010; White y Ross, 2011). Se forman en una gran diversidad de escenarios volcánicos subaéreos, no se limita a una sola composición de magma (Lorenz et al., 1994; Lorenz, 2007) y en su gran mayoría se consideran de origen freatomagmático (Ollier, 1967, 1974; Baudry y Camus, 1970; Lorenz, 1973; Camus, 1975; Fisher y Schmincke, 1984; Lorenz, 1985, 1986a; Cas y Wright, 1987; Lorenz et al., 1994, 2003; Schmincke, 2004)

Los volcanes tipo *maar*-diatrema se diferencian de otras estructuras hidrovulcánicas por ser cráteres de hasta 5 km de diámetro (Lorenz, 1973, 2003b, 2007; Jordan et al., 2013) y varias decenas de metros hasta 300 m de profundidad. Contienen un cráter que se localiza por debajo de la superficie pre-eruptiva (Self et al., 1980; Wohletz y Sheridan, 1973; Lorenz, 1986; 2003 b, 2007; Sohn, 1996), de esta manera queda expuesta rocas pre-*maar* en las paredes del cráter (Ollier, 1967; Lorenz, 1986, 2003b, 2007; White y Ross, 2011). Están rodeados por un anillo de material piroclástico (tefra), estratificado que decrece en espesor lejos de la fuente. Estudios estratigráficos y texturales en varios *maares* indican que en ocasiones son el producto de erupciones complejas con diversos estilos eruptivos, existiendo así alternancias de eventos magmáticos y freatomagmáticos (Houghton y Nairn 1991; Houghton y Schmincke, 1986; Houghton et al., 1996; Ortega y Carrasco-Núñez, 2009; Jordan et al., 2013; Tchamabé et al., 2016; Saucedo et al., 2017; López-Rojas, 2018). En México el término que se utiliza para nombrar a los volcanes tipo *maar*-diatrema es *xalapazco* del dialecto náhuatl que significa vasija que contiene arena.

UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DEL CENTRO DE EMISIÓN DURANTE LA ERUPCIÓN DEL MAAR DE LA JOYA HONDA, SAN LUIS POTOSÍ

Estructuras hidrovulcánicas				
Características	Conos de Escoria	Conos de toba	Anillos de toba	Maar-diatrema
Cráter arriba o por debajo de la superficie original del suelo	Arriba	Arriba	Arriba	Abajo
Pendientes internas del cráter	Inclinadas	Moderadamente inclinadas	Poco inclinadas	Inclinadas-verticales
Pendientes externas del cráter	Inclinadas (30°-35°)	Moderadamente inclinadas (25°-30°)	Poco inclinadas (02°-15°)	Poco inclinadas
Diametro basal del cráter (W_{co} , en km); promedios de Head et al. 1981	0.25-2.5	-	1.6	1.4
Diametro del cráter comparado con el diametro basal	Pequeño	Mediano	Grande	Grande
Altura del cono o del borde; promedios de Head et al., 1981	$0.18 W_{co}$	Frecuentemente >100, pero <300 m	<50 m ⁽³⁾	<30 m
Diametro del cráter o del borde (Head et al., 1981)	$0.4 W_{co}$	<0.1-1.5 km	0.2-3.0 km	0.2-3.0 km (600-800 m en promedio) ⁽²⁾
Relación altura/diametro del borde	-	0.5-0.2	0.13-0.05	0.13-0.05
Pendiente inicial del buzamineto de las capas	25-38°	10-30°	Sub-horizontal a 20°	Sub-horizontal a 20°
Estratificación	Burda a gruesa	Masiva a debil	Bien estratificada	Bien estratificada
Tamaño de grano dominante	Bloques y lapilli	Ceniza y lapilli	Ceniza y lapilli	Ceniza y lapilli
Proporcion de fragmentos no juveniles	Generalmente <<1% (ver a Carey y Houghton, 2010)	Pequeña (poco %, o menos)	Variable ⁽⁴⁾	Hasta 90%
Proporcion de fragmentos juveniles	100%	90-100	90-100	0-100
Fragmentos juveniles densos a pobremente vesiculares	Raros	Tipicamente abundantes	Tipicamente abundantes	Tipicamente abundantes
Modo de transporte de los piroclastos	Caída, avalancha de clastos	Base surges ^(5,6) , caídas y remobilizaciones	Oleadas basales y caídas	Oleadas basales y caídas
Subyaciado por diatrema	No	No	Diatrema poco profunda	Diatrema profunda
Agua externa	Poco o nada	Comun	Abundante a limitada (agua subterránea)	Limitada
Energia explosiva (fragmentación)	Muy baja	Baja-Media	Alta-Muy alta	Alta-Muy mala
Proporcion agua/magma	<0.1	>0.3, pero <10	0.1-0.3	0.1-0.3

Tabla 1. Comparación de los diferentes tipos de volcanes basálticos (Tomada de White y Ross, 2011) ⁽¹⁾⁽²⁾

⁽¹⁾ Nota: los volcanes con características mixtas son comunes y registran las variaciones del estilo eruptivo predominante que forma el edificio volcánico. ⁽²⁾ Tabla basada en los trabajos de Sheridan y Wohletz (1983), Fisher y Schmincke (1984), Lorenz (1986), Sohn y Chough (1989, 1992), White (1991b), Vespermann y Schmincke (2000). ⁽³⁾ El anillo de tobas El Capelinhos tiene cerca de 200 m de espesor (Waters y Fisher, 1971) ⁽⁴⁾ Los componentes de los depósitos freatomagmáticos en el anillo de tobas Ohakune es caracterizado por poca abundancia de material no juvenil (Houghton y Hackett, 1984). El cono de escorias Rothenberg contienen 55% de materia no juvenil (Houghton y Schmincke, 1989). ⁽⁵⁾ Sohn y Chough (1992) y Sohn (1996) consideran que las oleadas piroclásticas tienen un rol menor en la formación de los conos de tobas. ⁽⁶⁾ Base surges u oleadas basales ha sido utilizado para referirse a corrientes de densidad piroclástica diluidas asociadas a erupciones freatomagmáticos especialmente

2.2.2.1 Diatrema

Algunos estudios geofísicos (López-Loera *et al.*, 2005; Galván, 2016; Almaguer *et al.*, *en prensa*) y análisis de líticos en los anillos eyección evidencian que el cráter del *maar* subyace a un diatrema que tiene forma crónica invertida con profundidades de hasta 2.5 km y 1.5 km de ancho. Esta estructura es importante tanto que su nombre se integró en la denotación del todo el volcán, en consecuencia, se incluyó un nuevo término denominado *maar*-diatrema (Lorenz, 1975, 1985, 1986; White 1991; Lorenz y Kurszlaukis 2007; Németh 2010; White y Ross 2011; Valentine y White, 2012; De Silva y Lindsay 2015; Valentine y Connor 2015). Están rellenas de una mezcla de fragmentos de la roca encajonante y clastos juveniles, además contienen intrusiones magmáticas que se profundizan hasta 2 km (Lorenz 1973, 1986; White y Ross, 2011).

Morfológicamente los diatremas constan de 3 zonas principalmente (Figura 8; White y Ross, 2011): 1) un diatrema superior, lo definen capas estratificadas y brechas 2) diatrema inferior, no presenta estratificación aparente, es masiva y mal clasificada y 3) zona de raíz.

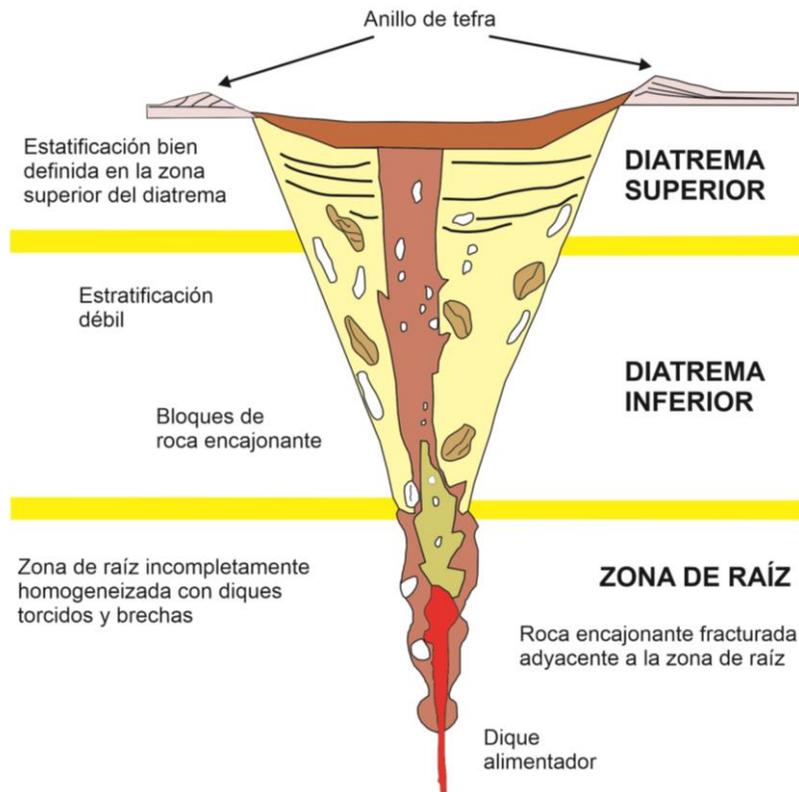


Figura 8. Principales partes en que se divide una diatrema (modificado de White y Ross, 2011)

2.4 Tipos de sustrato (compacto vs suave)

Los acuíferos son rodeados por dos tipos de sustrato, pueden ser mecánicamente compactos o suaves basándose en inferencias geológicas y experimentales (Lorenz, 2003; Macorps *et al.*, 2016):

1. Sustrato compacto (*hard-rock*): contienen baja permeabilidad y están cortados por fallas y/o conjuntos de fallas que pueden ser zonas hidráulicamente activas (ejemplo: rocas calizas o plutónicas).
2. Sustrato suave (*soft sediment*): destacan por ser no consolidados o sedimentos vulcanoclásticos que pueden llegar a saturarse de agua hasta la superficie o cerca de ellas.

En sustratos duros, la cohesión entre las partículas es buena causando que se formen cráteres grandes y profundos con paredes muy altas con pendiente abruptas. En cambio, en sustratos suaves el empobrecimiento de la cohesión hace que las paredes no se sostengan desplomándose hacia el centro del cráter rellenándolo, haciéndolo menos profundo con pendientes suaves (Figura 9).

Se han realizado estudios experimentales de formación de *maar*-diatrema (Macorps et al., 2016) donde determinaron que las propiedades del sustrato influyen en la morfología de cráter, pero solo en explosiones primarias, es decir, en etapas tempranas de formación *maar*-diatrema (etapa de proto-diatrema; Valentine y White, 2012). A medida que incrementan las explosiones disminuye la resistencia mecánica y aumenta el debilitamiento del sustrato dando como consecuencia ninguna correlación con las propiedades del sustrato y en la morfología del diatrema.

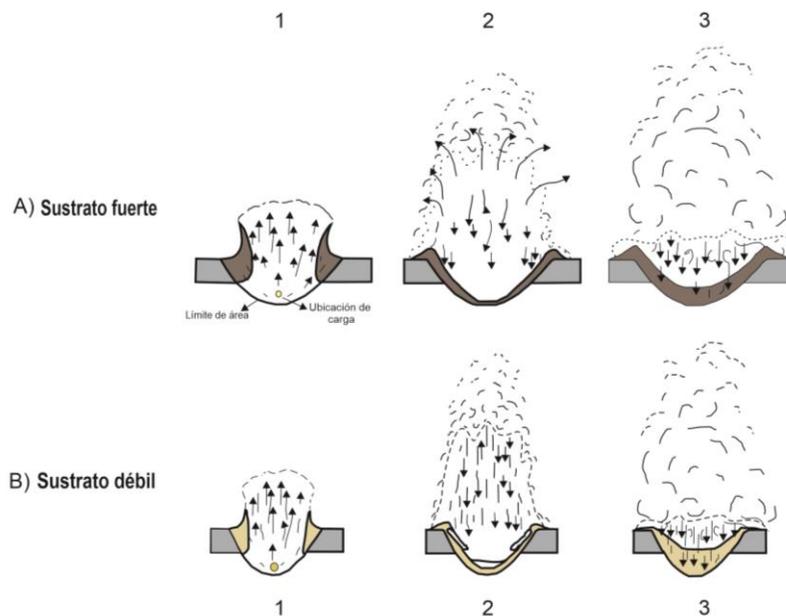


Figura 9. Secuencia esquemática de los procesos de formación de un cráter en relación con: A) sustrato fuerte con alta cohesión entre las partículas y B) sustrato débil con baja cohesión entre las partículas. En 1, un sustrato fuerte la cohesión conduce un mayor diámetro de movilización de materia (A1). En 2, comienza el depósito de los materiales expulsados dentro y en los bordes del cráter, la mala cohesión en sustratos suaves hace que el material acumulado en los bordes se desplome hacia dentro del cráter (B2). En 3, morfología final del cráter, en un sustrato fuerte lo materiales han formado un borde alto (A3), mientras que en un sustrato débil se tiene con cráter relleno con paredes pocos profundas (B3). Modificado de Macorps et al., 2016.

2.3 Fragmentación freatomagmática (MFCI)

La interacción magma-agua ha sido analizada por varios autores (Lorenz 1985; 1986; 1998; 2000a; Zimanowski 1986, 1992, 1998; Lorenz *et al.*, 1994, 1999, 2002; Fröhlich *et al.*, 1993, Zimanowski *et al.*, 1995, 1997a, 1998; Büttner y Zimanowski 1998, Ort *et al.*, 2000). Los primeros trabajos tenían como objetivo monitorear los eventos dinámicos y determinar lo que controla la conversión rápida de la energía térmica en energía mecánica (Wohletz y McQueen, 1981; Sheridan y Wohletz, 1983). Posteriormente Sheridan y Wohletz (1983) realizaron mediciones cuantitativas de los fenómenos hidroexplosivos donde pudieron determinar relaciones de magma-agua entre 0.1 y 0.3 respectivamente para magmas basálticos (Tabla 1).

Como se ha mencionado anteriormente gran parte de la comprensión de la fragmentación freatomagmática ha sido analizada experimentalmente, en la comunidad científica es aceptada que la interacción magma-agua es el resultado del proceso denominado combustible fundido-refrigerante (Figura 10; MFCI, *Fuel Coolant Interactions*). La dinámica física de una interacción explosiva de MFCI puede ser descrito en cuatro fases (Zimanowski *et al.*, 1997; Morrisey *et al.*, 2000):

1. **Premezcla hidrodinámica:** se define el contacto inicial entre el material del combustible (magma) y el enfriador (agua) crea una película de vapor estable (fenómeno de Leidenfrost) aislando cualquier interacción explosiva entre ambos.
2. **Colapso:** en esta etapa se colapsa por completo la película de vapor permitiendo el contacto entre el combustible y el enfriador. Esta expansión y colapso puede ocurrir varias veces hasta que la energía del colapso se lo suficiente para fragmentar el material muy fino (Zimanowski *et al.*, 1991).
3. **Fragmentación fina:** se inicia un proceso intenso de fragmentación térmica resultando un rápido incremento del área de la interfaz de contacto directo entre los dos sistemas existiendo transferencia de calor de forma inmediata (milisegundos).

4. Expansión volumétrica del enfriador-combustible: sucede cuando el agua supercalentada se transforma en vapor supercalentado dando lugar a una erupción freatomagmática.

Aunque los resultados de los experimentos acerca del MFCI (*Fuel Coolant Interactions*) han sido novedoso para entender la dinámica agua-magma, hasta ahora sigue siendo poco controversial y conocida (Valentine *et al.*, 2011).

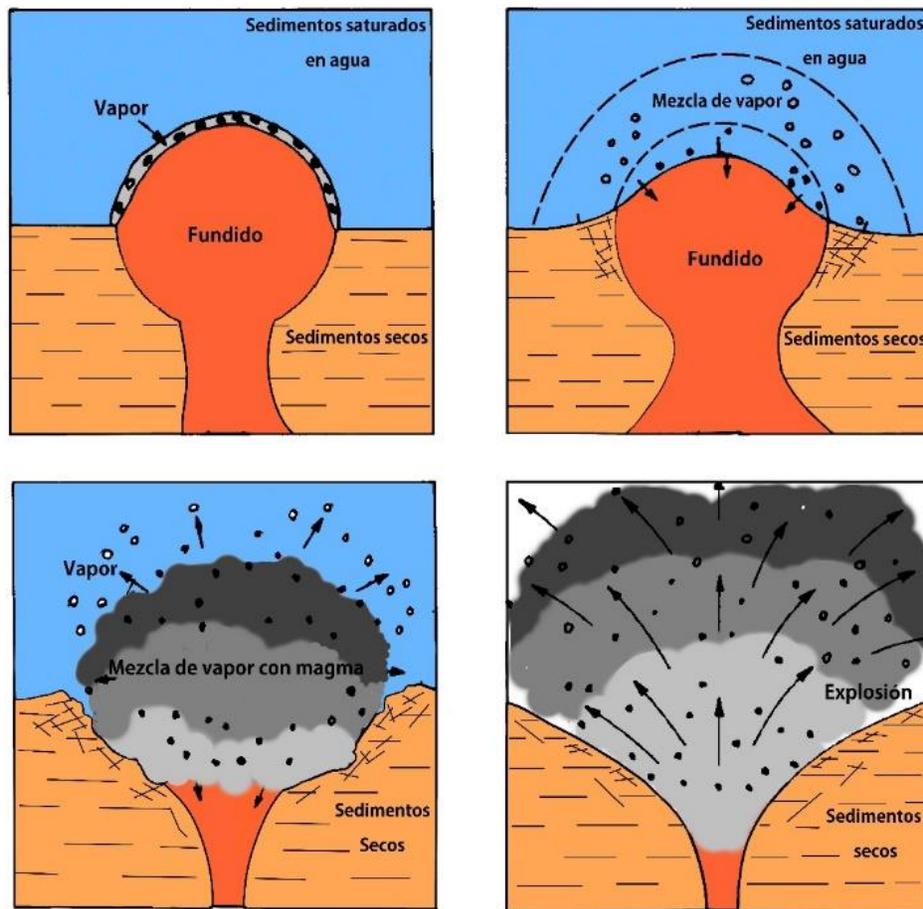


Figura 10. Representación del proceso MFC que ocurre durante el contacto explosivo magma-agua. A) Contacto inicial entre el refrigerante y combustible. B) Colapso completo de la película de vapor permitiendo el contacto entre el combustible y el enfriador. C) Presurización y supercalentamiento del agua. D) Expansión volumétrica del enfriador-combustible. (Modificado de Sheridan y Wohletz, 1983).

2.4 Modelos conceptuales de la formación de volcanes tipo *maar*-diatrema

El modelo conceptual de Sheridan y Wohletz (1983) se basa en la relación agua-magma (Figura 11), donde establece que la morfología, los mecanismos de transporte, procesos deposicionales están en función directa con la interacción agua-magma debido a la energía mecánica liberada al momento de la interacción (Sheridan y Wohletz, 1981, 1983; Wohletz y Heiken, 1992).

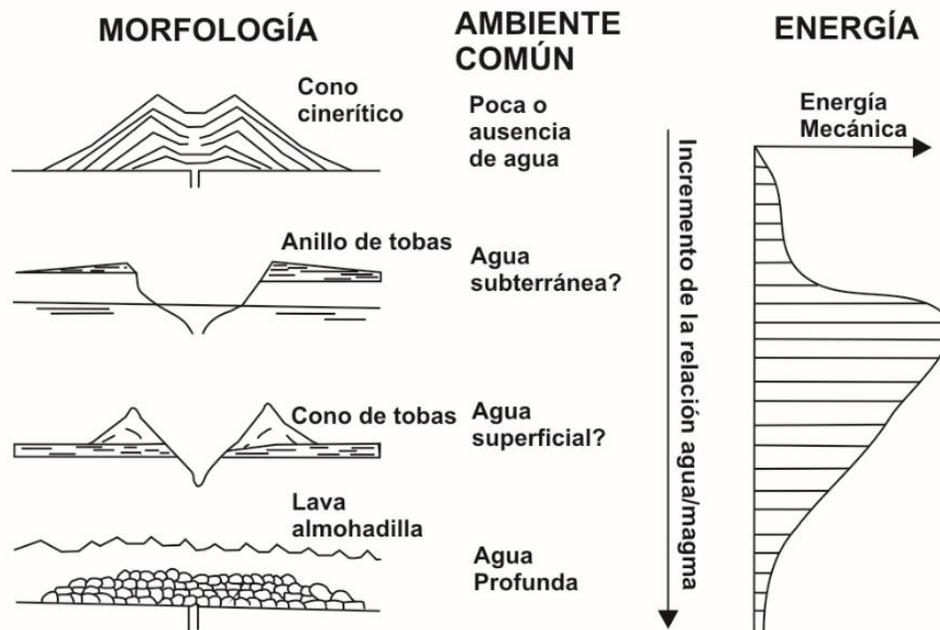


Figura 11. Diagrama esquemático que muestra la relación entre la morfología hidrovulcánica resultante y el ambiente hidrogeológico. En condiciones de poca presencia de agua comúnmente se producirán conos de escoria, en cambio cuando se tiene mayor cantidad de agua se formará conos de tobas. En condiciones de aguas profundas el enfriamiento pasivo del magma basáltico producirá lava almohadilladas. (Modificando Wohletz y Sheridan, 1983)

Posteriormente, se elaboraron modelos conceptuales para describir los procesos que forman los volcanes tipo *maar*-diatrema (Lorenz, 1986; Lorenz y kurszlauskis, 2007, Valentine *et al.*, 2011; Lorenz *et al.*, 2016). El modelo de crecimiento incremental (*incremental growth*: Lorenz, 1986) describe que durante la evolución volcánica de *maar*-diatrema pueden existir variaciones entre la dinámica del flujo de magma y en el sistema hidrológico afectando el MFCI (*Molten Fuel Coolant interactions*) este proceso se evidencia en la morfología del anillo de tefra, cráter y del diatrema subyacente (Lorenz, 1986; Lorenz y kurszlauskis, 2007). El magma asciende a través de un dique encontrado un cuerpo de agua poco profundo (200-300 m) provocando una fase temprana de explosiones (MFCI), la interacción inducirá que el agua se evapore produciendo un decrecimiento del nivel freático migrando las explosiones hacia abajo. El resultado de este proceso es un diatrema que progresivamente se profundiza y un cráter cada vez más ancho generados por múltiples eventos eruptivos (Figura 12). Los líticos encontrados en los depósitos serían indicador de la profundidad de explosión. Aunque este modelo sea muy utilizado para intentar definir los procesos de formación de un maar ha sido cuestionado en trabajos experimentales (Valentine y Ross, 2011).

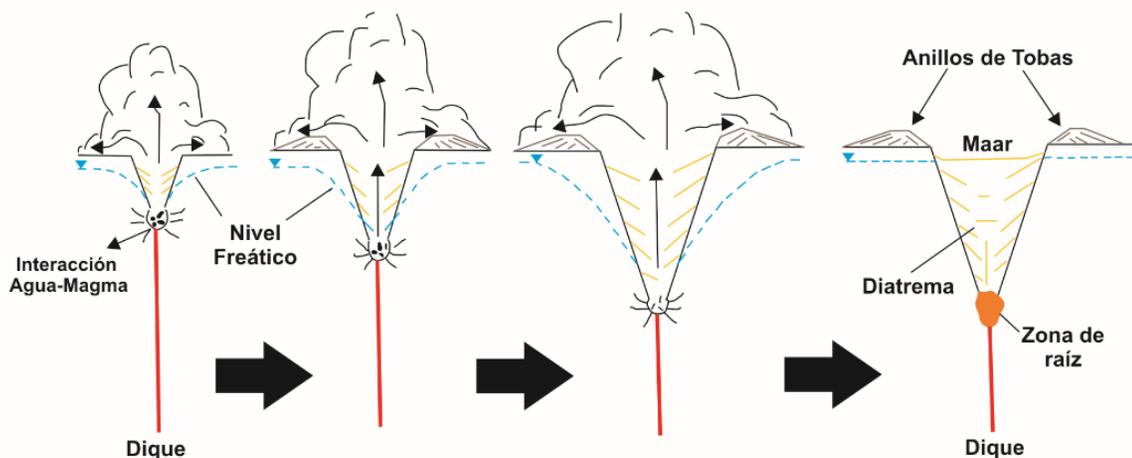


Figura 12. Modelo de crecimiento incremental (Modificada de Lorenz, 1986)

Otros trabajos recientes de modelos de formación de volcanes tipo *maar* son los de [Valentine y White \(2011\)](#) que describen la formación de un protodiatrema hasta una evolución más madura, es decir, al conjunto *maar*-diatrema ([Figura 13](#)). El modelo sugiere que resulta de varias explosiones debido a la interacción magma-agua (MFCI) mientras que la diatrema y el cráter se ensanchan debido al hundimiento. Además, resalta y explican la presencia de líticos profundos en los anillos de eyección de tefra cambiando lo estipulado por [Lorenz \(1986\)](#).

A medida que el magma hace a través de un dique tomando direcciones aleatorias en la protodiatrema. El MFCI puede suceder en cualquier nivel donde la presión del agua este por debajo de la presión crítica de la misma, las explosiones son más efectivas a profundidades de <1 km y especialmente <100 m por debajo del nivel freático ([Zimanowski y Büttner, 2003](#)). Las explosiones contribuyen a la formación y ampliación de la diatrema ensanchándose más rápido en la zona superior que la inferior debido a la presión hidrostática, el aumento de la resistencia de la roca y colapso de las paredes del cráter. El modelo infiere que las explosiones individuales son relativamente pequeñas y pueden variar en un rango de profundidades provocando la fragmentación de la roca encajonante donde es expulsada hacia la atmosfera en condiciones más someras. En algunas situaciones en los diques, el flujo del magma podría llegar a la superficie sin interactuar con el agua produciendo erupciones explosivas y efusivas.

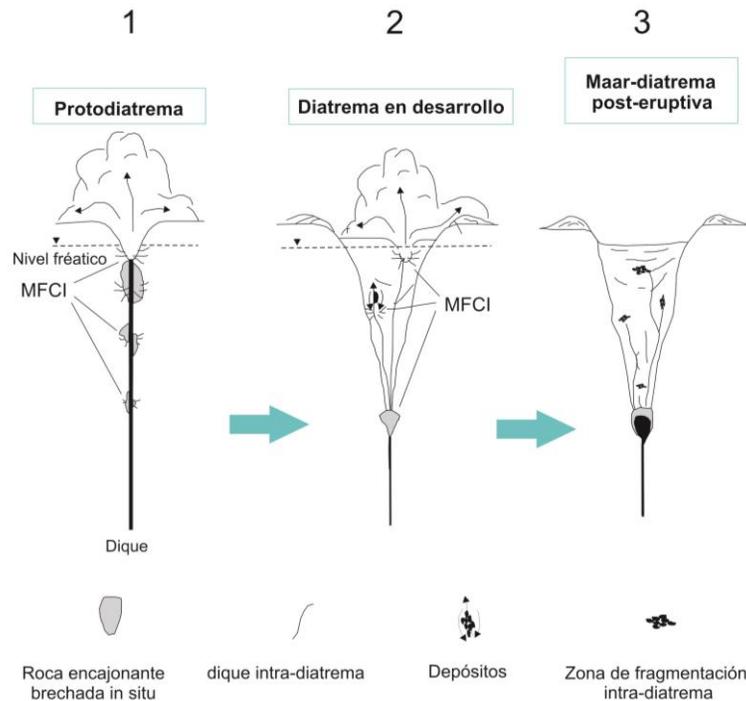


Figura 13. Modelo de formación de diatremas. El MFCI tiene lugar en un rango de profundidades donde la presión hidrostática este por debajo de la presión crítica de la misma, brechando la roca encajonante (1). Después del desarrollo final del proto diatrema, las explosiones ensanchan la parte superior generando la forma de cono invertido típico de las diatremas (2). Los diques intra-diatrema proporcionan energía térmica para las explosiones freatomagmáticas (zonas de fragmentación intra-diatrema)

2.5 Características comunes del freatomagmatismo

El hidrovulcanismo suele mostrar ciertas características como:

1. Huellas de impactos: son depresiones ocurridas en los estratos que pueden deformarse plásticamente, ocasionadas por impacto de bloques y bombas, expulsados balísticamente en las secuencias estratigráficas relacionada los cráteres tipo *maar*. La capa deformada es asimétrica, quedando el ángulo menor (con respecto a la horizontal) en la dirección de la trayectoria y un ángulo mayor en la parte donde de emplaza el proyectil (Fisher y Schmincke, 1984)

2. Lapilli acrecional: son partículas esféricas o semiesféricas, comúnmente asociadas al hidrovulcanismo, se forman y crecen como el resultado de colisiones entre partículas de ceniza recubiertas de líquido, debido a diferencias en la velocidad terminal de las mismas partículas (Gilbert y Lane, 1994). Es muy importante recalcar que la presencia de lapilli acrecional no se limita al hidrovulcanismo

3. Deformaciones penecontemporáneas: son estructuras ondulantes presentes en estratos de sedimentos blandos en depósitos de secuencias hidrovulcánicas (Fisher y Waters, 1970; Heiken, 1971).

4. Bombas con corteza de pan o tipo coliflor: la ocurrencia de bombas volcánicas es una característica inherente a las erupciones volcánicas. Los dos tipos de bombas ocurren durante episodios freatomagmáticos de erupciones vulcanianas (Fisher y Schmincke, 1984; Yamagishi y Feebrey, 1994) y pueden ser transportadas, ya sea balísticamente o dentro de una corriente de densidad piroclástica diluida.

5. Alteración a palagonita: los depósitos freatomagmáticos presentan con cierta frecuencia una coloración con patrones naranjas a cafés y una fuerte litificación (Sheridan y Wholetz, 1993). Estas características son comunes de la alteración por palagonitización definida por el proceso de hidratación de vidrio máfico en el que arcillas, zeolitas (considerados como subproductos de esta alteración) o calcita, son redistribuidos en las superficies de las partículas o vesículas

2.6 Depósitos freatomagmáticos

Los depósitos formados en ambientes freatomagmáticos presentan gran variedad de estructuras y texturas debido a la interacción agua magma (Sheridan & Wohletz, 1983). Los depósitos piroclásticos más característicos en ambientes freatomagmáticos son los depósitos de caídas piroclástica y las corrientes de densidad piroclástica (CDP's) siendo las diluidas las que más abundan en los anillos de eyección de los monogenéticos tipo *maar* (Figura 14). A continuación, se

describirán los diferentes tipos de depósitos definiendo las características más importantes además de sus mecanismos de formación.

Depósitos Piroclásticos

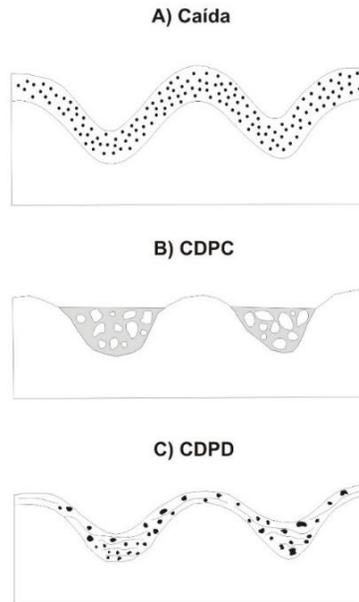


Figura 14. Tipos de depósitos freatomagmáticos más comunes. A) Depósitos de caída caracterizadas por mantener la topografía. B) Corrientes de densidad piroclástica concentradas rellenan la topografía. C) Corrientes de densidad piroclástica diluida se depositan cubriendo la topografía preexistente con espesores mayores en las depresiones o donde rellena valles (modificado de Cas y Wright, 1987).

2.6.1 Corrientes de densidad piroclástica (CDP)

Uno de los fenómenos más complejos y peligrosos que resultan del hidrovulcanismo son las corrientes de densidad piroclásticas (CDP; Sulpizio *et al.*, 2014). Las CDP son una mezcla heterogénea de fragmentos volcánicos (fase sólida) y gas (fase fluida) que fluyen por efecto de la gravedad (Figura 14). Debido a su naturaleza multifásicas son consideradas como corrientes de gravedad densas sumergidas en un fluido menos denso cercanamente isotrópico (atmósfera) (Sulpizio *et al.*, 2014). Se ha realizado una clasificación en base con la cantidad de partículas y gases definiendo dos conceptos principales (Walker, 1983; Cas y Whright, 1987): 1) las CDP's densas dominadas por sólidos (anteriormente flujos piroclásticos) y 2) CDP's

diluidas (anteriormente oleadas piroclásticas) la contraparte caracterizada por contener poca cantidad de la fase sólida.

2.6.1.1 Corrientes de densidad piroclástica densas (CDP_c)

Las CDP's densas, anteriormente llamadas flujos piroclásticos (Sparks et al., 1973; Wright et al., 1980; Branney y Kokelaar, 1992) se caracterizan por contener una alta concentración de partículas volcánicas, son influenciados por la gravedad y rellenan valles y depresiones (Cass y White, 1987). Los depósitos asociados son masivos (Figura 13B) y pobremente clasificadas debido a alta concentración de partículas, por lo tanto, son asociados a un modelo de depósito en masa (Cas y Wright, 1987; Sparks, 1976).

2.6.1.2 Corrientes de densidad piroclástica diluidas (CDP_d)

Las PDC's diluidas (Figura 14C), anteriormente denominadas por la literatura clásica como oleadas piroclásticas, se distinguen por ser flujos turbulentos de alta velocidad con baja concentración de partículas, se depositan cubriendo la topografía preexistente con espesores mayores en las depresiones o donde rellena valles (Cas y Wright, 1987). Pueden originarse por diferentes modalidades: siendo parte de un flujo piroclástico, debido al colapso de una columna eruptiva, etc. Se pueden clasificar en: oleadas de terreno (ground surge), oleadas de nube de ceniza (ash cloud surge) y oleadas basales (base surge). Para este trabajo de investigación se hará énfasis en las oleadas basales ya que son una característica muy importante en las erupciones hidrovolcánicas.

2.6.1.2.1 Oleadas basales (base surge)

Una de las características más esenciales de las erupciones hidrovulcánicas son las oleadas basales (Moore *et al.*, 1966; Waters y Fisher, 1971; Moore y Sisson, 1981). Estos fenómenos se caracterizan por ser de forma de anillo y se desplazan hacia afuera de manera horizontal como un flujo de densidad desde la base de una columna de explosión vertical (Moore, 1967). Comúnmente tienen velocidades iniciales de más de 50 m/s y pueden acarrear material piroclástico a varios kilómetros desde la fuente. Se desarrollan tanto en ambientes naturales y en explosiones artificiales (termonucleares y químicas).

2.6.2 Caída piroclástica

Durante las erupciones explosivas se produce una columna eruptiva que se eleva hacia la atmósfera, a medida que se expande, los fragmentos volcánicos caen hacia la superficie terrestre por efectos de la gravedad desplazándose a distancias cortas o grandes según la velocidad del viento, el tamaño y la densidad de los granos involucrados produciendo depósitos de caída (Cas y Wright, 1987).

El tamaño y la geometría de los depósitos de caída reflejan la altura de la columna eruptiva y la velocidad del viento (Walker, 1971; Wilson *et al.*, 1978). Se caracterizan por mantener la topografía (Figura 14A). Además, son masivos, con buena selección de tamaño y pueden presentar estratificación planar debido a las fluctuaciones durante el transcurso de la erupción (Cas y Wright, 1987).

2.7 proyectiles balísticos volcánicos (PBV)

Las erupciones freatomagmáticas ocasionan la fragmentación del magma y la roca circundante, en consecuencia, se expulsan grandes fragmentos que describen trayectorias balísticas (Self et al., 1980; Lorenz et al., 1971a) denominados proyectiles balísticos volcánicos (PBV por sus siglas en inglés *Volcanic Ballistic Projectiles*; Taddeucci et al., 2017). De la misma manera que otros productos volcánicos, los PBV's son valiosos en proporcionar información sobre las erupciones pasadas, la evolución volcánica y localización de la fuente de emisión. Se han realizado varios estudios en volcanes tipo *maar* donde el análisis de balísticos ha sido una herramienta para localizar los centros eruptivos (Buttinelli et al., 2011; López-Rojas y Carrasco-Núñez, 2015; López-Rojas, 2018; Coutiño-Taboada, 2022).

Dependiendo de sus ángulos y velocidad de eyección los bloques impactan a diferentes distancias en las secuencias estratigráficas. Existen diversos tamaños, pero pueden alcanzar los 2 metros, pero en varios estudios en monogenéticos tipo *maar* se han encontrado longitudes de hasta 6 m (Jahns, 1959; Noll, 1967; Wood, 1974, Lorenz, 2007). El máximo alcance observado es de 4 km, además el diámetro de los balísticos decrece sistemáticamente con la distancia del centro de emisión (Lorenz, 1970, 1971a). Debido a las características mencionadas anteriormente son consideradas como un peligro inminente para las comunidades, además que pueden provocar pérdidas económicas y daños en la infraestructura (Lorenz, 2007). Por esta razón es importante su estudio para determinar su comportamiento y dinámica con el fin de realizar mapas de riesgo (Alatorre-Ibargüengoitia et al., 2016).

2.7.1 Física detrás de la dinámica de los PBV's

Tradicionalmente, el modelamiento de PBV's a través del aire parte de la teoría balística simplificada donde se consideran las fuerzas de gravedad y arrastre

(Figura 15), pero se ha demostrado que su comportamiento puede variar mientras se desplazan (Taddeucci *et al.*, 2017). En cuanto su dinámica, existe una relación directa entre la velocidad de eyección y el tamaño de los bloques, es decir, mientras más pequeños mayor será su velocidad eyección (Lorenz *et al.*, 1971). Debido a las fluctuaciones durante las erupciones freatomagmáticas el tamaño y las velocidades máximas de eyección de los bloques pueden variar. Cálculos relacionados al análisis de balísticos concluye que las velocidades de eyección van desde decenas hasta varios cientos de metros por segundo (Lorenz, 1970; Fudali y Melson, 1972; Nairn, 1976; Zimanowski *et al.*, 1997; Self *et al.*, 1980; Bütter *et al.*, 2002) e inclusive llegan a superar la velocidad del sonido (> 1 Mach) en la atmosfera.

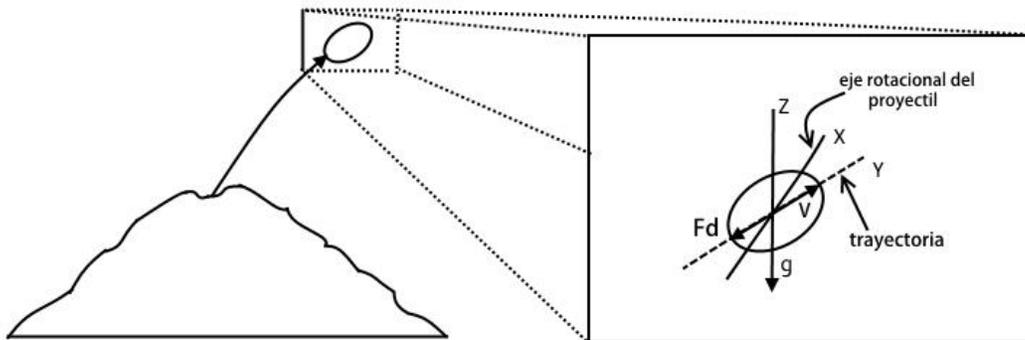


Figura 15. Diagrama esquemático que muestran las fuerzas que actúan sobre los balísticos durante su trayectoria en la atmosfera. El lado más alargado de las partículas seguirá la trayectoria Y mientras rotan alrededor del eje X con una velocidad (V). La fuerza de arrastre (F_d), va disminuyendo la velocidad debido a la fricción creada por el aire atmosférico. Modificado de Mastin (2001) y Sherwood (1967).

2.8 Fábrica de forma

La fábrica de forma es una herramienta del análisis textural cuantitativo (ATC) definido como el arreglo espacial de estructuras y partículas en una roca (Capaccioni y Sarocchi, 1996; Moreno-Chávez *et al.*, 2018). Con el termino fábrica de forma (*shape-fabric*), nos referimos a la dirección y magnitud de orientación en 3D de clastos y cristales de diferentes formas (Pettijohn, 1975). El estudio de este parámetro es multidisciplinario y abarca áreas que van más allá del área de las

geociencias como la industria alimentaria, farmacéutica, médica, biológica, entre otros (Wenk, 1985, 2002; Wenk y Van Houtte, 2004; Kocks *et al.*, 2000; Randle y Engler, 2000). En el área de las geociencias la utilización de este parámetro textural comenzó en los años 50's con la petrología sedimentaria donde se realizaron estudios de fábrica en rocas como areniscas (Reineck y Singh, 1980), lutitas y turbiditas (Bouma, 1962; Pottery y Pettijohn, 1963; Sestini y Pranzini, 1965; Colburn, 1968; Hughes *et al.*, 1995) determinando rasgos importantes relacionados con el transporte, depósito y orientación de partículas. Trabajos realizados en ambientes glaciáricos (tilitas; Watson, 1966; Andrews y King, 1968; Drake, 1974; Ben, 1994; Carr y Rose, 2003; Thomason y Iverson, 2006; 2009; Benn y Evans, 2010) fueron una pauta para que los vulcanólogos aplicarían este tipo de análisis en rocas piroclásticas y lahares aportando información de extrema importancia en la comprensión de estos fenómenos.

Uno de los retos más importantes en la vulcanología es extraer información de los mecanismos que desarrollaron la fábrica de forma ya que con esto se determina el modo de transporte, la deposición de las partículas, así como comprender las propiedades mecánicas y reológicas de los depósitos. Como se mencionó anteriormente en los flujos granulares de origen geológico se ha determinado que el eje largo de las partículas de forma elipsoidal se orienta de manera paralela a la dirección del flujo (Figura 16), partiendo desde esta hipótesis se han realizado varios estudios en corrientes de densidad piroclástica (CDP), lahares y avalanchas (Schmincke y Swanson 1967; Elston y Smith, 1970; Suzuki y Ui, 1982; Mills, 1984; Major y Voight, 1986; Branney y Kokelaar, 1992; Sarocchi, 1993; Sarocchi y Capaccioni, 1994; Capaccioni y Sarocchi, 1996; Capaccioni *et al.*, 1997, 2001; Valentini *et al.*, 2008; Zrelack *et al.*, 2020; Cerca, 2020; Hernández-Rivas *et al.*, 2021). Hasta la fecha esta técnica no había sido aplicada en volcanes monogenéticos, siendo este trabajo pionero en esta línea de investigación.

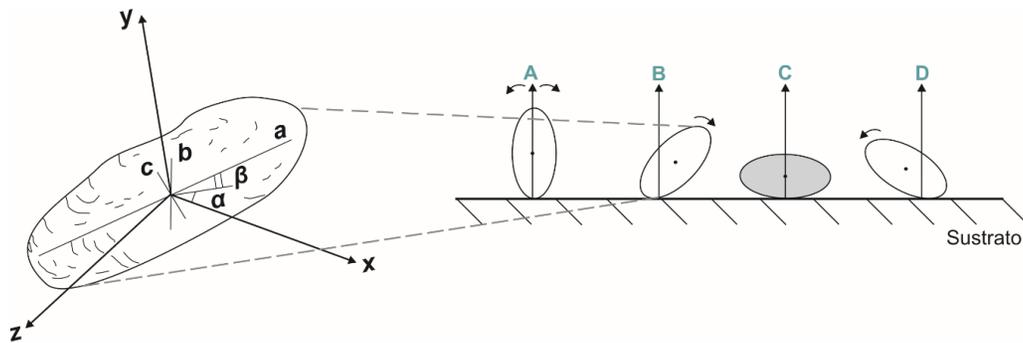


Figura 16. Un plano donde se observan los impactos entre los granos elongados, lo que provoca un movimiento rotacional en ellos, lo que puede ocasionar que su eje largo se oriente paralelo a la dirección del flujo. El ángulo α y el ángulo β que se forman con el eje mayor a se calcula con respecto a un eje de referencia. Modificado de Rees (1968) y Allen (1982).

Existen dos maneras de aplicar el análisis de fábrica de forma en rocas (Allen, 1982). La primera es la técnica denominada “partícula a partícula” fácil de usar y de bajo costo, este método consiste en medir ya sea en campo o en laboratorio la orientación de una serie de partículas de manera individual relativo a un sistema de coordenadas ortogonal o predeterminado para posteriormente analizarlas mediante estadística circular (Sarocchi, 1993; Sarocchi y Capaccioni, 1994; Capaccioni y Sarocchi, 1996; Capaccioni *et al.*, 1997; Capaccioni *et al.*, 2001; Valentini *et al.*, 2008; Cerca, 2020; Hernández-Rivas *et al.*, 2021). El segundo método “en masa” consiste en medir la anisotropía de alguna propiedad física del depósito como susceptibilidad magnética, permeabilidad, entre otros (Rees, 1961, 1964, 1971, 1979; Rees *et al.*, 1968; Von Rad, 1970; Hamilton y Rees, 1971; Capaccioni *et al.*, 1996), relacionadas con la orientación de las partículas.

2.8.1 Estadística circular

Los índices estadísticos para el análisis de fábrica de forma se relacionan con la estadística circular debido a que las orientaciones fluctúan entre 0° y 360° (Curry, 1956). La estadística circular es una herramienta muy valiosa para la recolección, análisis, organización, interpretación y presentación de datos circulares que pueden ser considerador como vectores en una circunferencia. La longitud del vector es una

línea proporcional a los datos de concentración (grado de isorientación) y su orientación. La presentación de los datos circulares es representada de diferentes formas, pero es muy común en análisis de fábrica de forma la utilización de diagramas de rosas.

El uso de la fábrica de forma se popularizó desde los 80's gracias a nuevas técnicas de análisis de imágenes y *softwares* de estadística circular siendo exitosos en la producción de datos texturales cuantitativos (Capaccioni *et al.*, 1997). Moreno-Chávez *et al.* (2018) elaboraron un *software* con una interfaz fácil de usar, donde procesa imágenes binarias con el objetivo de obtener la orientación preferencial de las partículas. Este programa emplea filtros como el tamaño de grano, y la excentricidad, así como permite realizar pruebas estadísticas. Finalmente le permite al usuario obtener diagramas de rosa y un archivo donde incluye parámetros estadísticos como: grado de orientación, los resultados estadísticos de la prueba de Tukey y Rayleigh, entre otros. El presente trabajo de investigación ha sido realizado utilizando esta herramienta para poder determinar el origen de los depósitos de la JH.

2.9 Geofísica: magnetometría

La magnetometría es un método geofísico potencial, estudia las anomalías magnéticas, creadas por los cambios de susceptibilidad magnéticas de ciertos minerales que están contenidas en las rocas. Su aplicación es muy sencilla y económica, y en los últimos años, con el avance de la tecnología, ha mejorado la instrumentación (magnetómetros), las técnicas de medición, corrección, procesamiento e inversión 3D permitiendo que sea una técnica más precisa y sensible.

Esta técnica no solo se utiliza en el ámbito de la exploración petrolera, yacimientos minerales y recursos geotérmicos, actualmente se aplica a otras áreas como la arqueología (Aitken, 1975; Wynn, 1986), geotecnia y vulcanología. Específicamente

en el área de monogenéticos tipo *maar* con ayuda de análisis magnetométricos se han podido observar los diatremas que subyacen estas estructuras, así como el o los conductos donde emergió el material que produjo los depósitos piroclásticos, con esta información se han obtenido valiosos modelos de formación de *maar* (Rout *et al.*, 1993; Schulz *et al.*, 2005; Lindner *et al.*, 2006; Cassidy *et al.*, 2007; López-Loera *et al.*, 2008; Mrlina *et al.*, 2009; Skacelova *et al.*, 2010; Blaikie *et al.*, 2012; Almaguer *et al.*, prensa).

Más información sobre relacionado al método magnetométricos se sugiere ver el apéndice I.

2.9.1 Campo Magnético Terrestre (CTM)

La tierra se comporta como un imán de grandes dimensiones, exhibe líneas de fuerza que entran por el polo norte magnético y convergen en el polo sur magnético.

El Campo Magnético incluye:

1. Líneas de fuerza
2. Polos magnéticos
3. Magnetosfera: está configurada por las líneas de fuerza. Son resultado de las fuentes que originan el campo terrestre y están modeladas por el viento solar.

En los polos magnéticos el comportamiento de las líneas fuerza son verticales y en el ecuador magnético horizontales. El Campo Magnético Terrestre se cree que se origina por dos campos principales (Cantos, 1974; Lanza *et al.*, 2006). El primero es el campo interno donde parte de la hipótesis de que aproximadamente el 90% del CMT es generado por las corrientes de convección localizadas en el núcleo externo (líquido) de la Tierra (Campbell, 1997), compuesto principalmente por Fe y Ni. Otras fuentes externas involucran el 1-2% del origen del CTM, son generadas por las rocas magnetizadas de la corteza y por un campo externo provocado por partículas

ionizadas en la atmosfera de la Tierra (Tabla 2). El comportamiento magnético es asociado con frecuencia como campos potenciales, ya que en sus mediciones involucran campos vectoriales (Hinze *et al.*, 2013).

Origen	Campo Principal	Campo de la corteza	Campo externo
Porcentaje	97-99%	1-2%	1-2%
Fuente	Corrientes eléctricas en el núcleo externo alrededor del núcleo interno.	Rocas magnetizadas de la corteza terrestre	Partículas ionizadas en la atmósfera de la Tierra.

Tabla 2. Componentes principales del Campo Magnético Terrestre

El Campo Magnético Terrestre (CMT) responde al modelo de dinamo autoinducido, propuesto por el físico Larmor (1919). Esta teoría es aceptada en la comunidad científica como la principal explicación del origen de CMT. Como ya se ha comentado, el núcleo terrestre se encuentra en estado líquido y contiene material de alta conductividad eléctrica (Fe), agregando la convención en el núcleo y la rotación terrestre se crea un campo magnético generando un efecto dinamo. En combinación con la rotación de la Tierra, se establece un efecto dinamo (Larmor, 1919; Larmor y Joseph, 1919; Stevenson, 2003).

Para ver más información acerca de los componentes del campo magnético terrestre se recomienda ver el [apéndice II](#)

2.9.2 Susceptibilidad magnética

Se define como la capacidad que tiene una roca (material) para adquirir magnetización (J), es decir, al someterla a un campo magnético externo (H), esta se magnetiza:

$$J = kH \quad (1)$$

Donde k, recibe el nombre de *susceptibilidad magnética*. Las rocas básicas e ultrabásicas tienen altos valores de k ya que contienen minerales ferromagnéticos (magnetita, ilmenita, entre otros). Las rocas ácidas y metamórficas se caracterizan

por tener valores intermedios a bajo mientras que las rocas sedimentas se distinguen por vales muy bajos de k (Telford *et al.*, 1990).

La susceptibilidad magnética de las rocas está gobernada al arreglo atómico de los minerales, su forma, volumen, distribución, etc. Debido a esta gran diversidad elementos existe una gran diversidad de susceptibilidades. En la [tabla 3](#) se muestran algunos valores de susceptibilidades, más comunes:

	Roca	Rango	Promedio
Sedimentaria	Dolomía	0-0.9	0.1
	Caliza	0-3	0.3
	Arenisca	0-20	0.4
	Lutita	0.01-15	0.9
Igneas	Granito	0-50	2.5
	Gabro	1-90	-
	Basalto	0.2-175	70
	Diorita	0.6-120	70
	Peridotita	90-200	85
	Andesita	-	150
Metamórfica	Gneis	0.1-25	135
	Cuarcita	-	-
	Serpentina	3-17	4
minerales	Cuarzo	-0.0015	-
	Calcita	-0.0014	-
	Pirita	1.5	-
	Hematita	6.5	-
	Pirrotina	1500	-
	Magnetita	6000	-

[Tabla 3.](#) Tabla con los diferentes rangos de susceptibilidad magnética para rocas y minerales en el Sistema Internacional SI X 10⁻³ (Modificado de Telford *et al.*, 1990).

Como ya se mencionó anteriormente una roca se magnetiza al exponerlo a un campo magnético externo. Lo materiales magnéticos se engloban en tres grupos principales en función de la susceptibilidad magnética ([Figura 18](#); Telford *et al.*, 1990):

- a) **Diamagnético:** presentan muy baja susceptibilidad magnética. Este fenómeno se presenta cuando los orbitales de los materiales diamagnéticos están llenos, al momento de inducirle un campo externo, los momentos

magnéticos se orientarán contrario al campo aplicado. Algunos materiales diamagnéticos son: cuarzo, calcita, galena y esfalerita (Robinson y Wiley, 1983).

- b) **Paramagnético:** son ligeramente magnéticos, caracterizados por pequeñas susceptibilidades magnéticas positivas. La mayoría de los componentes formadores de rocas como, por ejemplo, los silicatos (olivino, piroxeno, anfíboles, entre otros) entran en esta clasificación.
- c) **Ferromagnético:** en los dipolos existe un paralelismo de los momentos magnéticos, dando lugar a una fuerte magnetización espontánea, que existe en ausencia de un campo magnético externo. Algunos ejemplos son el Fe, acero, Co, Ni, Magnetita, ilmenita, entre otros (Cantos, 1974).

En ausencia de una interacción con un campo magnético, los momentos atómicos individuales se encuentran desordenados a temperaturas distintas de 0° K. Una de las características principales del material ferromagnético, es que al ser imantados conservan cierto magnetismo (magnetismo remanente) al cesar el campo inductor externo. Una forma gráfica de representar este fenómeno es a través de la curva de histéresis (Figura 36; ver apéndice III).

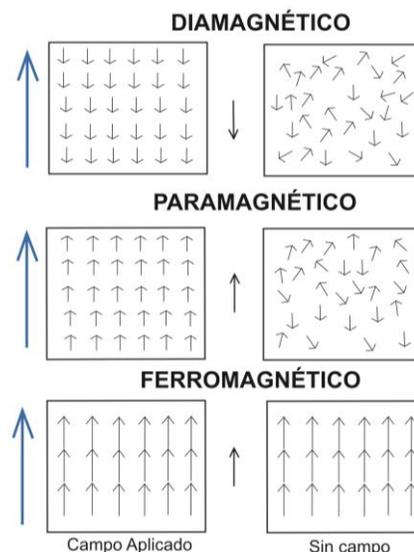


Figura 17. Tipos de materiales magnéticos y su comportamiento al aplicarles un campo magnético (Butler, 2004).

2.9.3 Magnetización de las rocas

La magnetización *in situ* de las rocas es la suma vectorial de dos componentes:

$$J = J_i + J_r \quad (2)$$

Donde J_i es la magnetización inducida y J_r el magnetismo residual.

En una roca la susceptibilidad neta (χ) de las contribuciones de todos los minerales en presencia del campo geomagnético local (H) produce la magnetización inducida:

$$J_i = \chi H \quad (3)$$

El volumen de susceptibilidad magnética (χ) de material depende de la orientación, temperatura, estado de los esfuerzos, observación en escala de tiempo, entre otros.

La ecuación 3 introduce el término de magnetización remanente natural (MRN o NRM, por sus siglas en inglés *Natural remanent magnetization*). Este parámetro depende del H, y de los procesos geológico durante la diagénesis y la evolución de la roca.

El MRN se adquiere de dos maneras, el MRN primario sucede cuando la roca se magnetiza durante su formación, en cambio, el MRN secundario, es cuando se involucran procesos de magnetización después de formarse la roca. Sumando vectorialmente estos dos conceptos se obtiene el MRN total:

$$MRT = MRN \text{ primario} + MRN \text{ secundario} \quad (4)$$

El MRN primario de las rocas se lleva a cabo de dos maneras principalmente. En las rocas ígneas es producida por el enfriamiento del material por debajo de la temperatura de Curie (T_c ; que es diferente para cada mineral) en presencia del campo externo (campo geomagnético). Este proceso se llama magnetización termorremanente (MTR o *Thermal Remanent Magnetization*) y sucede cuando los dominios magnéticos tienden a orientarse hacia la dirección del campo geomagnético existente en ese momento y punto de la Tierra. La segunda manera

se denomina magnetización remanente deposicional (MRD o *Depositional Remanent Magnetization*), este proceso es particular de rocas sedimentarias compuestas de partículas ferromagnéticas. Usualmente estas partículas se depositan en agua, mientras lo hacen tienden a alinearse con el campo magnético existente. Ya depositadas, todavía pueden orientarse hasta que el peso del nuevo material al depositarse sobre ellas las compacta fijando su posición final.

2.9.4 Corrección de datos magnéticos

Los datos magnéticos terrestres fueron sometidos a correcciones que involucran una serie de procesamientos para su ajuste ya que involucran contribuciones tanto de fuentes internas como externas ([ver apéndice IV](#)). Las correcciones aplicadas a los datos magnéticos terrestres se describirán a continuación.

2.9.4.1 Campo Magnético Total

El campo magnético generado por el núcleo es casi siempre más grande que el de la corteza, es decir, contiene un gradiente significativo en varias zonas de la Tierra ([Telford, 1976](#); [Lowrie, 2007](#)). Por esto, es necesario aplicar modelos o correcciones en el campo magnético total a los datos, antes de iniciar con la aplicación de filtros. El CMT es muy importante en la magnetometría ya que nos muestra las anomalías (positivas o negativas) generadas por el campo magnético producido por el núcleo en el área de estudio.

2.9.4.2 Campo Magnético Residual

La aplicación del modelo matemático IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) es necesario para remover las variaciones internas y externas para la obtención del Campo Magnético Total

(CMT). Fue propuesto en 1968 por la IAGA (*International Association of Geomagnetism and Aeronomy*), está caracterizada por una serie de modelos matemáticos del CMT conjunto a su variación secular, su finalidad es modelar el campo principal generado por el núcleo lo cual permite extrapolar los datos a cualquier periodo de tiempo sobre cualquier área de estudio elegida.

2.9.4.3 Campo Magnético Reducido al Polo

Se basa en elaborar una corrección espacial a través del algoritmo matemático de la reducción al polo (Baronov, 1957; Baranov y Naudy, 1964). Simula el traslado del área de estudio al polo magnético (donde la inclinación es de 90° y la declinación de 0°), situando la anomalía magnética sobre el cuerpo que la causa, de esta manera se puede tener una mejor interpretación más directa de los datos (Li *et al.*, 2016).

Se calcula:

$$L(\theta) = \frac{[\sin(I) - i \cos(I) \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cos^2(D - \theta)][\sin^2(I) + \cos^2(I) \cos^2(D - \theta)]} \quad (5)$$

Donde:

D: Declinación

I: Inclinación magnética

Ia: Inclinación por corrección de amplitud

La posición real del cuerpo depende de la inclinación y declinación del campo magnético terrestre, así como de la dirección de magnetización del objeto. En la [Figura 21](#) se ilustra la diferencia entre la aplicación del filtro CMRP donde situando la anomalía en el cuerpo que la produce.

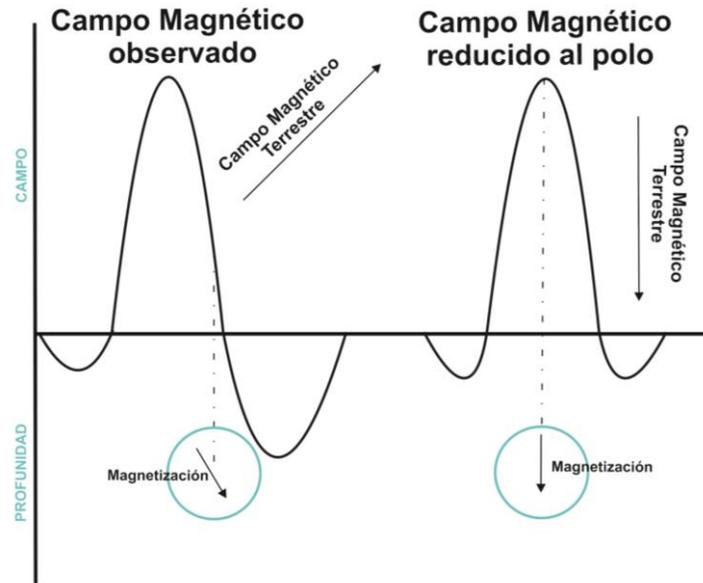


Figura 18. Representación esquemática de la aplicación de CMRP donde se puede observar que ubica la anomalía magnética por encima de la fuente que la produce (modificada de Tchrnychev, 2004).

2.9.5 Filtros matemáticos aplicados a procesamiento de datos magnéticos

La aplicación de filtros matemáticos posee la función de separar y caracterizar anomalías relacionadas a las respuestas magnéticas de los cuerpos geológicos anómalos de interés (Blakely, 1996). Existen diferentes filtros matemáticos con sus respectivos objetivos, se caracterizan por realzar las anomalías para la obtención de información, localización, morfología y dimensiones de la fuente (Robinson y Coruh, 1988; Nabighian, 1972). Algunos de los filtros más utilizados son los siguientes: filtrado regional, filtrado residual, filtrado direccional, derivada vertical, gradiente horizontal, señal analítica, entre otros.

Para la aplicación de algunos filtros es necesario contar con los datos de inclinación y declinación magnética que se obtuvieron del IGRF. Para este trabajo de investigación se aplicó el filtro de primera derivada (1aDz).

2.9.5.1 Primera derivada, lineamientos magnético y diagrama de rosas

Conocida como gradiente vertical (Robinson y Coruh, 1988), la primera derivada ($1aDz$) permite ubicar el centro y resaltar los márgenes de las anomalías magnéticas que son asociadas a estructuras geológicas (diques, fallas, fracturas, etc.). La $1aDz$ denota la razón del cambio de la anomalía con la altura:

$$\frac{T_{z+\Delta z}-T_z}{\Delta z} = \frac{\Delta T}{\Delta z} = T' \quad (5)$$

Donde:

T' : es la primera derivada

z : altura

T' = Intensidad del campo magnético

Una de las características que definen este filtro es la determinación de lineamientos magnéticos, que pueden representar fallas, fracturas o contactos geológicos. Un lineamiento geofísico constituye una flexión o rasgo físico identificable en la superficie terrestre o en el subsuelo a través de los patrones de anomalías geofísicas (O'Learly et al., 1976).

Una forma de representar la orientación preferencial de los lineamientos magnéticos es a través de los diagramas de rosas. Estos son una herramienta que nos permite visualizar las tendencias de orientación de los lineamientos magnéticos a través de los ángulos de $1aDz$.

2.9.6 Inversión 3D

La inversión 3D, es una técnica que permite determinar y visualizar la respuesta física de los cuerpos encontrados en el subsuelo. Cuando se requiere un modelo detallado de las respuestas magnéticas de los cuerpos en el subsuelo es necesario la aplicación de algoritmos de inversión que a su vez sean robustos y eficientes (Li

y Oldenburg, 1996). La mayoría de los métodos de inversión parten de la hipótesis de que la respuesta magnética proviene solamente de magnetización inducida. Como se comentó anteriormente en esta investigación se aplicará la técnica de inversión 3D para determinar el o los conductos que produjeron los depósitos piroclásticos asociados a la JH. Pero antes de la realización de la metodología y los modelos es necesario explicar algunas características importantes del método.

Una de las desventajas al modelar datos potenciales es su inherente no unicidad. Esto implica que hay una serie fuentes con infinitas distribuciones de dipolos magnéticos que pueden producir el campo, es decir, matemáticamente significa que no hay una resolución de profundidad inherente a los datos del campo magnético. Para mitigar este problema autores previos tomaban la inversión magnética de dos enfoques (Li y Oldenburg, 1996):

1. El primero es realizando una inversión paramétrica, donde los parámetros magnéticos de cuerpos geoméricamente simples son establecidos en una inversión no lineal, donde los valores se encuentran al resolver un problema determinado. Este método necesita conocimiento a priori sobre la fuente y un límite de susceptibilidad permitida (Bhattacharyya, 1980; Zeyen y Pous, 1991) y es adecuada para anomalías que son generadas por cuerpos casuales.
2. El segundo divide la tierra en una gran numero de celdas de tamaño fijo, pero con una susceptibilidad desconocida, con esto se aplica un algoritmo que produce un modelo simple minimizando una función objetiva que mejor se ajuste a los datos.

Basándose de los puntos anteriores se han desarrollado diferentes metodologías de inversión 3D (Green, 1975; Li y Oldenburg, 1996; Portniaguine y Zhdanov, 1999, 2002; entre otros). En esta investigación se usará la metodología descrita por los autores Li y Oldenburg (1996) donde elaboraron una función de peso capaz de distribuir la susceptibilidad con la profundidad partiendo del segundo enfoque descrito anteriormente. La solución numérica para la inversión se logra dividiendo la tierra en un gran número de celdas donde los cuerpos geológicos complejos

pueden ser construidos. Además, se pueden utilizar funciones adicionales de ponderación 3-D en la función objetivo para incorporar más información sobre el modelo. Los autores formaron una función multicomponente que permite generar diferentes tipos de modelos corrigiendo los aspectos indeseables en el modelo matemáticamente aceptable.

La región de origen es dividida en un conjunto de celdas rectangulares contenidas en una malla tridimensional ortogonal donde la susceptibilidad es constante y no hay magnetización remanente. Por lo tanto, solo la magnetización detectada es uniforme en cada celda y viene dada por producto de la susceptibilidad (k) y el campo geomagnético (H):

$$d = \underline{G}K \quad (6)$$

Donde $d = (d_1, \dots, d_N)^T$ son datos vectoriales y $K = (K_1, \dots, K_N)^T$ es la susceptibilidad en las celdas. La matriz \underline{G} tiene elementos en g_{ij} que es la cuantificación de la contribución de la susceptibilidad unitaria en la celda i -enésima a la j -enésima. La función g_{ij} es la proyección del campo magnético en una dirección producida por una celda rectangular por lo que la ecuación XX es válida para calcular diferentes anomalías magnéticas. Con esto el método se puede usar para invertir diferentes tipos de datos magnéticos.

El problema inverso de los autores [Li y Oldenburg \(1996\)](#) se formula como un problema de optimización donde una función objetivo del modelo se minimiza sujeto a las restricciones de la ecuación 7. Se pueden invertir k , $\ln(k)$ o cualquier función $g(k)$ introduciendo m para el modelo (que puede ser cualquier función de k). Pero se sugiere invertir solo para K , ya que las anomalías del campo son directamente proporcionales a la susceptibilidad, la cual varía en una escala lineal.

El modelo geofísico necesita ser referenciado a un sistema cartesiano con x positivo al norte y z positivo hacia abajo. La función objetivo se le aplican las funciones de peso (w_x , w_y y w_z):

$$\begin{aligned} \Phi_m(m) = & a_s \int_v w_s \{w(s)[m(r) - m_0]\}^2 dv + a_x \int_v w_x \left\{ \frac{\partial w(z)[m(r) - m_0]}{\partial x} \right\}^2 dv + \\ & + a_x \int_v w_x \left\{ \frac{\partial w(z)[m(r) - m_0]}{\partial x} \right\}^2 dv + a_y \int_v w_y \left\{ \frac{\partial w(z)[m(r) - m_0]}{\partial x} \right\}^2 dv \end{aligned} \quad (7)$$

Donde las funciones w_x, w_y, w_z y w_z son funciones espacialmente dependientes mientras que α_x, α_y y α_z son coeficientes que afectan la importancia relativa de los diferentes componentes de la función objetivo.

3. Metodología:

Análisis textural (fábrica de forma), magnetometría y análisis de balísticos

Para resumir de una manera más visual la metodología utilizada en esta investigación se realizó un diagrama de flujo ([Figura 20](#)). Constó de cuatro fases principales:

La primera etapa fue el trabajo de gabinete, donde constó de la recolección de bibliografía, mapas y ortofotos. A partir de este punto se detallarán los pasos que se realizaron para la elaboración de los tres métodos aplicados a esta investigación: 1) fábrica de forma, 2) análisis de balísticos y 3) magnetometría.

La segunda parte comprendió al análisis de fábrica de forma, que abarcó los procesos de trabajo en campo, el cual consistió principalmente en la obtención de muestras orientadas en la periferia del cráter y en dos canteras localizadas cerca de la JH. Posteriormente en laboratorio, las muestras se impregnaron, cortaron, pulieron y fotografiaron. Después, en la etapa de análisis de imágenes las fotografías fueron segmentadas usando Photoshop® para que, en un siguiente paso se usara el programa *Fabric-S* para procesar las imágenes segmentadas y obtener los datos de dirección. Con esto se obtuvieron diagramas de rosas o roseras que representaron las direcciones preferenciales de las partículas de cada muestra recolectada. Teniendo estas rosetas se elaboraron mapas donde se visualizó las posibles fuentes de emisión de los depósitos piroclásticos asociados a la JH ([Figura 20](#)).

La tercera etapa consistió en el análisis de balísticos. Este método fue dividido en tres partes principales. La primera denominada etapa de campo consistió en medir los diámetros que integran a los fragmentos balísticos y sus respectivas direcciones.

Posteriormente en la segunda parte se procesaron los datos donde se observaron las posibles trayectorias y finalmente se realizó un mapa de trayectorias ([Figura 22](#)).

Adicionalmente, se realizó un estudio magnetométrico en el área de estudio, el cual consistió en tomar mediciones magnetométricas con un magnetómetro terrestre (GEM System). Posteriormente los datos aeromagnéticos y terrestres se procesaron aplicando correcciones (variación diurna, por IGRF, entre otros), así como filtros (1aDz) y finalmente se realizó una inversión 3D. Los resultados de este método permitieron atribuir aportes para establecer las posibles fuentes de emisión que dieran origen a los depósitos piroclásticos de la JH.

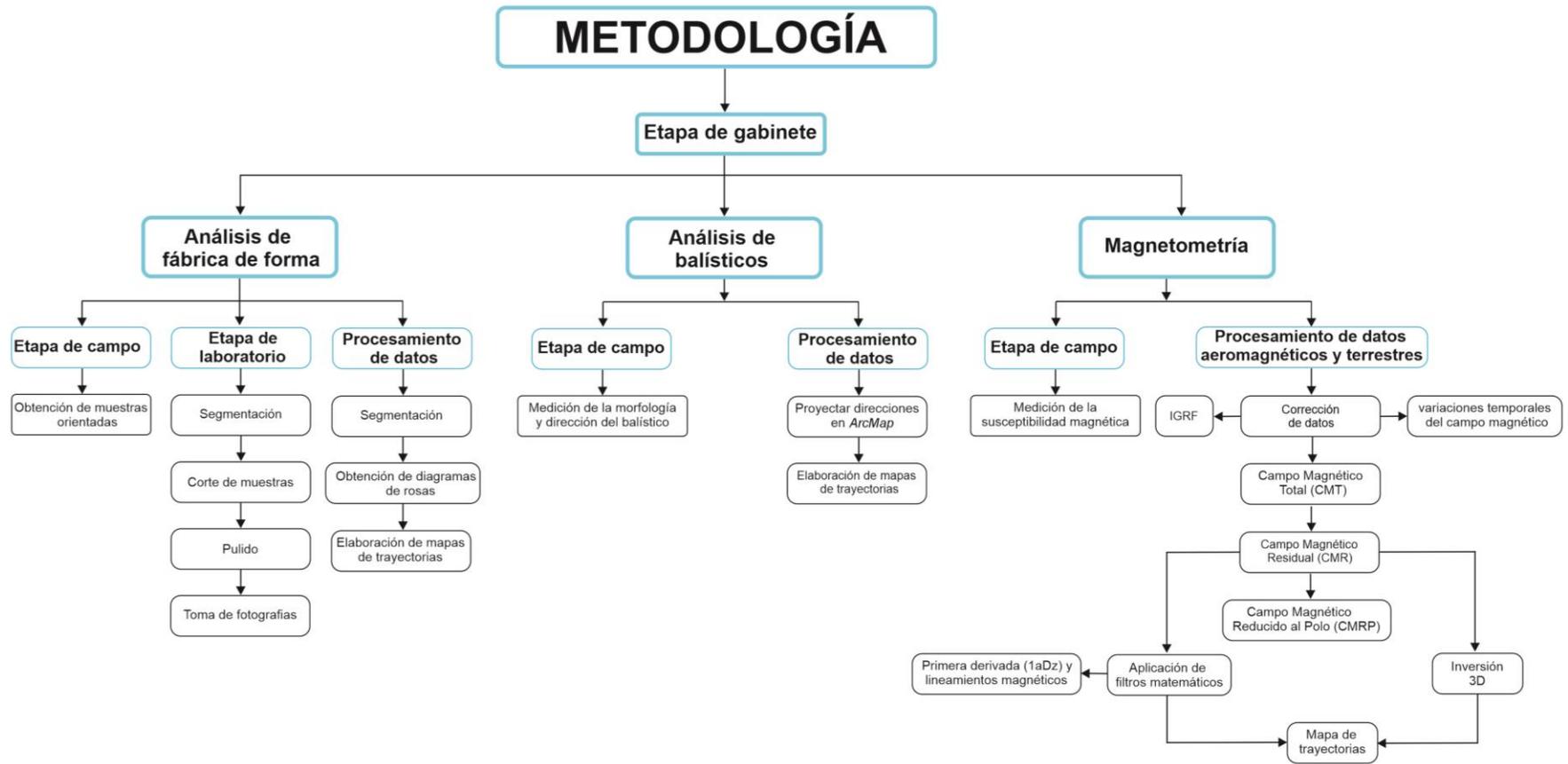


Figura 19. Metodología aplicada a esta investigación.

3.1 Trabajo de gabinete

Se realizó una recopilación de mapas geológicos, imágenes satelitales, ortofotos, etc. Así como de bibliografía correspondiente a todos los estudios (geológicos, geofísicos, etc.) aplicados al *maar* la Joya Honda e información correspondiente a los métodos que se utilizaron en esta investigación.

3.2 Análisis de fábrica de forma

3.2.1 Etapa de campo

En esta etapa se individuaron y distribuyeron los puntos de recolección de muestras orientadas alrededor del cráter, para posteriormente prepararlas para realizar un análisis dimensional de la fábrica.

En campo se tuvieron dos escenarios: a) las muestras eran poco consolidadas o muy deleznable ([Figura 23](#)), b) las muestras se encontraron en un estado consolidado.

A continuación, se describirán los pasos que se siguieron para la obtención de muestras no consolidadas:

1. En campo, se identificó afloramiento de interés que sea lo más vertical posible.
2. Con ayuda de una pala o pica se esculpió en el afloramiento un cuboide de aproximadamente 10x10x10 cm.
3. Posteriormente se realizó una mezcla de yeso y agua donde se humedecieron gasas para finalmente envolver la muestra con estas.

4. Cuando se obtuvo la muestra ya preparada en campo se le añadió una solución (silicato de sodio) para endurecer el material y se dejó secar aproximadamente un día.
5. Cuando la muestra finalmente se secó y endureció, se orientó marcando en ella, sobre una superficie plana, su azimut y el plano del horizonte según el método propuesto por [Capaccioni](#) y [Sarocchi](#) (1996).

En el caso de muestras consolidadas no fue necesaria la aplicación de los pasos 1 al 4, solamente se empleó el paso 5.

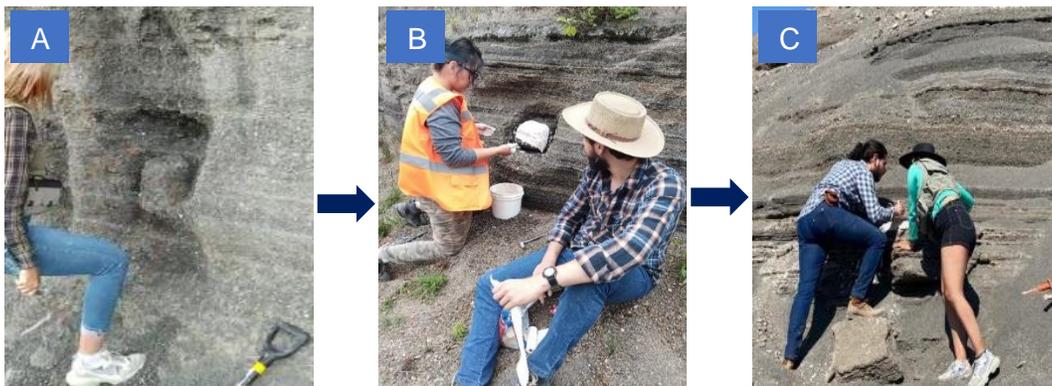


Figura 20. Metodología aplicada a muestras deleznable o sueltas diferenciadas en campo. A) Se esculpe un cuboide en el afloramiento de interés. B) Se envuelve el cuboide en una mezcla de yeso y gasas. C) Se obtiene el azimut de la muestra.

3.2.2 Etapa de laboratorio

En esta etapa se incluyen los pasos necesarios para consolidación, corte y toma de fotografías de las muestras orientadas obtenidas en campo para poder realizar los análisis correspondientes al análisis de fábrica de forma ([Figura 24](#)). A continuación, se describirán los pasos que se siguieron para la preparación de muestras:

1. Las muestras obtenidas en campo fueron introducidas en una cámara de vacío conectada a una bomba donde se impregnaron con resina (polyform 11000) a profundidad con el objetivo de evitar deformaciones o roturas posteriores al momento de cortarlas.

2. Cuando las muestras estuvieron impregnadas y secas fueron cortadas en rebanadas paralelas de aproximadamente 10x10 cm y 10 a 20 mm de grosor.
3. Posteriormente las muestras fueron pulidas a través de lijas y abrasivos con el objetivo obtener un acabado liso donde las partículas fueran visibles con claridad. Este proceso fue realizado en el laboratorio de laminación de Instituto de Geología de la UASLP.
4. Cada corte se orientó hacia al norte y fue fotografiado mediante una cámara de alta resolución en una mesa fotográfica con un sistema de soporte con lámparas para evitar sombras en las fotografías. Además, cada toma tuvo una escala con el fin de poder determinar el tamaño de las partículas.



Figura 21. Metodología descrita para la preparación de muestras orientadas. A) Bomba y cámara de vacío para impregnación de muestras. B) Corte de muestras. C) Esmeril horizontal para pulir muestras. D) Mesa fotográfica con sistema de lámparas y cámara DSLR CANON de alta resolución (EOS 50D).

3.2.3 Procesamiento de datos

En esta fase, se analizaron cada una de las 77 fotografías de las muestras (apéndice V), donde se abarcando los procesos de segmentación de imágenes y la construcción de diagramas de rosas que representan la orientación preferencial de las partículas de las muestras obtenidas en campo.

El proceso de segmentación consistió en editar la imagen con el fin de discriminar las partículas y la matriz, es decir, las partículas se pintaron de un color blanco y la matriz de negro con el objetivo de obtener imágenes binarias (ver segmentación en Photoshop en Cerca-Ruiz, 2020).

Finalmente, cuando se obtuvieron las imágenes segmentadas, se analizaron a través del software *Fabric-S* (Moreno-Chávez *et al.*, 2018) donde se obtuvieron los diagramas de rosas y los archivos con la estadística circular relacionados a los datos orientados de cada muestra (Figura 25). A continuación, se enlistarán los pasos para obtener estos archivos:

1. Se abre el software "*Fabric-S*", se coloca el curso sobre el menú *File* → *Binary Imagen* → se selecciona la imagen segmentada para analizar.
2. Se busca en la barra de menú *Process*, se selecciona y se abre la ventana, los campos de "*Size*" y "*Eccentricit*" se llenan según el objetivo del proyecto, en el caso de este trabajo se dio una excentricidad de .07.
3. Después de indicar el tamaño y la excentricidad, en el apartado de "*Particles*" se muestran el número de partículas a analizar, a lado de este campo se encuentra la opción "*Show orientation*" se le da clic y automáticamente muestra la orientación del eje más largo de cada una de las partículas.
4. En la barra de menú se selecciona *Fabric*, en esta ventana contiene los parámetros estadísticos (media, moda y mediana) para el análisis de la fábrica, en este trabajo se usó solamente la moda.
5. Después de especificar el parámetro estadístico, se tiene la opción de especificar la orientación de la muestra, en este proyecto se mantuvo un ángulo de 90°.

6. Continuando en la ventana de *Fabric*, se activa la opción *STATS*, automáticamente muestra el vector de orientación de la muestra.
7. A continuación, se activa en el menú la opción *Export*, se abrirá una ventana en ésta, donde te permite poder editar los diagramas de rose cambiando el color y tamaño de las formas. En la opción *Data* cuando se activa se obtiene un archivo .xls., donde contiene los datos estadísticos y en la opción *Rose Diagram* se obtiene una imagen donde contiene la imagen segmentada de fondo con el diagrama de rose interpuesto.

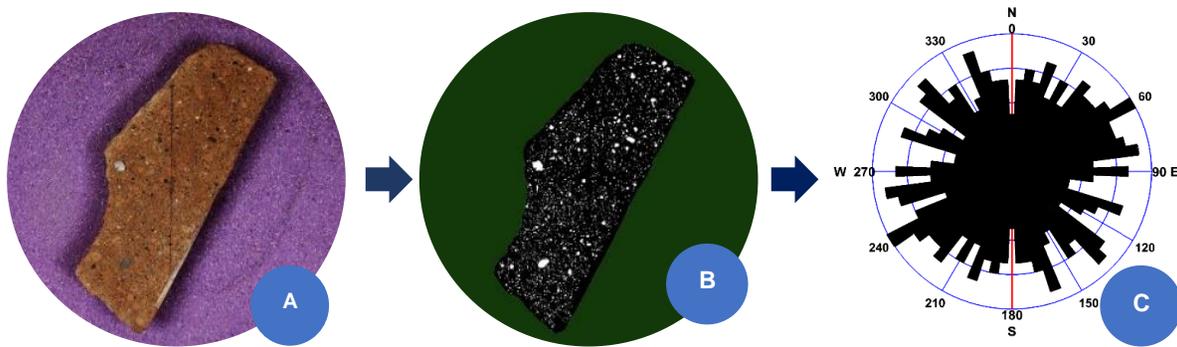


Figura 22. Pasos necesarios para la etapa de procesamiento de datos. A) muestra la muestra pulida y fotografiada. B) imagen binaria (segmentada) editada en Photoshop. C) Diagrama de rosa procesada por *Fabric-S*.

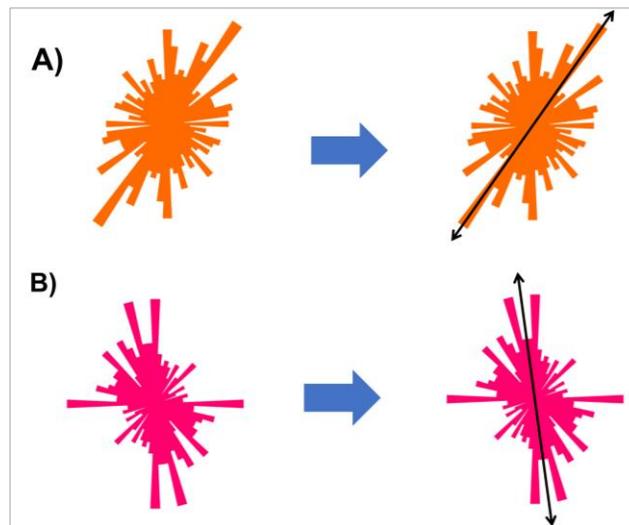
3.2.4 Elaboración de mapas de trayectorias

Los productos principales del análisis de fábrica son las rosetas y los datos de estadística circular, con estos parámetros se pueden elaborar mapas de trayectorias para cada unidad ya que son cruciales para evidenciar un área de origen. A continuación, se describirá brevemente los pasos relacionados con la elaboración de estos mapas y la estadística correspondiente:

1. Para determinar las líneas de trayectoria se toman las rosetas de cada una de las muestras procesadas por el *Fabric-S*, su moda más

pronunciada será la dirección preferencial como se muestra en la [figura 26](#).

2. Para la elaboración de mapas es necesario explicar los siguientes puntos. El valor P es una prueba estadística circular que comprueba posibilidad de rechazar una hipótesis nula ([Rayleigh, 1919](#); [Rusnak, 1957](#); [Kuiper, 1960](#)). En el caso de esta investigación la hipótesis nula corresponde a la no orientación de las partículas en los depósitos, basándose en esto, se implementó la prueba estadística de Rayleigh y se tomaron los valores p menores 0.05 (5%), mayores a este valor ninguna partícula tiene una orientación preferencial aparente y no fue considerada para la elaboración de mapas.



[Figura 23](#). Representación gráfica para determina las líneas de trayectoria desde el diagrama de rosa.

Ya teniendo en cuenta estos parámetros se pueden realizar los mapas de trayectorias. Los mapas se realizaron en el *software ArcMap*, las líneas de dirección se marcaron justo en los puntos de muestreo, se discriminaron las muestras que nos pasaron la prueba estadística de Rayleigh.

3.3 Análisis de proyectiles balísticos volcánicos

3.3.1 Etapa de campo

Durante la fase eruptiva III (actividad freatomagmática) ocurrida en la Joya Honda (Saucedo et al., 2017), se originó la expulsión de fragmentos y bloques de roca provenientes del centro de emisión describiendo trayectorias balísticas, los cuales impactaron en los depósitos, causando huellas de impacto o deformaciones. Para inferir las direcciones se utilizó la metodología descrita por López-Rojas (2010):

1. En campo se identificó un afloramiento en forma de pared vertical o casi vertical y que fuera paralela a la trayectoria del fragmento. Solo se consideraron balísticos de forma elongada y con dimensiones grandes (aprox. 50 cm de diámetro mayor), que presentaran su huella de impacto y que estuvieran en su posición in situ.
2. Cuando se identificó el balístico óptimo se registró su localización con un GPS. Posteriormente se midieron sus diámetros mayor, medio y menor utilizando una cinta métrica. Además, se obtuvo el azimut del fragmento con una brújula considerando la orientación del diámetro mayor de los bloques.

La forma elongada se definió partiendo de que mientras se desplazan balísticamente las partículas tienden orientarse en su eje largo, siendo la posición más aerodinámica, condición en la que la resistencia al aire no modifica fuertemente la trayectoria. Es importante recalcar que existen variables asociados al análisis de balísticos que son inciertas. Los clastos pudieron haberse roto y no reflejar las dimensiones originales. Su ubicación in situ pudo haber sido afectada por rebotes, deslizamientos durante y posterior a su desplazamiento

3.3.2 Elaboración de mapas trayectorias

Para la elaboración de mapas fue necesario trazar la dirección de los balísticos obtenidos en campo, con este dato se pudo observar su punto de posible procedencia en el cráter. Las direcciones fueron realizadas sobre los puntos en *ArcMap*.

3.4 Magnetometría

3.4.1 Etapa de campo

En este estudio magnetométrico aplicado a la JH se analizó la información aeromagnética regional, la cual fue adquirida en el Servicio Geológico Mexicano (SGM). Con el fin de obtener datos complementarios se realizaron caminamientos en la periferia y centro del cráter donde se midió la susceptibilidad magnética de las diferentes unidades litológicas con un magnetómetro terrestre ([Figura 24](#); [Tabla 4](#)).

Entre abril y mayo del 2021 se realizó la primera campaña donde se midieron 121 estaciones. Con el objetivo de detallar más la zona de estudio y tener mayor resolución mapas y modelos presentados debido al objetivo de este trabajo de investigación, en mayo del año 2022 se realizaron nuevas mediciones donde se obtuvieron 130 puntos teniendo en total 251 estaciones ([Figura 31](#)).

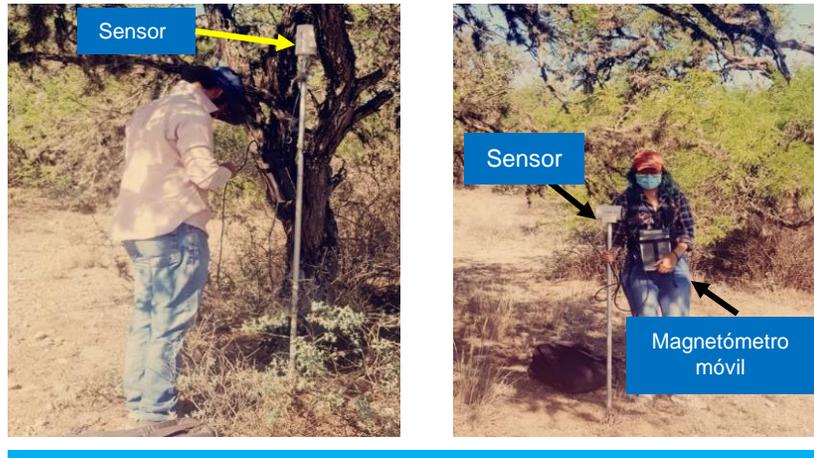


Figura 24. Equipo magnetométrico.

3.4.2 Procesamiento de datos

En la etapa de procesamiento de datos (Figura 22) de los datos tanto terrestres y aeromagnéticos se corrigieron sus variaciones temporales (ver apéndice IV) y por IGRF. El campo magnético terrestre varía en espacio y tiempo lo que es necesario tratar los datos. A partir de un grid del Campo Magnético Residual las mediciones fueron filtradas, aplicando el algoritmo matemático conocido como Reducción al Polo Magnético (CMRP) con ayuda de los parámetros de la tabla 4. La función del CMRP es simular el traslado nuestra área de estudio al polo norte magnético ubicando la anomalía magnética sobre el cuerpo que la causa.

Campañas	Fecha	Inclinación	Declinación	Intensidad del Campo magnético
Primera	Abril de 2021	50.2°	4.97°	42422 nT
Segunda	Abril y mayo de 2022	50.26°	4.79°	41686.9 nT

Tabla 4. Parámetros del Campo Magnético Terrestre esenciales en la corrección de datos magnéticos.

Además de la aplicación de filtros matemáticos se realizó una inversión 3D a través del software de inversión MAG3D de la *University of British Columbia-Geophysical Inversion Facility* (UBC-GIF) con licencia académica. Las isosuperficies obtenida a partir de la inversión fueron exportadas a *Geoscience ANALYST 3.3* para visualizar

los mapas de las anomalías magnéticas y la isosuperficies magnéticas asociadas a la JH. La inversión se realizó en una malla (12,000) cada celda midió 250x250 m. Los valores de inclinación y declinación se consideraron 50,2 ° y 4.79 ° respectivamente y una intensidad de campo de 41686.9 nT (tabla 4).

3.5 Materiales

Para la realización de la metodología de fábrica de forma y magnetometría fue necesario la utilización de equipo y software que son esenciales para la realización de estos.

3.5.1 Instrumentación

En cuanto el análisis de fábrica de forma se necesitó de una cámara de vacío, cortadora y cámara siendo importantes en la etapa de preparación de muestras. Los materiales utilizados son exactamente iguales a los utilizados en Cerca (2020) por lo que se le sugiere al lector leer la tesis citada para más información.

En cuanto a la magnetometría para las campañas terrestres se utilizó dos magnetómetros de protones de la marca *GEM systems* (G-856 y G-857; tabla 5)

E S P E C I F I C A C I O N E S	
Sensibilidad	- 0,15 nT @ 1 Hz
Resolución	- 0,01 nT
Precisión absoluta	+ / - 0,2 nT
Rango Dinámico	- 20.000 a 120.000 nT
Gradiente de Tolerancia	- Más de 7,000 nT / m
Frecuencia de muestreo	60 +, 5, 4, 3, 2, 1, 0,5 seg
Temperatura de funcionamiento	- 40 ° C a +50 ° C

Tabla 5. Especificaciones técnicas del magnetómetro terrestre

3.5.2 Programas computacionales

3.4.2.1 *Fabric-S*

Es un *software* creado por el Laboratorio de Análisis de Imágenes y Modelado Analógico (LAIMA-UASLP; [Moreno-Chávez et al., 2018](#)), permite a través de imágenes digitales obtener datos cuantitativos de la fábrica de forma obteniendo una interpretación fácil y precisa. Su algoritmo está basado en la estadística circular. Este programa requiere una imagen binaria y una imagen a color (opcional) con el fin de adquirir dos productos: 1) un diagrama de rosas donde se observa la orientación de la preferencial de las partículas y 2) un archivo que incluye la estadística circular donde se puede obtener datos de orientación e iso-orientación de las partículas.

El programa calcula la media, la mediana, la moda; la desviación estándar, la longitud del vector resultante, el número de partículas orientadas medidas y los resultados estadísticos de las pruebas de Rayleigh y Tukey. La longitud del vector es una línea (vector) cuya longitud es directamente proporcional a los datos de concentración (grado de isoorientación de los clastos) y su orientación.

3.4.2.4 *Oasis Montaj*

Es un *software* que permite importar, procesar, visualizar, analizar y compartir eficientemente grandes volúmenes de datos geofísicos, geoquímicos y geológicos. Para la elaboración de mapas magnéticos, el método de interpolación puede ser seleccionado de entre el método de mínima curvatura, Kriging, Tinning o bidireccional. Este programa (en esta investigación se utilizó el demo) fue utilizado en esta investigación especialmente para la aplicación de filtros con el fin de elaborar mapas.

4. Resultados de los análisis texturales, magnetométricos y de balísticos

En este capítulo se muestran los resultados de cada uno de los métodos que se utilizaron en esta investigación, que fueron necesarios para definir el origen de los depósitos piroclásticos asociados a la JH.

4.1 Fábrica de forma

El análisis de fábrica de forma fue la metodología principal e importante de esta investigación. Para una fácil visualización de los procesos llevados. En la siguiente tabla 6 se presentan resumidos los resultados de cada fase del análisis, donde se representan de manera cuantitativa cada uno de los pasos descritos anteriormente en la metodología.

Etapa de campo	Preparación de muestras			Procesamiento de imágenes			
Obtención de muestras	Impregnación	Corte	Pulido	Toma de fotografía	Segmentación	Rosetas	archivos estadísticos
77	14	77	77	154	77	77	77

Tabla 6. Productos finales del análisis de fábrica de forma

La etapa de campo consistió principalmente en individualizar y obtener los puntos de recolección de muestras orientadas alrededor del cráter. La distribución de puntos se concentró en 4 sectores importantes del cráter (N, W, E, S) y en dos canteras localizadas a 400 m y 1 km de distancia de la JH. En 30 salidas a campo que se distribuyeron entre los meses de febrero del 2020 a enero del 2022 se obtuvieron un total de 77 muestras, 70 provenientes de la periferia del cráter y 7 en las canteras (Figura 25; ver apéndice V).

Se mencionó anteriormente que en campo se tendrán dos escenarios definidos por la competencia mecánica de las rocas. Cuando el depósito es deleznable, es decir se disgrega con facilidad, en este caso las muestras se impregnaron en una cámara de vacío con el objetivo de consolidarlas. En este trabajo se impregnaron 14 muestras ya que algunas muestras se rompían con facilidad.

Con estas 14 muestras ya secas junto con los 63 restantes se cortaron a través de una cortadora de rocas con la intención de obtener rebanadas paralelas, posteriormente se pulieron hasta obtener una superficie lisa y que las partículas contenidas en ellas fueran visibles. Finalmente se fotografiaron, obteniendo dos imágenes por cada muestra (Tabla 6).

DISTRIBUCIÓN DE PUNTOS DE MUESTREO CORRESPONDIENTE AL ANÁLISIS DE FÁBRICA

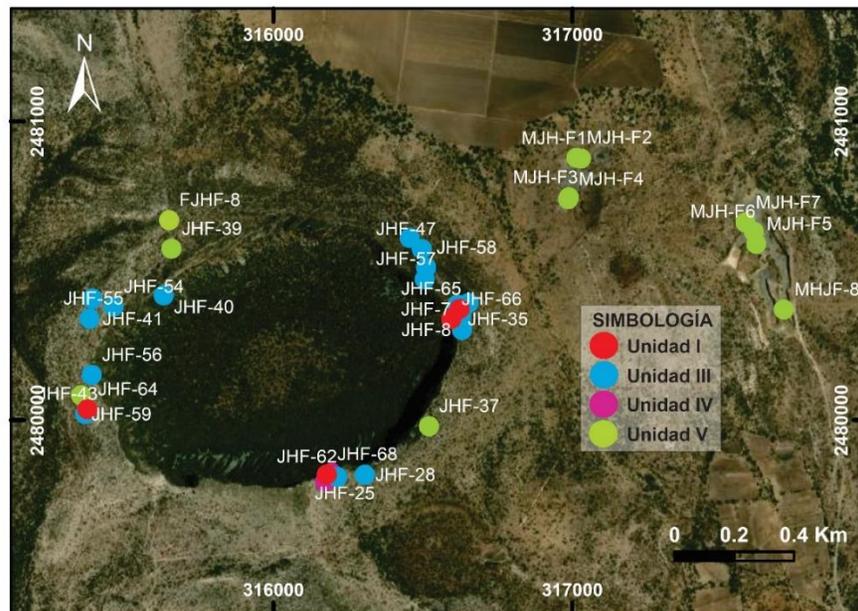


Figura 25. Mapa de distribución de muestreo correspondiente al análisis de fábrica de forma

Las fotografías resultantes fueron segmentadas para obtener imágenes binarias, es decir a través un software de edición, se editaron con el fin de pigmentar las partículas de un color blanco y la matriz de un color negro. Este proceso fue más

dispendioso y tedioso de todo el análisis de fábrica de forma ya que la segmentación se tiene que realizar manualmente partícula por partícula. En promedio de acuerdo con el número de partículas presentes en las muestras, se segmentaron entre 500-3000 objetos por muestra.

En total se segmentaron 77 muestras de las cuales se procesaron en el *Software Fabric-S* (Moreno-Chávez et al., 2018) obteniendo sus respectivos diagramas de rosas y archivos estadísticos (ver apéndice V).

4.1.1 Mapas de trayectorias

Teniendo los archivos estadísticos y los diagramas de rosas (ver apéndice V y VII) de las muestras que aprobaron la prueba estadística de Raleigh se elaboraron cuatro principales mapas de trayectorias (Figura 26), donde se describen las direcciones de las muestras correspondiente a cada una de las cinco fases eruptivas. (Saucedo et al., 2017).

4.1.1.1 Unidad I

Como se mencionó anteriormente, la primera fase eruptiva se definió como capas delgadas de color gris oscuro (25 cm de espesor) intercalados con depósitos de caída (Gómez-Villa, 2012; Saucedo et al., 2017). La distribución de esta unidad se localiza en los sectores, S, W y NE de cráter.

La recolección de muestras orientadas de la unidad I (en color rojo) se enfocó en tres diferentes zonas NE, SE y W del cráter ya que otras secciones no afloran. En total se recolectaron 8 muestras de las cuales 4 aprobaron la prueba estadística de Raleigh (Figura 26B). Las direcciones preferenciales del sector NE tienen tendencias E-W igual que el único punto localizado al sur del cráter. Finalmente, en la zona W se tiene una muestra con dirección NW-SE.

4.1.1.2 Unidad II

La segunda fase eruptiva la definió una actividad estromboliana que emplazo un depósito compuesto de escoria de color gris oscuro de aproximadamente 1 m de espesor (Gómez-Villa *et al.*, 2012; Saucedo *et al.*, 2017). Esta unidad fue de carácter muy local por lo que solo se localiza en el sur de cráter.

El muestreo fue limitado debido a la escasa ocurrencia de la unidad, es decir, se localizó solamente al S del cráter. Además, otro reto fue la consistencia mecánica de la muestra, siendo muy deleznable haciendo que no fuera tan fácil obtener muestra. De las dos muestras obtenidas en la etapa de campo ninguna aprobó la prueba estadística de Rayleigh por lo que no se consideraron para la elaboración del mapa de trayectorias final.

4.1.1.3 Unidad III (Fase freatomagmática)

La tercera fase eruptiva está representada por depósitos de CDPc y CDPd, presentan espesores entre 12 a 20 metros. Se mencionó anteriormente que esta unidad se distribuye a lo largo del cráter teniendo su espesor máximo en la pared noroccidental (Saucedo *et al.*, 2017).

El muestreo de la tercera fase eruptiva fue limitada debido al cambio textural que presentan, es decir, la estratigrafía es diferente en el S, NE y NW, por lo que fue difícil poder definir bien las subunidades que la conforman afectando el muestreo. Otro reto fue que la UIII cuenta con los espesores más grandes por lo que en algunos sectores fue imposible la recolección de muestras siguiendo la secuencia propuesta por los autores (Saucedo *et al.*, 2017; Gómez-Villa, 2012).

En total 25 muestras pasaron la prueba estadística de Raleigh y se distribuyeron en los sectores NE, O y S del cráter (Figura 26C). En el W se tienen varias tendencias principales, una casi E-W, NW-SE y NE-SW. En cuanto al E se tiene dos tendencias una N-S, E-W y NE-SW.

4.1.1.4 Unidad IV

La cuarta fase fue una actividad muy local localizada en el sur de cráter, Se definió como un paquete de escorias, contiene mala clasificación y compactación. Debido a la ocurrencia de la unidad solo 2 puntos aprobaron la prueba estadística ([Figura 26D](#)), las direcciones preferenciales en esta zona son NW-SE y E-W.

4.1.1.5 Unidad V

La última fase eruptiva de la JH se definió como una secuencia de caídas y oleadas. Anteriormente se mencionó que la UV cuenta con un mayor espesor igual que la UIII y se distribuye por todo el cráter.

El muestreo de la última fase eruptiva se distribuyó en los sectores NW, NE y SE del cráter ([Figura 26E](#)). En el sector NE las tendencias principales son E-W, NE-SW y N-S. Las direcciones concuerdan con lo publicado anteriormente donde [Aranda y Lurh \(1996\)](#) determinaron que la dirección de viento durante esta etapa fue hacia en N-NW

MAPA DE TRAYECTORIAS DE LAS FASES ERUPTIVAS DE LA JOYA HONDA

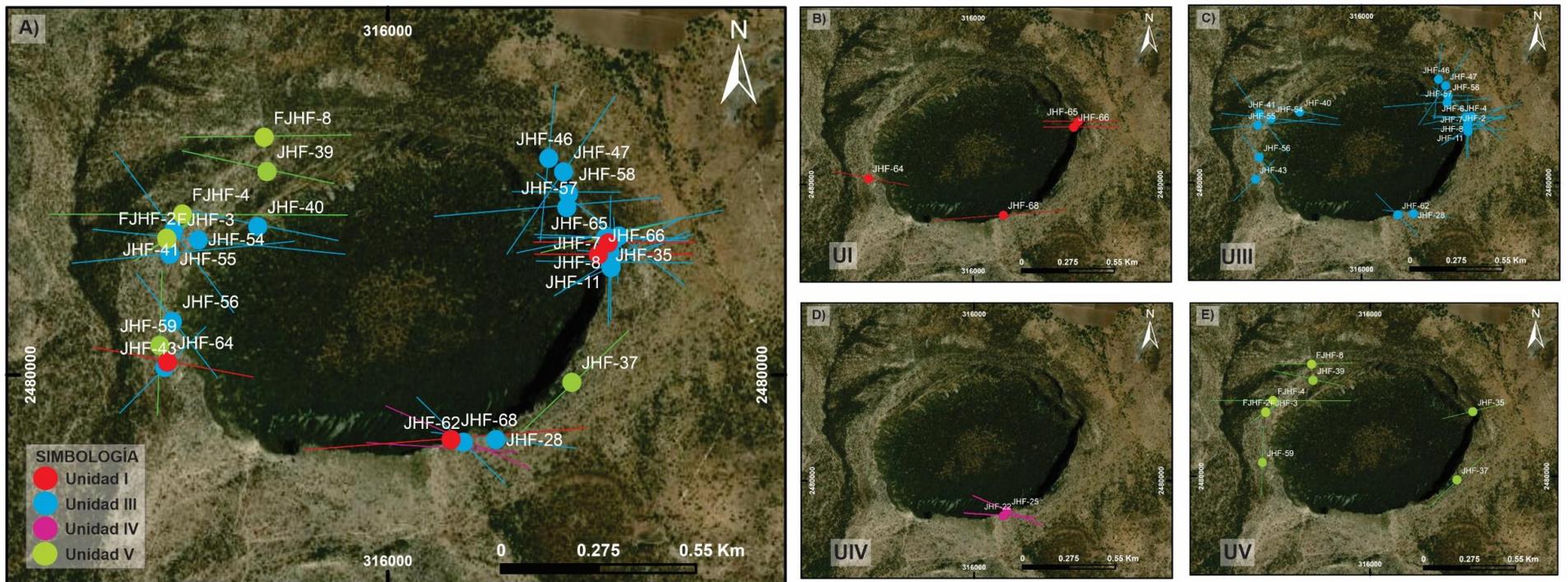


Figura 26. Mapa de trayectorias de las fases eruptivas de la Joya Honda. A) Distribución general de las fases. B) Mapa de trayectorias de la UI. C) Mapa de trayectorias de la unidad III. D) Dirección preferencial de las dos únicas muestras de la IV. E) Mapa de trayectorias de la UV

4.2 Análisis de fragmentos balísticos

En la periferia de la Joya Honda en las secuencias estratigráficas se localizan fragmentos balísticos de diferentes tamaños y formas. En el apartado de metodología se definieron ciertas características morfológicas esenciales para poder tomar en cuenta las direcciones de los balísticos. Desafortunadamente la selección de los balísticos fue limitada por diversos factores:

1. La estratigrafía: las paredes de los afloramientos tienen espesores de hasta 50 m lo que limita mucho poder medir los balísticos en zonas más altas.
2. El tamaño: se consideraron balísticos grandes que al menos tuvieran 50 cm en su diámetro largo.
3. Ocurrencia: otro factor muy importante es que la gran mayoría de los balísticos accesibles y medidos se localizaron en la Unidad III por lo que no se pueden medir en otras unidades.
4. Para tener un menor error en el análisis solo se midieron balísticos que no estuvieran tan cercanos entre ellos para evitar medir direcciones erróneas.

Con todos estos puntos, en total se midieron 17 PBV's todos pertenecientes a la Unidad III (ver [apéndice VI](#)). Los balísticos tienen una mayor ocurrencia en el sector noroccidental pero también se localizan en el sur y en zona nororiental del cráter.

La dirección de los balísticos tomada en campo fue trazada en *Arcmap* sobre el DEM de la JH para poder visualizar la posible zona de emisión. Finalmente se elaboró un mapa donde se observan que el muestreo se concentró en los sectores NW, NE y S. En el NE de cráter ([Figura 27](#)), se tiene 3 puntos con dirección NW-SE y NE-SW. En el sur se tienen 3, dos de ellas con orientación NE-SW y una de ellas NW-SE. En general las líneas de trayectorias muestran una clara proveniencia al N del cráter.

MAPA DE TRAYECTORIAS DE BALÍSTICOS

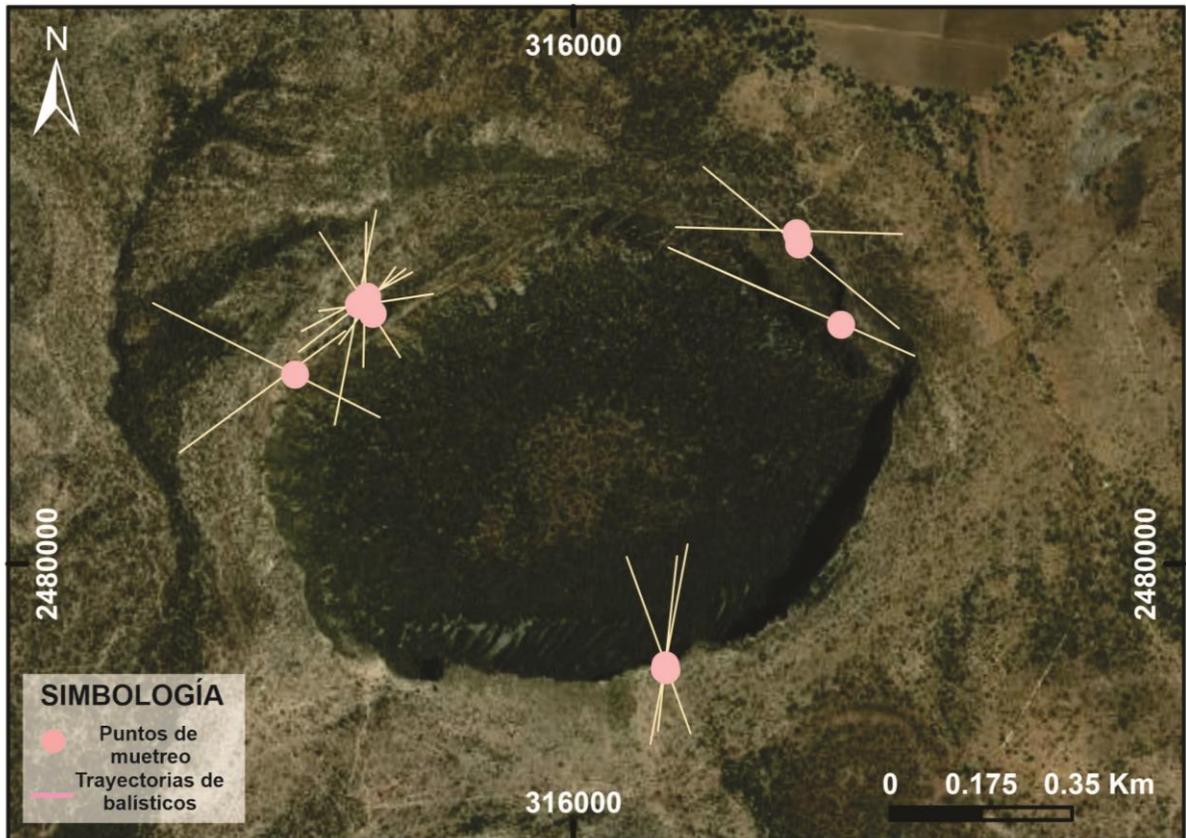


Figura 27. Mapa de trayectorias correspondiente al análisis de balísticos

4.3 Magnetometría

Se realizaron dos campañas para la obtención de datos magnetométricos terrestres. En mayo del 2021 se realizaron 121 estaciones con una distancia entre ellos de aproximadamente 250 m. Posteriormente en el mismo mes, pero del año 2022 se realizaron 130 muestreos teniendo un total de 251 puntos (Figura 28).

DISTRIBUCIÓN DE PUNTOS MAGNETOMÉTRICOS

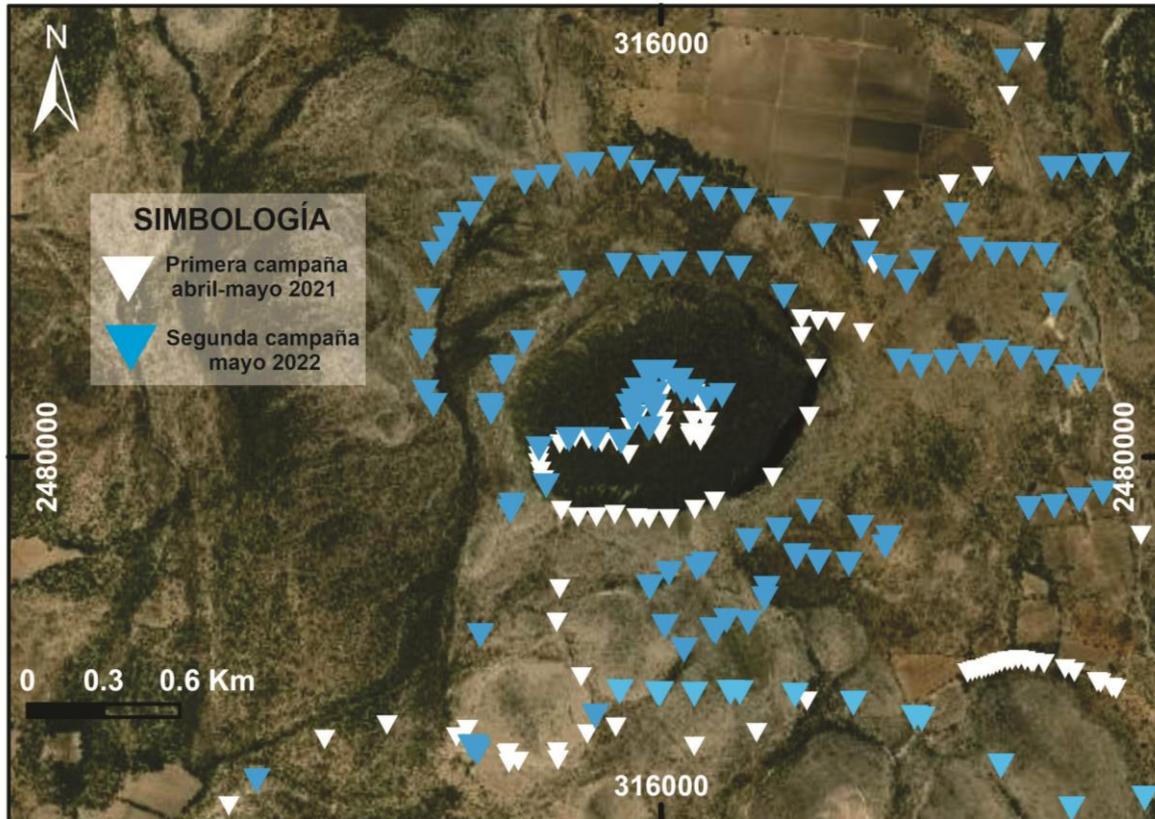


Figura 28. Mapa de distribución de puntos magnetométricos obtenidos mediante dos campañas.

4.3.1 Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP)

La diferencia entre el CMR y CMRP es muy poca, pero en algunos casos cambian la posición de las anomalías y las susceptibilidades magnéticas (Figura 29). A continuación, se describirán las anomalías que se localizan a los alrededores y en el cráter.

En el área SW del área de estudio se localiza una anomalía positiva con un rango de susceptibilidad magnética entre 963 a 80 nT. Tiene una forma alargada elipsoidal con una dimensión de 2.6 km en su eje largo con una tendencia NW-SE. En contraste más al SW se localiza otra anomalía positiva (963 a 80 nT) como se

encuentra en los límites y se extiende hacia el S es difícil poder observar la forma y dimensiones.

En la zona E se localizan dos anomalías positivas con un rango de susceptibilidad magnética entre 963 a 80 nT. La primera se encuentra en el E este del mapa tienen una forma irregular y se ramifica hacia el SW. Posiblemente se extienda hacia el NE del cráter. Hacia el N se localiza una pequeña anomalía irregular elipsoidal con una dimensión de 1.21 km en su eje largo. Finalmente se localizan 3 anomalías negativas, la primera de ellas se localiza más al sector Norte, tiene una forma elipsoidal alargada (0.97 km en su eje mayor) con una dirección E-W, tiene un rango de susceptibilidad magnética de -1027 a -47 nT. Al sur de la anterior se localiza un grupo de anomalías con una tendencia casi E-W. Tiene una forma irregular alargada donde en su eje más largo tiene una dimensión de 0.98 km. Finalmente en el sector más SE se localiza una anomalía negativa (-1027 a -47 nT) con una forma irregular elipsoidal con un diámetro de aproximadamente 1 km.

En el cráter se caracteriza por tener susceptibilidades que van desde intermedias hasta altas (963 a -15 nT). En el N del cráter se localiza una anomalía positiva con forma irregular alargada (0.98 km en su eje mayor) con una tendencia casi E-W. El rango de susceptibilidad magnética es de 963 a 80 nT. En SW del cráter se localizan un grupo de anomalías intermedias (225 a -15 nT) son de forma irregular y se extienden hacia el centro del cráter.

Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP)

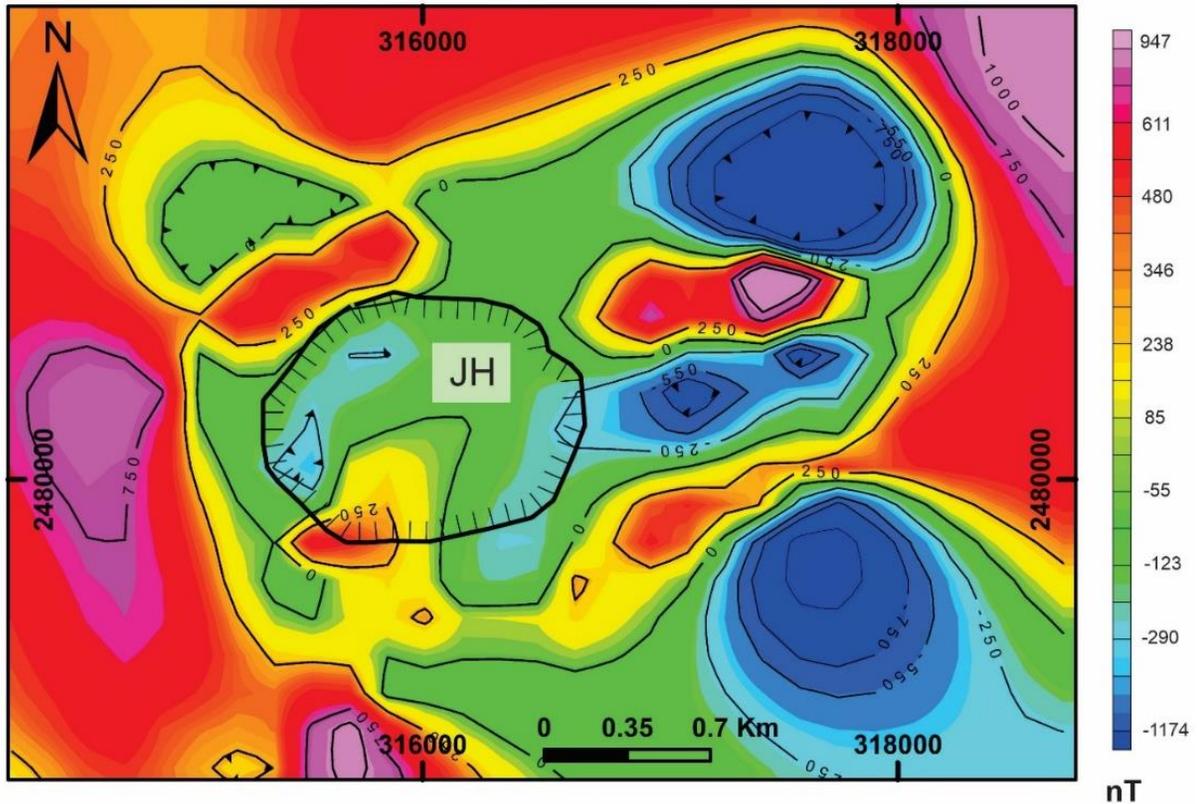


Figura 29. Mapa de Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP) del área de estudio.

4.3.2 Primera Derivada (1aDz) y lineamientos magnéticos

Con la finalidad de poder definir bien las posibles zonas de emisión se decidió elaborar un mapa con el filtro de primera derivada con el fin de observar los lineamientos que posiblemente actuarían como fallas o zonas de debilidad donde saldría el material volcánico (Figura 30).

Los lineamientos se distribuyen por toda el área de estudio y en el cráter se puede observar tendencias N-S y E-W. Por último, se presentará la roseta que marca la tendencia preferencial de los lineamientos proyectados encima del mapa de primera derivada. La orientación preferencial de los lineamientos es E-W y N-S.

MAPA DE PRIMERA DERIVADA (1aDz)

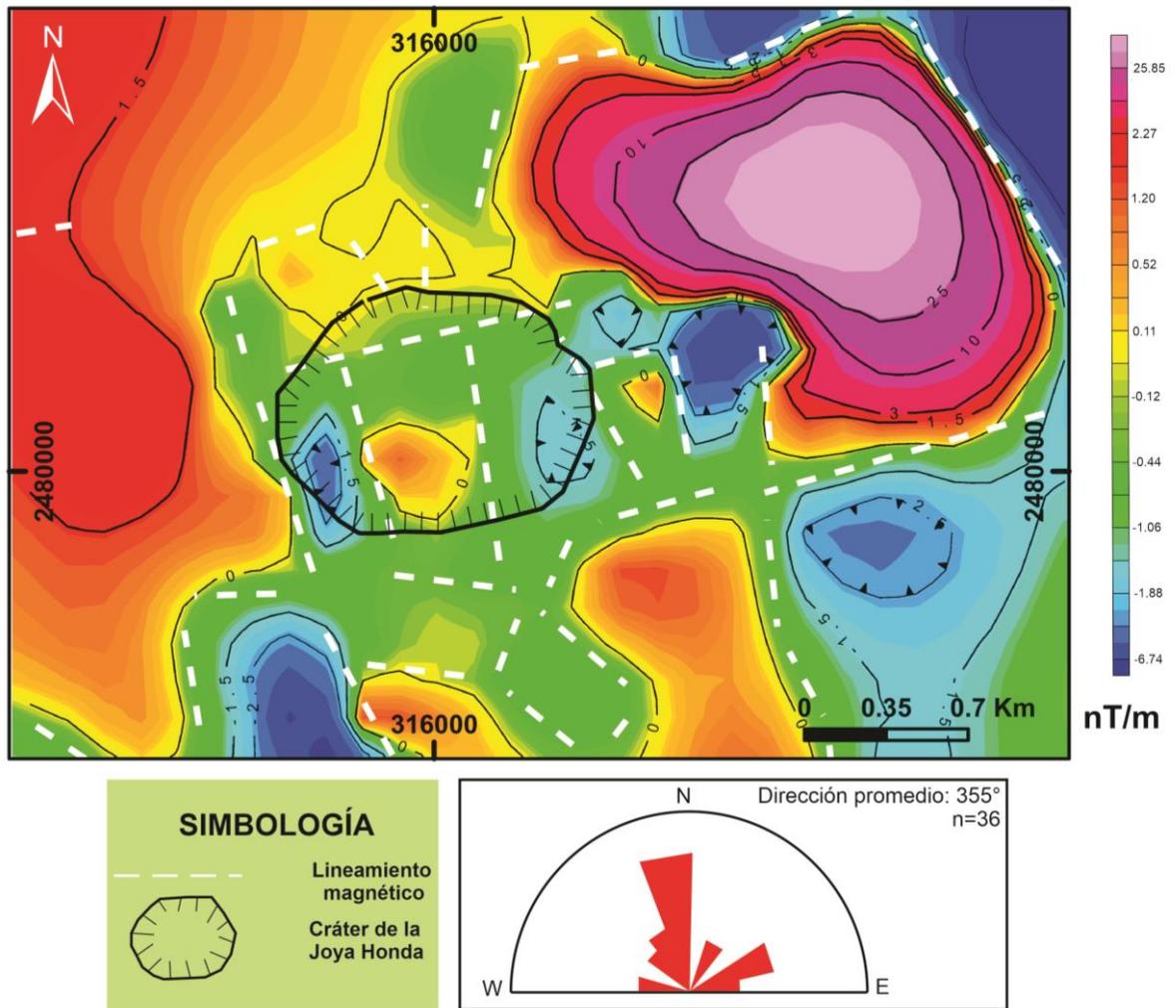


Figura 30. Mapa del filtro primera derivada (1aDz) donde se pueden observar los lineamientos magnéticos. La dirección preferencial es principalmente N-S, seguida de otra E-W.

4.3.3 Inversión 3D

En este apartado se presentará el resultado de la inversión *voxel* obtenido con el software MAG3, el modelo generado tuvo en total de 11880 celdas ($x=27$; $y=20$; $z=22$). En la Figura 31 se muestra distintos ángulos del resultado de la inversión

magnética 3D donde se observan los cambios contrastantes de susceptibilidades magnéticas, trazados sobre un mapa DEM de la JH.

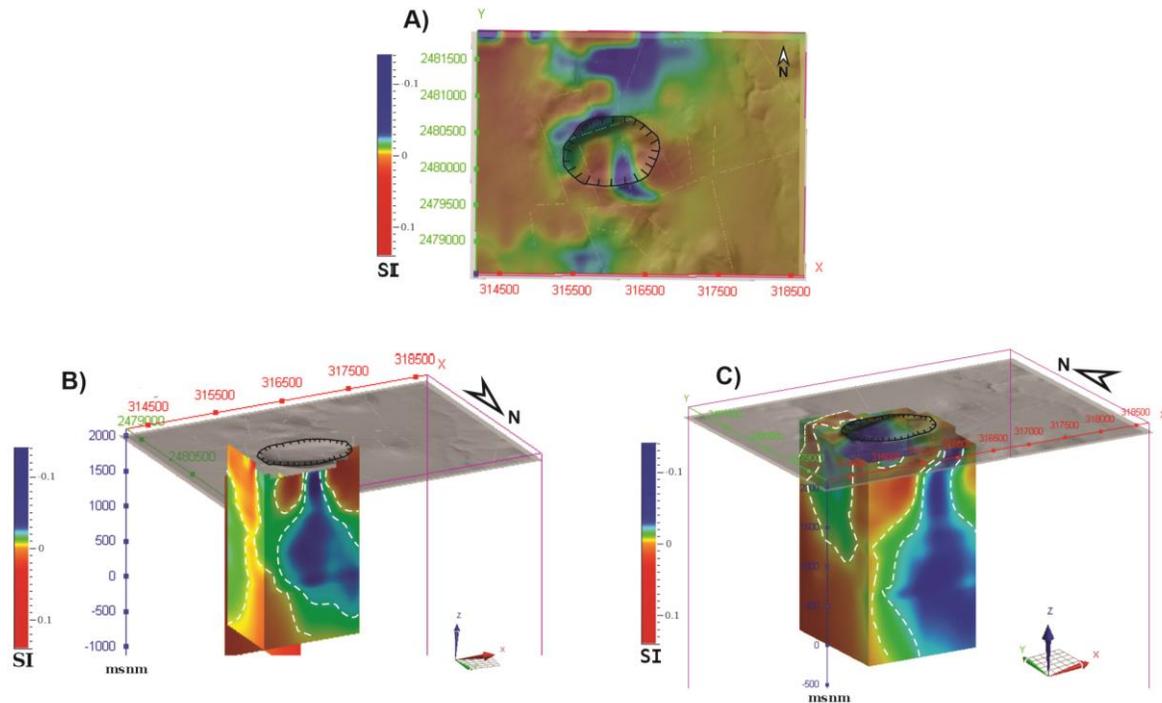


Figura 31. Distintos ángulos del resultado de la inversión magnética 3D donde se observan los cambios contrastantes de susceptibilidades magnéticas, trazados sobre un mapa DEM de la JH. A) Vista aérea del modelo. B) Corte donde se aprecia la presencia de dos isosuperficies contrastantes. La primera de ellas pigmentada por colores rojos a naranjas (0.1 a -0.1 SI) localidad al W del cráter. El segundo un cuerpo de susceptibilidad baja representado por colores azules (-0.3 a -0.15 SI). C) Se observan dos cortes: cuerpo de susceptibilidad baja -0.3 a -0.15 SI, abarca el sector N y Sur del cráter y cuerpo de susceptibilidad alta localizado al SE del cráter (0.15 a -0.15 SI).

Para una mejor visualización de los cuerpos descritos anteriormente, se elaboró una ilustración donde se muestran individualmente. En la figura 32 destacan 3 isosuperficies principales, corresponden a anomalías extensas y que resaltan por determinar la estructura interna de la JH. Destacan 3 anomalías justo por debajo del área de estudio, siendo un cuerpo de baja susceptibilidad representada por colores azules, un cuerpo intermedio, representado por colores naranjas a amarillos y por último se encontró con un cuerpo de color rojos. A continuación, se describirán cada uno de los cuerpos resultados de la inversión 3D:

La isosuperficie que se encuentran en un rango entre 0.070026 a -0.00205771 SI (Figura 32.1), caracterizado por colores naranjas y rojos. Se distribuyen en los sectores W, SW y E del cráter. Tienen una extensión de -500 msnm. Presenta una verticalidad muy marcada entre -500 a 500 msnm localizado en el sector SW. Con una profundidad de 950 msnm este cuerpo se ramifica cambiando de rumbo hacia el SW y NW del cráter. Posiblemente estas ramificaciones sean los diques intra diatrema (Valentine y White 2011) donde ascendió el magma hasta la superficie. Además, se determinó en el punto donde se ramifican sea la zona de raíz que forma parte de la diatrema de un *maar* (Figura 8).

La isosuperficie representada por colores azules tiene un rango de susceptibilidad entre -0.01815 a -0.0620 SI (Figura 32.2). Presenta una fuerte verticalidad al sur del área de estudio cambiando de rumbo hacia el N a los 500 msnm, ramificándose al SW y N del cráter. Los lineamientos magnéticos coinciden con la extensión de este cuerpo en el cráter (Figura 30) por lo que posiblemente este cuerpo sea una zona de debilidad donde pudo haber emergido el material durante las erupciones.

Finalmente se localiza tres isosuperficies con un rango de susceptibilidad ente 0.05932 a 0.0154383 SI (Figura 32.3). Se localizan en los sectores SW y E del cráter extendiéndose hacia profundidad de 1390 msnm.

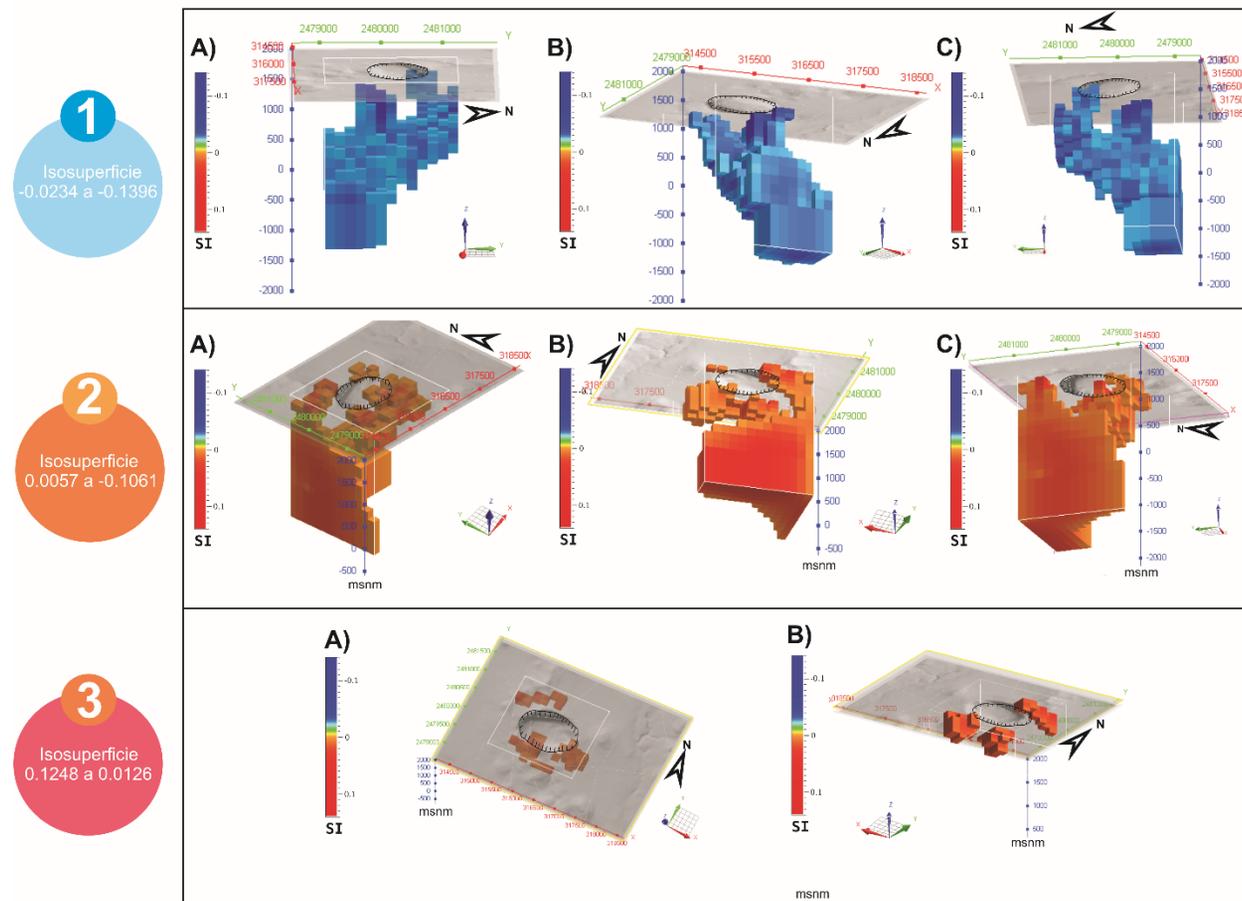


Figura 32. Diferentes ángulos de las tres isosuperficies seleccionadas debido a sus características contrastantes. En 1, se observa una isosuperficie de susceptibilidad baja (-0.0234 a -0.1396 SI) se profundiza verticalmente aproximadamente a los -500 msnm al sur de la JH, a los 500 msnm cambia de rumbo al N, ramificándose al S y N de la JH. En 2, se observa una isosuperficie con una susceptibilidad magnética entre 0.0057 a -0.1061 SI, presenta verticalidad al W del cráter donde a 1100 msnm se ramifica hacia el SW y Norte de la JH. En 3, se observan tres isosuperficies con una susceptibilidad magnética entre 0.1248 a 0.0126 SI, se localizan en los sectores NW y S del cráter y se profundizan a 1500 msnm.

5. Discusión de resultados

5.1 Discusión de datos de fábrica de forma

5.1.1 Datos de dirección y grado de iso-orientación en las muestras

Los datos obtenidos mediante el análisis de fábrica de forma están relacionados con el movimiento del material piroclásticos instantes antes de su deposición. Diferentes tipologías de depósitos (caídas piroclásticas, corrientes piroclásticas tipo CDPc y CDPd) son caracterizadas por diferente grado de iso-orientación. Algunos poseen un bajo grado de iso-orientación debido a que se depositaron casi sin movimiento lateral (caídas), otros, se depositaron con un movimiento lateral importante con producción de esfuerzos de cizalla y desarrollo de una marcada anisotropía en la dirección de las partículas alargadas.

La aplicación de la prueba estadística de Rayleigh llevó a la eliminación de aproximadamente el 50% de las muestras cuyas direcciones resultaron casi isotropas. La mayoría de las muestras descartadas pertenecían a depósitos originados por caídas piroclásticas.

Los datos direccionales obtenidos mediante esta metodología son congruentes entre sí considerando las diferentes fases eruptivas y a su vez encajan con la idea de un centro de emisión ubicado en el sector norte del cráter a lo largo de un paleo-alto morfológico orientado Norte-Sur. Esta paleo-morfología ha sido sugerida por las estructuras observables en la roca encajonante expuesta en las paredes del cráter actual y por la presencia de una falla con orientación Norte-Sur que coincide con

dos altos morfológicos en las paredes actuales del cráter, en el N (1990 msnm) y en el S ligeramente más bajo (1960 msnm). Esta paleo-morfología, se debe a la presencia de un basamento fuertemente plegado, con pliegues volcados con dirección al NE. Las estructuras, antes de la formación del cráter, determinaban la presencia de una dorsal (parteaguas) que dividía el área en dos sectores con pendientes opuestas, donde posiblemente fungió como punto de divergencia para las corrientes piroclásticas de densidad.

Tipo de depósito	OESTE		ESTE	
	Grado de iso-orientación	Desviación estándar	Grado de iso-orientación	Desviación estándar
CDPc ⁽¹⁾	0.18	0.07	0.21	0.08
CDPd ⁽²⁾	0.23	0.11	0.15	0.08
Caídas	0.23	0.08	0.09	0.01

Tabla 7. Esta tabla resume los valores promedios del grado de iso-orientación y la incertidumbre asociada de los datos de la fábrica de forma calculadas por diferentes tipologías de depósitos y en los dos sectores del cráter separados por el paleo-alto morfológico. ⁽¹⁾CDPc corrientes de densidad piroclásticas concentrada. ⁽²⁾ CDPd corrientes de densidad piroclásticas diluidas.

De las muestras que pasaron la prueba, en su mayoría pertenecían a unidades de CPDc y CPDd. Sin embargo, en el lado oeste, algunas muestras de caídas piroclásticas de la secuencia V, proporcionaron valores moderadamente elevados de iso-orientación (0.23 ± 0.08 ; [Tabla 7](#)). Esto se puede justificar con la elevada cercanía al centro de emisión, con la formación de columnas o cortinas piroclástica que colapsando pueden haber originado una componente de movimiento lateral importante cerca del punto de emisión. En el caso de las muestras de depósitos de caída de la misma fase eruptiva, en localidades más distantes hacia el E, han proporcionado valores muy bajos del grado de iso-orientación (0.09 ± 0.01), como es lógico esperar de depósitos de caída.

Por lo que concierne a las corrientes piroclásticas de densidad, se observa que las CPDc muestran, considerando los errores asociados, valores más o menos similares en los dos sectores. Las CPDd al contrario muestran valores de iso-orientación más elevados en el lado Oeste (0.23 ± 0.11) y más bajos (0.15 ± 0.08) en el lado E ([Tabla 7](#)). Estas diferencias podrían relacionarse a la distancia del

centro de emisión y a desviaciones y desaceleraciones debido a factores topográficos locales.

Los valores del grado de iso-orientación graficado en función de la distancia del hipotético centro de emisión (ubicado en el N del paleo-alto morfológico), indican unas tendencias a disminuir alejándose. En el sector W esta disminución es más gradual y con una correlación más clara, mientras que en el sector E, la tendencia es mucho prácticamente despreciable (Figura 33). Este dato permite inferir acerca de la polaridad del movimiento en los dos sectores concuerda con la hipótesis del parteaguas que dividió las corrientes piroclásticas de densidad en las que se propagaron hacia el Oeste y las otras que bajaron en la vertiente Este.

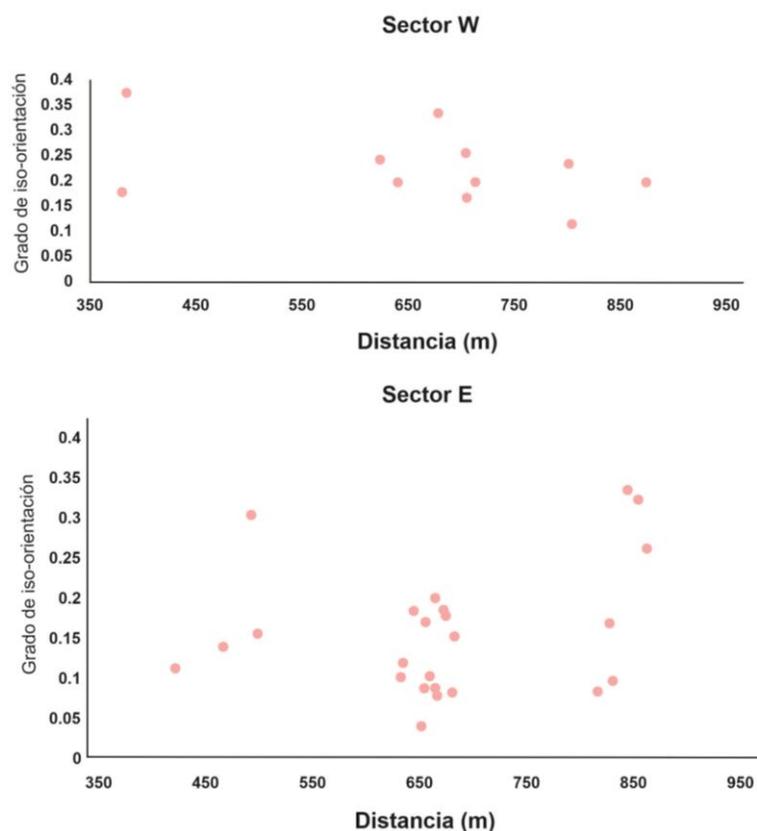


Figura 33. Graficas de grado de orientación vs la distancia para la pendiente W y E.

5.2 Datos de análisis de balísticos

Como se mencionó anteriormente para sustentar los datos de análisis de fábrica de forma se realizaron mediciones de balísticos en el área de estudio. Desafortunadamente solo se encontró la ocurrencia de estos fragmentos en la tercera fase eruptiva, además de todos los que se encontraban en dicha unidad fueron seleccionados solo 17 ya que contaban con direcciones y características (forma, tamaño, etc.) claramente definidas.

Las direcciones de los balísticos de la UIII muestran una clara tendencia hacia el sector N del cráter, que corresponde con los datos de las direcciones del análisis fábrica de forma. Esto es importante ya que existen una significativa correlación entre los métodos. Otro punto muy interesante es que acercándose al sector N del cráter, se puede observar una mayor ocurrencia de balísticos, además que cuentan con ejes más alargados que los localizados en otros sectores de la JH.

Finalmente, otro factor que sobresale es que la presencia de balísticos de la UIII demuestra que tan importante fue la erupción, para tener la fuerza de acarrear balísticos de la roca encajonante de grandes dimensiones, como es el caso del fragmento con la clave BJH-10 ([ver apéndice VI](#)) que contiene un eje largo de 105 cm, siendo de los más grandes localizados alrededor del cráter.

5.3 Datos magnetométricos

Los tres productos principales del estudio magnetométrico son los mapas de Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP), Primera Derivada (1aDz) y la inversión 3D, los cuales han resaltado características muy importantes en cuanto ubicación de fuentes y caracterización de la estructura interna.

En el mapa de CMRP ([Figura 29](#)) muestra los diferentes rangos de susceptibilidad magnéticas debido a la variedad de rocas localizadas en el área de estudio, como se mencionó anteriormente, la JH se encuentra en el límite de dos paleoprovicias

caracterizadas por diferentes ambientes tectónicos y litologías (Figura 4 y 5). La susceptibilidad alta observada en el CMRP corresponde a las rocas volcánicas de edad cenozoica en cambio susceptibilidad intermedias a bajas corresponde a rocas cretácicas que se ubican en el área de estudio. La determinación de conductos fue otro aporte muy importante del CMRP, anomalías de susceptibilidad alta (963 a 80 nT) localizadas al N y S del cráter coincidiendo con las líneas de trayectorias del análisis de fábrica, las direcciones de los balísticos y teorías relacionadas a los centros de emisión del área de estudio.

Los lineamientos obtenidos por el filtro de 1aDz destacan rasgos estructurales en el área de estudio (Figura 30). El más importante es que los lineamientos con orientación N-S, localizados en el cráter corresponden con la falla Matehuala-San Luis (Tristán-Gonzales, 2008). Esta zona se interpretó, como una zona de debilidad cortical, que durante el Eoceno posiblemente fue el camino donde pudo haber originado todo el material volcánico de la JH. Además, coincide con las remanencias de ese alto topográfico propuesto definido por los datos direccionales.

La aplicación de la inversión 3D fue muy importante ya que el modelamiento permitió observar los principales conductos coincidiendo con los resultados de las demás metodologías. La isosuperficie de SI bajo (Figura 32.1) observada en la inversión 3D, está delimitada por los lineamientos magnéticos, interpretándose como una zona de debilidad cortical. Las isosuperficies de SI alto (Figura 32.2) a intermedio fueron de gran interés, ya que se pudo localizar la zona de raíz del diatrema del maar de la JH. Los diques presentan verticalidad entre los -500 a 500 msnm, a una profundidad de 950 msnm existe una ramificación hacia el N y SW de la JH coincidiendo con los centros eruptivos propuestos anteriormente (Saucedo *et al.*, 2017).

5.4 Modelo evolutivo del *maar* la Joya Honda

Cómo se mencionó anteriormente ya se cuenta con ciertos trabajos que propusieron modelos de procedencia del material piroclástico de la JH. El más reciente es el de [Saucedo *et al.* \(2017\)](#), dónde los autores definieron que la actividad volcánica comenzó simultáneamente a través de dos conductos localizados en el NE y otro en el SE del cráter. En este trabajo de investigación, los resultados apuntan, con datos objetivos, hacía la misma hipótesis que los autores.

Con los resultados principales arrojados por esta investigación se elaboró un modelo de evolución volcánica para el área de estudio ([Figura 34](#)). El nuevo aporte es que se propone la existencia de un posible paleo alto pre-maar, con orientación N-S que condicionó la dinámica de las CDP's, esto se evidencia por las líneas de flujos obtenidas mediante el estudio de la orientación de las partículas alargadas.

Basándose en la información descrita anteriormente se propone un modelo dónde se compararon e integraron los resultados de esta investigación con los datos publicados por [Saucedo *et al.* \(2017\)](#).

Fase pre-mar: antes que la actividad volcánica de la JH iniciara, existía un alto topográfico (parteaguas), originado por un fuerte plegamiento volcado y fallado en el basamento de calizas de la Cuesta del Cura. Este alto topográfico se supone que era ligeramente más alto en el sector norte decreciendo hacia el sur. Además, en la secuencia pre-*maar*, se encuentran secuencias de CDPd producidas por un cono cinerítico ubicado al E del cráter. En la misma secuencia se encuentran fragmentos de basalto y caliza a que quedaron sepultados por un paleosuelo ([Gómez-Villa, 2012](#)).

Fase 1: Fue descrita como una actividad estromboliana que representó la apertura de la erupción. Estudios anteriores ([Saucedo *et al.*, 2017](#)) realizaron análisis en los depósitos y encontraron que en el N existió un aporte muy importante de agua en contraste con los encontrados en el S donde se registró un ambiente más seco donde pudo prevalecer la actividad magmática. Con estas diferencias llegó a la

conclusión de la presencia de dos conductos que pudieron haber estado activos de forma alternada o contemporánea en el NE y S. En cuanto a las líneas de trayectorias de las CPD's, demuestran una dirección hacia el sector N (Figura 26B). En esta fase de la erupción, el alto topográfico seguía existiendo. El modelo de inversión 3D pudo identificar los dos conductos, coincidiendo con lo establecido anteriormente.

Fase 2: Posteriormente, en el Norte la actividad se interrumpió, pero en el sur se generaron pequeñas explosiones depositando escoria de composición basanítica. El mapa de CMRP y la Inversión 3D evidencian una anomalía positiva posiblemente relacionada con la fuente de esta unidad.

Fase 3: En esta etapa hubo un incremento del agua en el sistema lo que generó una explosión muy grande provocando la fracturación de la roca encajonante y probablemente la creación del cráter de la JH. Se cree que no se formó totalmente la depresión actual de la JH, no se originó por completo en esta fase, se cree que el hundimiento pudo haber sido más fuerte en el N y se generó hasta final de la fase eruptiva. Las líneas de trayectoria de las CDP's demuestran una clara procedencia en el N del cráter (Figura 26C). Además, el modelo de inversión 3D y el mapa de CMRP demuestran una posible fuente al Norte del cráter.

Fase 4: Posteriormente a la fase freatomagmática, el conducto ubicado al norte cesó su actividad posiblemente por que el dique alimentador pudo haberse obstruido, ramificado o desvió en un área donde no hubo contacto con agua. Pero en el sur la actividad continuó generando una segunda fase estromboliana. La evidencia del mapa CMRP e inversión 3D sugieren una posible fuente al SW del cráter.

Fase 5: En esta última etapa eruptiva, estudios anteriores determinaron la presencia de mecanismos magmáticos y freatomagmáticos coexistiendo y actuando simultáneamente donde no se tiene claro la predominancia de un estilo eruptivo sobre otro (Gómez-Villa, 2011). Debido a la fracturación provocada por las anteriores erupciones, pudieron haber existido varios puntos de explosión que

migraron a lo largo de los dos centros de emisión (N y S) como se observa en los lineamientos del mapa de 1aDz con una clara tendencia N-S (Figura 29).

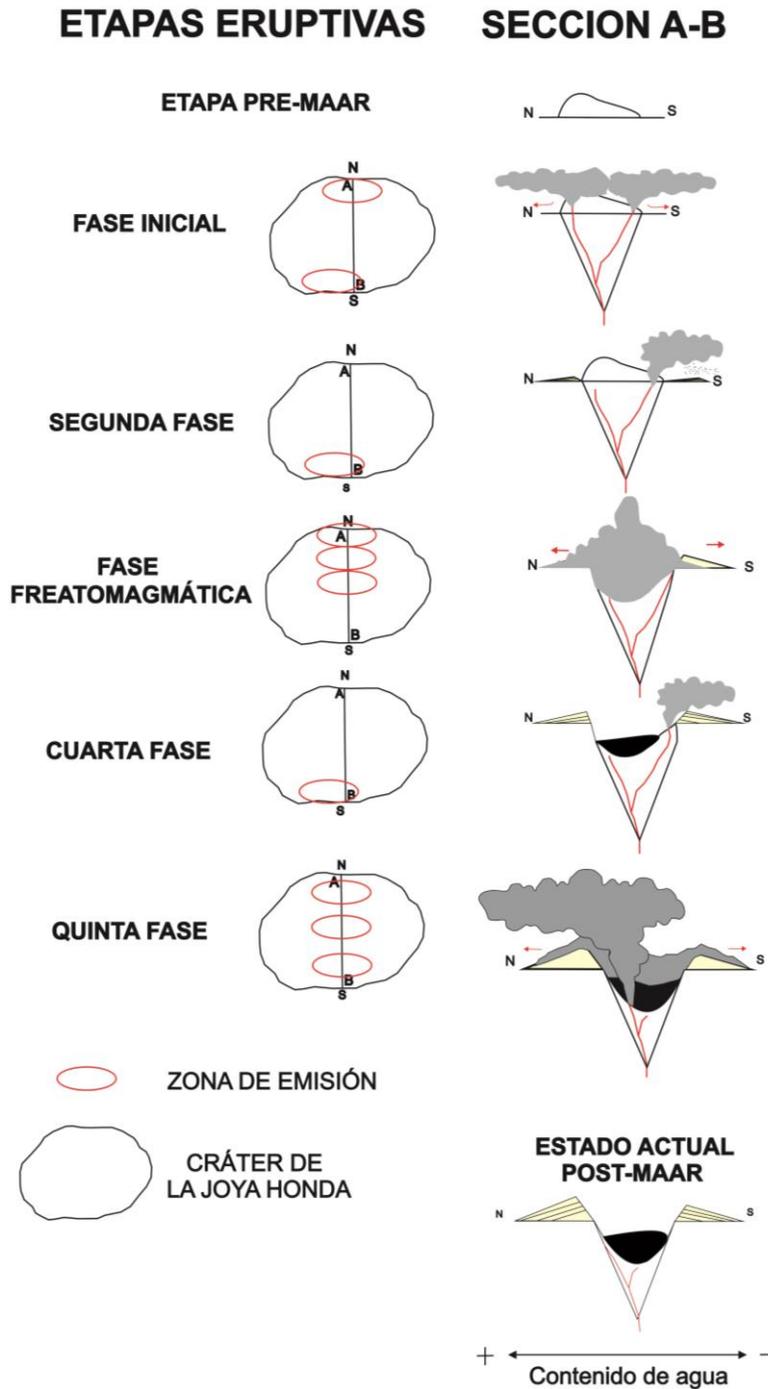


Figura 34. Modelo de evolución volcánica de la JH

6. Conclusiones y recomendaciones

A continuación, se enlistarán las conclusiones de este trabajo multidisciplinario:

6.1 Conclusiones generales

1. La aplicación de este enfoque multidisciplinario que tuvo como objetivo la caracterización y ubicación de los centros de emisión, logró ser satisfactoria y novedosa.
2. La metodología propuesta puede ser aplicado en cualquier volcán tipo maar o monogénico en el mundo.
3. Los resultados de las tres metodologías indican una migración del centro de emisión a través de una zona de debilidad N-S. En esta área fue deducida principalmente por los datos direccionales ([Tabla 7](#); [Figura 26](#)) y por el mapa de CMRP y la inversión 3D ([Figura 29 y 30](#)).
4. El manejo de la tres diferente metodologías aplicadas a esta investigación son de índole teórica bastante diferente, pero, aun así, existió una correlación muy fuerte entre los resultados de estas, llevando a soportar y/o unificar la hipótesis propuesta.
5. Se elaboró un nuevo modelo de evolución volcánica del área de estudio basado en anteriores trabajos ([Gómez-Villa, 2012](#); [Saucedo et al., 2017](#)) y los resultados de esta nueva investigación. El nuevo aporte es la presencia de un paleo-alto que durante las primeras erupciones volcánicas probablemente fungió como punto de divergencia generando el desplazamiento de los flujos hacia E y W.

6.2 Conclusiones de fábrica de forma

1. Por primera vez se utilizó el análisis de fábrica de forma en monogénicos siendo satisfactoria en determinar centros de emisión y algunos rasgos dinámicos de las CDP's.
2. Las líneas de trayectoria de la unidad UI y UIII parecieran indicar una posible fuente hacia el N del cráter.
3. Las líneas de trayectoria de la UI (de la pared en el sur) y la UIV apuntan hacia una anomalía positiva localizada en el SW del cráter evidenciada en el mapa del CMRP y la inversión 3D.
4. La aplicación de la prueba estadística de Rayleigh, llevó a la eliminación de aproximadamente el 50% de las muestras cuyas direcciones resultaron casi isotropas. La mayoría de las muestras descartadas pertenecían a depósitos originados por caídas piroclásticas.
5. -El comportamiento a lo largo de la máxima pendiente las líneas de trayectoria indican la existencia de un posible paleo-alto alargado (parteaguas) que fungió como punto de divergencia, donde desplazo los flujos hacia el E y W.
6. La disminución del grado de iso-orientación con la distancia en el sector W del cráter, sugiere una polaridad del movimiento del flujo desde el punto de emisión que se encontraba en el N hacia el W.
7. Los datos direccionales no sólo permitieron determinar la presencia de un posible paleo-alto pre-maar, también permitieron determinar las condiciones topográficas de las laderas que conformaban esta estructura.

6.3 Conclusiones de análisis de balísticos

1. Las trayectorias de las balísticos de la UIII apuntan hacia una zona de emisión al N del cráter concordante con las líneas de trayectorias de la UIII obtenidas por el análisis de fábrica de forma.

2. El muestreo de balísticos fue limitado debido a que solo se tomaron balísticos con ciertas características, además que solo se reconocieron en la UIII.

6.4 Conclusiones del método magnetométrico

1. Los lineamientos encontrados en el cráter de la JH indican una fuerte tendencia N-S, coincidiendo con la ubicación del probable paleo-alto pre-*maar*. Posiblemente por esta zona fungió como punto de debilidad donde salió el material piroclástico.
2. Con la inversión 3D se localizó un cuerpo de susceptibilidad baja interpretado como posiblemente la zona de debilidad donde salió el material magmático, su ubicación coincide con los lineamientos N-S obtenidos por el mapa de 1aDz.
3. Mapa del CMRP y el modelo de inversión 3D demuestran una anomalía positiva al sur del cráter que posiblemente fue la fuente de la unidad I, II y IV.
4. La inversión 3D permitió observar la estructura interna de la JH, donde se pudo determinar la zona de raíz a una profundidad de 950 msnm.

6.5 Recomendaciones

1. Se requiere un estudio de granulometría complementario a lo escrito anteriormente para extender el análisis a muestras compactas que son la mayoría, con el fin de poder determinar comportamientos dinámicos y reológicos más a detalle.
2. Se debe realizar un estudio de imbricación de partículas para observar la polaridad de los depósitos.
3. Realizar un estudio detallado de la estructura del área de estudio y más detallado en el cráter de la JH

7. Bibliografía

Aitken, M. J., 1978. Archaeological involvements of physics. *Physics reports*, 40(5), 277-351.

Alatorre-Ibargüengoitia, M.A., & Delgado-Granados, H., 2006. Experimental determination of drag coefficient for volcanic materials: Calibration and application of a model to Popocatepetl volcano (México) ballistic projectiles, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L11302, doi:10.1029/2006GL026195.

Allen, J.R.L., 1982. *Developments in Sedimentology, Sedimentary Structures Their Character and Physical Basis Volume II. Volume 30, Part B*, Elsevier, Amsterdam, 663 p.

Andrews, J.T., & King, C.A. 1968. Comparative till fabrics and till fabric variability in a till sheet and a drumlin: a small-scale study. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 36(4), 435-461.

Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Valdez-Moreno, G., & Chávez-Cabello, G., 2005. El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 187-225.

Aranda-Gómez, J.J., & Luhr, J. F., 1996. Origin of the Joya Honda maar, San Luis Potosi, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74(1-2), 1-18.

Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Pier, J.G., 1993. Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, *Boletín del Instituto de Geología* 106, 1-22.

Baranov, V., & Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29(1), 67-79.

Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22(2), 359-382.

Barboza-Gudiño, R., Torres-Hernández, J.R., Maldonado- Lee, J. & Rosales-Franco, E., 2002. Carta Geológico-Minera Villa Hidalgo, San Luis Potosí. Servicio Geológico Mexicano, F14–A74.

Baudry, D., & Camus, G., 1970. Les maars de la chaîne des Puys (formations volcaniques du Massif central français). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(2), 185-189.

Benn, D., 1994. Fabric shape and the interpretation of sedimentary fabric data. *Journal of Sedimentary Research*, 64(4a), 910-915.

Benn, D.I. & Evans, D.J.A., 1996. The interpretation and classification of subglacially-deformed materials. *Quaternary Science Reviews* 15, 23–52.

Bhattacharyya, B. K., 1964. Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary magnetization: *Geophysics*, 29, 517-531.

Blaikie, T. N., Ailleres, L., Cas, R. A., & Betts, P. G., 2012. Three-dimensional potential field modelling of a multi-vent maar-diatreme—The Lake Coragulac maar, Newer Volcanics Province, south-eastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 235, 70-83.

Blakely, R.J., 1996. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge university press.

Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. *Graphic approach to facies interpretation*, 168.

Branney, M.J., & Kokelaar, P., 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54(6), 504-520.

Butler, R.F., 1992. *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes* (Vol. 319). Boston: Blackwell Scientific Publications.

Buttinelli, M., De Rita, D., Cremisini, C., Cimarelli, C., 2011. Deep explosive focal depths during maar forming magmatic-hydrothermal eruption: Baccano crater, central Italy, *Bull. Volcanol.*, 73(7), 899–915.

Büttner, R., Zimanowski, B., 1998. Physics of thermohydraulic explosions. *Phys. Rev. E*, 57/5, 57: 1-4.

Büttner, R., Dellino, P., La Volpe, L., Lorenz, V., & Zimanowski, B., 2002. Thermohydraulic explosions in phreatomagmatic eruptions as evidenced by the comparison between pyroclasts and products from Molten Fuel Coolant Interaction experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), ECV-5.

Camus, G., 1975. La Chaîne des Puys (Massif Central français). étude structurale et volcanologique. Thèse d'État, Ann.l'Univ. Clermont-Fd., Sér.Géol.Minéral., 56, fasc.27: 319 p., Clermont-Ferrand, France.

Cantos Figuerola, J., 1974. *Tratado de geofísica aplicada* (No. 551 C3).

Capaccioni, B., Nappi, G., & Valentini, L., 2001. Directional fabric measurements: an investigative approach to transport and depositional mechanisms in pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107(4), 275-292.

Capaccioni, B., Sarocchi, D., 1996. Computer-assisted image analysis on clast shape fabric from the Orvieto-Bagnoregio ignimbrite (Vulsini District, central Italy): implications on the emplacement mechanisms: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70, 75-90.

Capaccioni, B., Valentini, L., Rocchi, M. B., Nappi, G., & Sarocchi, D., 1997. Image analysis and circular statistics for shape-fabric analysis: applications to lithified ignimbrites. *Bulletin of Volcanology*, 58(7), 501-514.

Carr, S.J., & Rose, J. 2003. Till fabric patterns and significance: particle response to subglacial stress. *Quaternary Science Reviews*, 22(14), 1415-1426.

Carrillo-Bravo, J., 1971. La Plataforma Valles-San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23(1-6), 1-102.

Carrillo-Bravo, J., 1982. Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, XXXIV(1), 21-46

Cas, R., & Wright, J. V., 1987. *Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions.* Springer Science & Business Media.

Cassidy, J., France, S.J., & Locke, C.A., 2007. Gravity and magnetic investigation of maar volcanoes, Auckland volcanic field, New Zealand. *Journal of volcanology and geothermal research*, 159(1-3), 153-163.

Cerca, M.F., 2020. Estudio del efecto del contenido de arcilla en la orientación preferencial de los clastos en un flujo de escombros a escala reducida (tesis licenciatura). Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí.

Colburn, I.P., 1968. Grain fabrics in turbidite sandstone beds and their relationship to sole mark trends on the same beds. *Journal of Sedimentary Research*, 38(1), 146-158.

Curray, J.R., 1956. Dimensional grain orientation studies of recent coastal sands. *AAPG Bulletin*, 40(10), 2440-2456.

De Silva, S., & Lindsay, J. M., 2015. Primary volcanic landforms. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 273-297). Academic Press.

Drake, L.D., 1974. Till fabric control by clast shape. *Geological Society of America Bulletin*, 85(2), 247-250.

Elston, W.E., Smith, E.I., 1970. Determination of flow direction of rhyolitic ash-flow tuffs from fluidal textures. *Geol Soc Am Bull* 81:3393–3406

Fisher, R. V., & Schmincke, H. U., 1984. Pyroclastic flow deposits. In *Pyroclastic rocks* (pp. 186-230). Springer, Berlin, Heidelberg.

Fisher, R. V., & Waters, A. C., 1970. Base surge bed forms in maar volcanoes. *American Journal of Science*, 268(2), 157-180.

Fröhlich, G., Zimanowski, B., & Lorenz, V., 1993. Explosive thermal interactions between molten lava and water. *Experimental thermal and fluid science*, 7(4), 319-332.

Fudali, R.F., Melson, W.G., 1972. Ejecta velocities, magma chamber pressure and kinetic energy associated with the 1968 eruption of Arenal volcano. *Bulletin of Volcanology*. 35, 383-401.

Gilbert, J. S., & Lane, S. J., 1994. The origin of accretionary lapilli. *Bulletin of Volcanology*, 56(5), 398-411.

Gómez-Villa, W., 2012. Mecanismo Eruptivo del *Maar* Joya Honda, S.L.P. Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Tesis de licenciatura, 141 p.

Green, W. R., 1975. Inversion of gravity profiles by use of a BackusGilbert approach: *Geophysics*, 40, 763-772

Hamilton, N. & Rees, A. I., 1971. The anisotropy of magnetic susceptibility of the Franciscan rocks of the Diablo Range, Central California. *Geol. Rdsch.* 60, 1103-1124

Heiken, G. H., 1971. Tuff rings: examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley basin, south-central Oregon. *Journal of Geophysical Research*, 76(23), 5615-5626.

Hernández-Rivas, O., Caballero, L., Sarocchi, D., & Rodríguez-Sedano, L.A., 2021. From geomorphology to shape-fabric: The interplay of geomorphological controls and their spatial variability in the Teteltzingo lahar deposit, Citlaltépetl volcano (Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103-221.

Houghton, B.F., & Nairn, I.A., 1991. The 1976–1982 Strombolian and phreatomagmatic eruptions of White Island, New Zealand: eruptive and depositional mechanisms at a ‘wet’ volcano. *Bulletin of volcanology*, 54(1), 25-49.

Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., Smith, I.E.M., Parker, R.J., 1996. Mixed deposits of complex magmatic and phreatomagmatic volcanism: an example from Crater Hill, Auckland, New Zealand. *Bull. Volcanol.* 58, 59–66.

Hughes, S. R., Alexander, J., & Druitt, T. H., 1995. Anisotropic grain fabric: volcanic and laboratory analogues for turbidites. Geological Society, London, Special Publications, 94(1), 51-62.

Imlay, R.W., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part IV Geology of the Western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, 47, 1091-1152.

Jahns, R.H., 1959. Collapse depressions of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico. In: Heindl, L.A. (Ed.), Southern Arizona Guidebook. Arizona Geol. Soc., vol. 2, pp. 165–184.

Jordan, S.C., Cas, R.A.F., Hayman, P.C., 2013. The origin of a large (>3km) maar volcano by coalescence of multiple shallow craters: Lake Purrumbete maar, southeastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 254, 5-22.

Kereszturi, G., & Németh, K., 2012. Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. In *Updates in volcanology- new advances in understanding volcanic systems*. IntechOpen.

Kienle, J., Kyle, P. R., Self, S., Motyka, R. J., & Lorenz, V., 1980. Ukinrek Maars, Alaska, I. April 1977 eruption sequence, petrology and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(1-2), 11-37.

Kocks, U. F., Wenk, H.R., Tome, C.N., 2000. Texture and Anisotropy: Preferred Orientations in Polycrystals and Their Effect on Material Properties. Cambridge, UK: Cambridge University Press.

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

Lanza, R., & Meloni, A., 2006. The Earth's Magnetic Field (pp. 1-66). Springer Berlin Heidelberg.

Li, Y., & Oldenburg, D. W., 1996. 3-D inversion of magnetic data. *Geophysics*, 61(2), 394-408.

Lindner, H., Gabriel, G., Gotze, H., Kaeppler, R., & Suhr, P., 2006. Geophysical and geological investigation of maar structures in the Upper Lusatia region (East Saxony) 157(3), 355.

Loera, H. L., Aranda-Gómez, J. J., Arzate, J. A., & Molina-Garza, R. S., 2008. Geophysical surveys of the Joya Honda maar (México) and surroundings; volcanic implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(3-4), 135-152.

López-Doncel, R., 2003. La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central de la margen occidental de la Plataforma Valles San Luis Potosí, centro-noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(1), 1-19.

López-Rojas, M., 2018. Procesos físicos asociados a erupciones de origen hidrovolcánico: el caso del axalapazco Atexcac, Puebla, México (tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México.

López-Rojas, M., Carrasco-Núñez, G. 2015. Depositional facies and migration of the eruptive loci for Atexcac axalapazco (Central Mexico): Implications for the morphology of the crater, *Rev. Mex. Cienc. Geol.*, 32(3), 377–394.

Lorenz V., 1973. On the formation of maars. *Bull. Volcanol.*, 37-2: 138-204.

Lorenz V., 1985. Maars and diatremes of phreatomagmatic origin, a review. *Trans. Geol. Soc. South Afr.*, 88: 459-470

Lorenz V., 1986a. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff-rings. *Bull. Volcanol.*, 48: 265-274

Lorenz V., 1998. Zur Vulkanologie von diamantführenden Kimberlit- und Lamproit-Diatremen. Z. Dt. Gemmol. Ges., 47: 5-30.

Lorenz V., 2000a. Explosion and intrusion in rootzones of maar-diatreme volcanoes. Abstr., IAVCEI General Assembly 2000, Bali, Indonesia

Lorenz V., zimanowski B. and Büttner R., 2002. On the formation of deep-seated subterranean peperite-like magma-sediment mixtures. J. Volcanol. Geotherm. Res., 114, Spec. Vol.: 107-118.

Lorenz V., Zimanowski B. and Fröhlich G., 1994. Experiments on explosive basic and ultrabasic, ultramafic, and carbonatitic volcanism. In H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (Editors), Proc. 5th Int. Kimberlite Conf. Araxa, Brazil, 1991, 1: Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths. CPRM Spec.Publ. 1/A: 270-282, Brasilia, Brazil

Lorenz V., Zimanowski B., and Büttner R., 1999. Discussion on the formation of kimberlite pipes: the phreatomagmatic model. IAVCEI-CEV Newsletter, Sept. 1999: 11-17, Flagstaff, Arizona

Lorenz, V., 2007. Syn- and posteruptive hazards of maar-diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150, 285–312

Lorenz, V., & Kurszlauskis, S., 2007. Root zone processes in the phreatomagmatic pipe emplacement model and consequences for the evolution of maar–diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1-3), 4-32.

Lorenz, V., 1970. Some aspects of the eruption mechanism of the Big Hole maar, central Oregon, Geol. Soc. Amer. Bull., 81, p. 1823–1830.

Lorenz, V., 1971a. An investigation of volcanic depressions. Part IV, Origin of Hole-in-the-Ground, a maar in Central Oregon. (Geological, geophysical, and energy investigations). NASA progress report (NGR-38-003,012), 113 pp., Houston, Tex., (Clearinghouse for Federal Scientific and Technical Information, Springfield, Va.: NASA CR-115237).

Lorenz, V., 1973. On the formation of maars. *Bulletin volcanologique*, 37(2), 183-204.

Lorenz, V., 1986. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of volcanology*, 48(5), 265-274.

Lorenz, V., 2003b. Maar-diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hard-rock or soft-rock environments. *Geolines*, 15, 72-83.

Lorenz, V., 2007. Syn-and posteruptive hazards of maar–diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1-3), 285-312.

Macorps, É., Graettinger, A. H., Valentine, G. A., Ross, P. S., White, J. D., & Sonder, I., 2016. The effects of the host-substrate properties on maar-diatreme volcanoes: experimental evidence. *Bulletin of Volcanology*, 78(4), 1-12.

Major, J.J. and Voight, B., 1986. Sedimentology and clast orientations of the 18 May, 1980 south west-flank lahars, Mount St. Helens, Washington. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 691-705.

Mastin, L. G., 2008. A simple calculator of ballistic trajectories for blocks ejected during volcanic eruptions, version 1.4. *US Geol Sur Open File Rep*, 01-45.

Mills, H.H., 1984. Clast orientation in Mount St. Helens debris-flow deposits. North Fork Toutle River. Washington. *J. Sediment. Petrol.* 54, 626-634.

Moore, J. G., & Sisson, T. W., 1981. Deposits and effects of the May 18 pyroclastic surge. *US Geol. Surv. Prof. Pap*, 1250, 421-438.

Moore, J. G., 1967. Base surge in recent volcanic eruptions. *Bulletin volcanologique*, 30(1), 337-363.

Moore, J. G., Nakamura, K., Alcaraz, A., 1966. The 1965 eruption of Taal Volcano. *Science* 151 (3713) : 955-60

Moreno-Chávez, G., Rivera, F. C., Sarocchi, D., Borselli, L., Rodríguez-Sedano, L. A., 2018. FabricS: A user-friendly, complete and robust software for particle shape-fabric analysis *Computers & Geosciences*, 115, 20-30.

Morrissey, M., Zimanowsky, B., Wohletz, K., Buttner, R., 2000. Phreatomagmatic fragmentation, in Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H., Stix, J. (eds), *Encyclopedia of volcanoes*: Academic Press, San Diego. 431-446.

Mrlina, J., Kämpf, H., Kroner, C., Mingram, J., Stebich, M., Brauer, A., & Seidl, M., 2009. Discovery of the first Quaternary maar in the Bohemian Massif, Central Europe, based on combined geophysical and geological surveys. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(1-2), 97-112.

Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37(3), 507-517.

Nabighian, M.N., 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39(1), 85-92.

Nairn, I.A., 1976. Atmospheric shock waves and condensation clouds from Hgauruhoe explosive eruptions. *Nature*. 259, 190-192

Németh, K., 2010. Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. In *What Is a Volcano? GSA Special Paper* (Vol. 470, p. 43).

Noll, H., 1967. Maare und maar-ähnliche Explosionskrater in Island. Ein Vergleich mit dem Maar-Vulkanismus der Eifel. *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln* 11, 1-117.

Ollier, C.D., 1967. Maars their characteristics, varieties and definition. *Bulletin Volcanologique*, 31(1), 45-73.

Ort, M. H., Wohletz, K., Hooten, J. A., Neal, C. A., & McConnel, V. S., 2000. The Ukinrek maars eruption, Alaska, 1977: a natural laboratory for the study of phreatomagmatic processes at maars. *Terra Nostra*, 6, 396-400.

Ort, M., Carrasco-Núñez, G., 2009, Lateral vent migration during phreatomagmatic and magmatic eruptions at Tecuitlapa, east-central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181, 67-77.

Pettijohn, F.J. 1975. *Sedimentary rocks* (Vol. 3). New York: Harper & Row.

Portniaguine, O., & Zhdanov, M. S., 1999. Focusing geophysical inversion images. *Geophysics*, 64(3), 874-887.

Portniaguine, O., & Zhdanov, M. S., 2002. 3-D magnetic inversion with data compression and image focusing. *Geophysics*, 67(5), 1532-1541.

Potter, P.E. & Pettijohn, F.E., 1963. *Paleocurrents and Basin Analysis*. New York, NY: Academic Press.

Rees, A. I., 1971. 'The Magnetic Fabric of a Sedimentary Rock deposited on a Slope, J. Sediment. Petrol., 307–309.

Rees, A. I., Rad, U. von, Shepard, F.P., 1968. Magnetic Fabric of Sediments from the La Jolla Submarine Canyon and Fan, California. *Marine Geol.* 6, 145–178.

Rees, A.I., 1961. The effect of water currents on the magnetic remanence and anisotropy of susceptibility of some sediments. *Geophys. Jour.*, 5, 235-251.

Rees, A.I., 1964. Measurements of the Natural Remanent Magnetism and Anisotropy of Susceptibility of some Swedish Glacial Silts. *Geophysical Journal International*, Volume 8, Pages 356–369.

Rees, A.I., 1979. The orientation of grains in a sheared dispersion. *Tectonophysics*, 55: 275-287.

Reineck, H.E., Singh, I.B., 1980. *Depositional Sedimentary Environments* (2nd edn). Springer. New York. 549.

Rivera-Olguín, E., 2013. Análisis de partículas juveniles del cráter Joya Honda por medio de imágenes de microscopio electrónico. Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Tesis de licenciatura. 147 p.

Rout, D. J., Cassidy, J., Locke, C. A., & Smith, I. E., 1993. Geophysical evidence for temporal and structural relationships within the monogenetic basalt volcanoes of the Auckland volcanic field, northern New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 57(1-2), 71-83.

Robinson, E.S., Coruh, C., 1988. Basic Exploration Geophysics: Wiley & Sons, 562 p.

Sato, H., Taniguchi, H., 1997. Relationship between crater size and ejecta volume of recent magmatic and phreato-magmatic eruptions: implications for energy partitioning. *Geophys Res Lett* 24:205–208

Saucedo, R., Macías, J. L., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Gómez-Villa, W., Rivera-Olguín, E., Castro-Govea, R., & Carrasco-Núñez, G., 2017. Mixed magmatic–phreatomagmatic explosions during the formation of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, Mexico. *Geological Society, London, Special Publications*, 446(1), 255-279.

Schmincke, H. U., 2004. *Volcanism* (Vol. 28). Springer Science & Business Media.

Schmincke, Hans-Ulrich, and Swanson, D. A., 1967. Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands: *Jour. Geology*, v. 75, no. 6, p. 641-664.

Schulz, R., Bunn, H., Gabriel, G., Pucher, R., Rolf, C., Wiederhold, H., & Wonik, T., 2005. Detailed investigation of preserved maar structures by combined geophysical surveys. *Bulletin of Volcanology*, 68(2), 95-106.

Self, S., Kienle, J., & Huot, J. P., 1980. Ukinrek Maars, Alaska, II. Deposits and formation of the 1977 craters. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 39-65.

Sestini, G., & Pranzini, G., 1965. Correlation of sedimentary fabric and sole marks as current indicators in turbidites. *Journal of Sedimentary Research*, 35(1).

Sheridan, M. F., & Wohletz, K. H., 1983. Hydrovolcanism: basic considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1-4), 1-29.

Skacelova, Z., Rapprich, V., Valenta, J., Hartvich, F., Sramek, J., Radon, M., ... & Pecskey, Z., 2010. Geophysical research on structure of partly eroded maar volcanoes: Miocene Hnojnice and Oligocene Rychnov volcanoes (northern Czech Republic). *Journal of Geosciences*, 55(4), 333-345.

Sohn, Y. K., 1996. Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea. *Geological Society of America Bulletin*, 108(10), 1199-1211.

Sparks, R. S. J., 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23(2), 147-188.

Sparks, R. S. J., Self, S., & Walker, G. P., 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1(3), 115-118.

Suzuki, K., & Ui, T., 1982. Grain orientation and depositional ramps as flow direction indicators of a large-scale pyroclastic flow deposit in Japan. *Geology*, 10(8), 429-432.

Taddeucci, J., Alatorre-Ibargüenagoitia, M. A., Cruz-Vázquez, O., Del Bello, E., Scarlato, P., & Ricci, T., 2017. In-flight dynamics of volcanic ballistic projectiles. *Reviews of Geophysics*, 55(3), 675-718.

Taboada-Coutiño, M.E., 2022. Origen y evolución de la estructura volcánica de Pozo del Carmen, San Luis Potosí. Tesis Maestría. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. Applied geophysics, 2nd edn. Cambridge University Press

Thomason, J.F., & Iverson, N.R. 2006. Microfabric and microshear evolution in deformed till. *Quaternary Science Reviews*, 25(9-10), 1027-1038.

Thomason, J.F., & Iverson, N.R. 2009. Deformation of the Batestown till of the Lake Michigan lobe, Laurentide ice sheet. *Journal of Glaciology*, 55(189), 131-146.

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.

Udías, A., & Mezcua, J., 1986. Fundamentos de Geofísica. Primera Edición, UCM.

Valentine, G. A., & Connor, C. B., 2015. Basaltic volcanic fields. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 423-439). Academic Press.

Valentine, G. A., & White, J. D., 2012. Revised conceptual model for maar-diatremes: Subsurface processes, energetics, and eruptive products. *Geology*, 40(12), 1111-1114.

Valentine, G. A., Shufelt, N. L., & Hintz, A. R., 2011. Models of maar volcanoes, Lunar crater (Nevada, USA). *Bulletin of Volcanology*, 73(6), 753-765.

Valentini, L., Capaccioni, B., Rossi, P. L., Scandone, R., & Sarocchi, D., 2008. Vent area and depositional mechanisms of the Upper Member of the Neapolitan Yellow Tuff (Campi Flegrei, Italy): new insights from directional fabric through image analysis. *Bulletin of Volcanology*, 70(9), 1087-1101.

Vespermann, D., & Schmincke, H. U., 2000. Scoria cones and tuff rings. Academic press.

Walker G.P.L., 1971, Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geology*, 79, p. 696-714.

Waters, A. C., & Fisher, R. V., 1971. Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal volcanoes. *Journal of Geophysical Research*, 76(23), 5596-5614.

Watson, G.S. 1966. The statistics of orientation data. *The Journal of Geology*, 74(5), 786-797.

Wenk, H.R., 1985. Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis. Orlando FL: Academic Press.

Wenk, H.R., 2002. Texture and anisotropy. In *Plastic Deformation of Minerals and Rocks. Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 51. Washington DC: Mineralogical Society of America, pp. 291–329.

Wenk, H.R., Van Houtte, P., 2004. Texture and anisotropy. Reports on Progress in Physics, 67, 1367–428.

White, J. D., 1991. Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA. *Bulletin of Volcanology*, 53(4), 239-258.

White, J.D.L., Ross, P.S., 2011. Maar-diatreme volcanoes: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 1-29.

Wilson, L., Sparks, R. S. J., Huang, T. C., & Watkins, N. D., 1978. The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B4), 1829-1836.

Wohletz, K. H., & McQueen, R. G., 1984. Volcanic and stratospheric dustlike particles produced by experimental water-melt interactions. *Geology*, 12(10), 591-594.

Wohletz, K., & Heiken, G., 1992. *Volcanology and geothermal energy* (Vol. 432). Berkeley: University of California Press.

Wood, C. A., 1980. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(2-4), 137-160.

Wood, C.A., 1974. Reconnaissance geophysics and geology of the Pinacate Craters, Sonora, Mexico. *Bull. Volcanol.* 38, 149–172.

Wright, J. V., Smith, A. L., & Self, S., 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(2-4), 315-336.

Wynn, J. C., 1986. A review of geophysical methods used in archaeology. *Geoarchaeology*, 1(3), 245-257.

Yamagishi, H., & Feebrey, C., 1994. Ballistic ejecta from the 1988–1989 andesitic Vulcanian eruptions of Tokachidake volcano, Japan: morphological features and genesis. *Journal of volcanology and geothermal research*, 59(4), 269-278.

Yokoo, A., Taniguchi, H., Goto, A., Oshima, H., 2002. Energy and depth of Usu 2000 phreatic explosions. *Geophys Res Lett* 29:2195. doi:10.1029/2002GL015728

Zeycn, H., and Pous, J., 1991. A new 3-D inversion algorithm for magnetic total field anomalies: *Geophys. J. Int.*, 104, 583-591

Zimanowski B., 1986. Fragmentations prozesse beim explosiven Vulkanismus in der Westeifel. Dr. rer. nat. thesis, 251 pp., Univ. Mainz, Mainz.

Zimanowski B., 1992. Zum phreatomagmatischen Eruptionsmechanismus. Habilitationsschrift Univ. Mainz, 86 pp., Mainz.

Zimanowski B., 1998. Phreatomagmatic explosions. In A. FREUNDT and M. ROSI (Editors), *From magma to tephra. Devel. Volcanol.*, 4: 25-54, Amsterdam (Elsevier).

Zimanowski B., Büttner R., Lorenz V., and Häfele H.-G., 1997a. Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism. *J. Geophys. Res.*, 102: 803-814.

Zimanowski B., Fröhlich G. and Lorenz V., 1995. Experiments on steam explosion by interaction of water with silicate melts. *Nucl. Eng. Des.*, 155: 335-343.

Zimanowski, B., & Büttner, R., 2003. Phreatomagmatic explosions in subaqueous volcanism. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 140, 51-60.

Zimanowski, B., Fröhlich, G., & Lorenz, V., 1991. Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 48(3-4), 341-358.

Zrelak, P. J., Pollock, N. M., Brand, B. D., Sarocchi, D., & Hawkins, T., 2020. Decoding pyroclastic density current flow direction and shear conditions in the flow boundary zone via particle-fabric analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 402, 106978.

O'leary, D. W., Friedman, J. D., & Pohn, H. A., 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87(10), 1463-1469

Apéndice

I. Fundamento físico del método magnetométrico

El método magnético se basa en la ley de Coulomb, definida como la fuerza F entre dos polos magnéticos de masa m_1 y m_2 separados por una distancia r .

$$F = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4\pi \mu_R r^2} \quad (8)$$

Donde:

μ_0 : Permeabilidad magnética del vacío

μ_R : Permeabilidad relativa

La fuerza es atractiva en polos de signo opuesto y repulsiva entre polos de mismo signo. Cuando una corriente atraviesa una bobina constituida por una serie de giros de cable, se crea un flujo magnético, lo que da lugar a la fuerza magnética (H). H es la intensidad del campo magnético, que es proporcional a la corriente y al número de giros de la bobina e inversamente proporcional a la longitud del cable.

La densidad del flujo magnético medido sobre un área perpendicular a la dirección del flujo es conocido como Inducción Magnética o Campo Magnético (B) de la bobina. B es proporcional a H y la constante de proporcionalidad μ es conocida como Permeabilidad Magnética:

$$B = \frac{\mu_0 m}{4\pi \mu_R r^2} \quad (9)$$

Los campos magnéticos pueden ser definidos en términos de potencial magnético. Para un solo polo con fuerza m , el potencial magnético V en una distancia r del polo está determinada por:

$$V = \frac{\mu_0 m}{4\pi\mu_R r} \quad (10)$$

En el SI los parámetros del Campo Magnético se definen en función del flujo de la corriente eléctrica que genera el Campo Magnético. En el c.g.s se emplea el gauss (G) que numéricamente equivale a 10^{-4}T . En anomalías magnéticas se usa el nanotesla ($1\text{nT}=10^{-9}\text{T}$)

II. Componentes del geomagnético

Para la interpretación de los datos magnéticos y su respuesta en base a anomalías es necesario conocer algunos aspectos del campo geomagnético.

Para describir el Campo Magnético Total sobre un punto cualquiera de la Tierra, se emplea un sistema cartesiano orientado de forma que el eje x apunta directamente al norte geográfico, el eje y en dirección al este y hacia en nadir se encuentra el eje z (Figura 35).

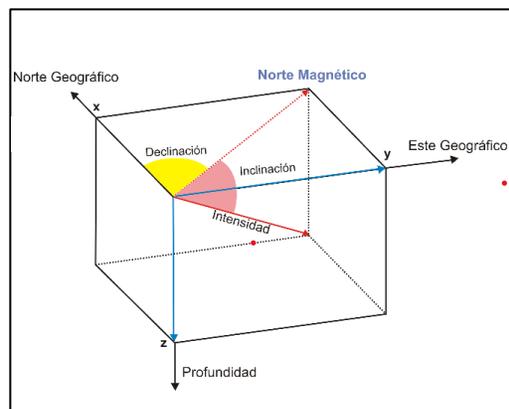


Figura 35. Componentes del CMT

El campo magnético en cualquier punto es un vector con magnitud y dirección con tres componentes B_x , B_y y B_z (Blakely, 1996). En un punto particular de la tierra, se observa un campo magnético definido por el vector \vec{B} . Este vector tiene una proyección (\vec{H}) en el plano x-y en el sentido del norte magnético. Los componentes

del campo magnético se definen en función de estos dos vectores. El módulo del vector \vec{B} se conoce como intensidad (**F**), además el ángulo de proyección sobre el mismo plano horizontal se le conoce como Inclinación (**I**) y el ángulo del vector proyectado con respecto al norte geográfico se conoce como declinación (**D**).

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

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (11)$$

La Inclinación (I) se expresa en la siguiente ecuación:

$$I = \arccos\left(\frac{H}{F}\right) \quad (12)$$

La declinación se expresa mediante la siguiente ecuación:

$$D = \arctan\left(\frac{B_y}{B_x}\right) \quad (13)$$

III. Ciclo de Histéresis

En ausencia de una interacción con un campo magnético, los momentos atómicos individuales se encuentran desordenados a temperaturas distintas de 0° K. Una de las características principales del material ferromagnético, es que al ser imantados conservan cierto magnetismo (magnetismo remanente) al cesar el campo inductor externo. Una forma gráfica de representar este fenómeno es a través de la curva de histéresis ([Figura 36](#)).

La histéresis es el fenómeno de inercia por el cual un material ofrece resistencia de cambio, es decir, tienen una tendencia a conservar sus propiedades. Haciendo que el proceso de variación sea distinto en un sentido que en contrario.

Se representa en la horizontal la intensidad de campo magnético (**H**) y en la vertical Inducción magnética (**B**). La trayectoria de la curva parte del origen (0,0), donde el material no se encuentra magnetizado y la inducción magnética es nula. Conforme va creciendo **H** y **B**, la trayectoria va aumentando lentamente hasta el punto **A**

denominado “Saturación”, donde la intensidad de imantación J es la máxima posible. Si se disminuye gradualmente H hasta el valor cero, el comportamiento de la curva cambia siguiendo otra curva AC por encima de la anterior; en el punto B . La inducción H es 0 que es lo que se llama magnetismo remanente.

Si se invierte el campo y se le abducen valores progresivamente decrecientes, la trayectoria seguirá hasta C donde la $B=0$, se ha eliminado el magnetismo remanente, para ello ha sido necesario aplicar una intensidad H_c , llamada campo coercitivo C .

Si existe más aumento en los valores del campo, la trayectoria llegara al punto E , que correspondería al valor de saturación, pero con un campo negativo; la trayectoria llegaría a F si se sigue disminuyendo los valores. El último tramo de la trayectoria, se debe aumentar nuevamente el campo (valores positivos) terminando en el punto A completando el ciclo de histéresis. Se puede observar que la curva no pasa por el origen debido a la histéresis.

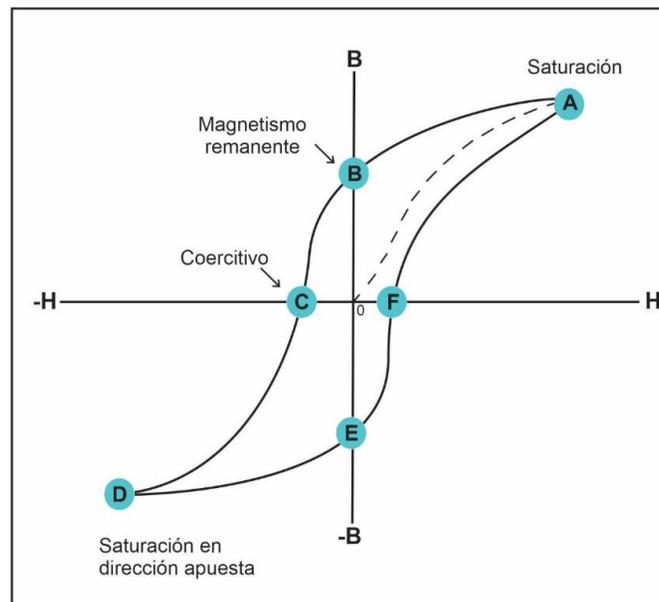


Figura 36. Ciclo de histéresis

IV. Variaciones temporales del campo geomagnético

Las variaciones del campo magnético son rasgos de tiempo que varían de segundos a millones de años y tienen un profundo efecto en como los sondeos magnéticos son llevados a cabo. Pueden ser de dos tipos, el primero es causado por fuentes internas llamada variación secular y el segundo es producto por fuentes externas denominadas variaciones diurnas. A continuación, se describirán las variaciones principales del campo magnético.

1. Variación diurna: Las variaciones diurnas surgen de la rotación de la Tierra respecto al Sol. Las partículas del viento solar distorsionan el campo magnético terrestre incluso en etapas “tranquilas”. La combinación entre la rotación de la tierra y las distorsiones causadas por los vientos solares conduce a la formación de corrientes ionosféricas en el lado diurno del planeta y consecuentemente un ciclo diario de la variación del campo geomagnético. La primera variación diurna se produce hacia el mediodía local y se manifiestan picos en latitudes medias y valles cerca del ecuador magnético. La amplitud de este fenómeno es del orden de decenas de nT y en latitudes medias puede ser mayor a 80 nT sobre superficie (Campbell, 1997).
2. Variación secular: Son las variaciones con periodos más largos (desde años a miles de años) tanto que solo se aprecian al comparar valores medios anuales durante un intervalo de años determinado (Udías y Mezcua, 1986). La variación se determina por las desviaciones en la declinación (D), inclinación (I) y en los componentes de la intensidad magnética. Estas desviaciones son registradas en observatorios graficando los datos geomagnéticos observados respecto al tiempo, como se pudo apreciar gráficamente la variación de declinación e inclinación desde el siglo XVI en Europa Central (Figura 37). Su origen reside en el interior de la tierra y tienen una amplitud característica de 100 nT/a.

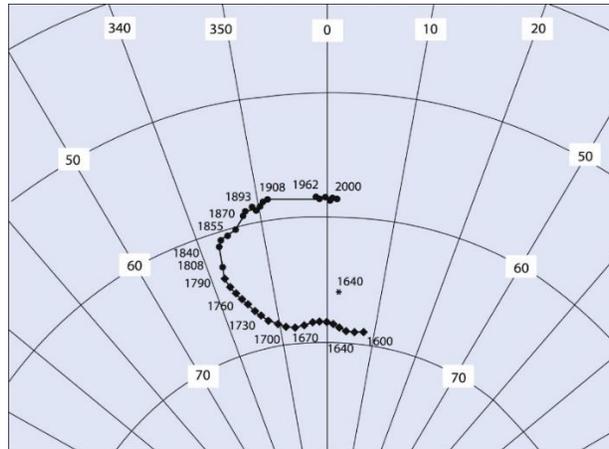


Figura 37. Variación secular para el centro de Italia. En el diagrama se observa la variación del polo magnético desde el año 1600 hasta el 2005 (Lanza *et al*, 2005)

V. Datos del análisis de fábrica de forma, clasificada por colores de acuerdo con las cinco fases eruptivas que afloran en el área de estudio

Numero	Exentricidad	Iso-orientation [0-1]	Rayleigh test
1	0.7	0.088095	0
2	0.7	0.078642	0.059228
3	0.7	0.027937	0.717133
4	0.7	0.08805	0
5	0.7	0.170531	0
6	0.7	0.040765	0.00701
7	0.7	0.185757	0.000002
8	0.7	0.178309	0
9	0.7	0.08586	0.087798
10	0.7	0.082789	0.000234
11	0.7	0.152682	0.000042
12	0.7	0.091362	0.434002
13	0.7	0.073018	0.127711
14	0.7	0.055954	0.331143
15	0.7	0.102903	0.023804
16	0.7	0.030028	0.652799
17	0.7	0.140955	0.002382
18	0.7	0.049245	0.579469
19	0.7	0.076701	0.1522
20	0.7	0.168968	0.000005
21	0.7	0.090243	0.065337
22	0.7	0.323143	0
23	0.7	0.084811	0.060928
24	0.7	0.04756	0.717123
25	0.7	0.168906	0.000465
26	0.7	0.076139	0.140937
27	0.7	0.323358	0.05509
28	0.7	0.262183	0
29	0.7	0.124049	0.165229
30	0.7	0.073337	0.237874

*UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DEL CENTRO DE EMISIÓN DURANTE LA ERUPCIÓN DEL
MAAR DE LA JOYA HONDA, SAN LUIS POTOSÍ*

31	0.7	0.032142	0.64131
32	0.7	0.120391	0.306497
33	0.7	0.025643	0.725985
34	0.7	0.200297	0
35	0.7	0.101679	0.048354
36	0.7	0.02685	0.80842
37	0.7	0.083925	0.038078
38	0.7	0.029439	0.916188
39	0.7	0.177479	0.000018
40	0.7	0.255141	0
41	0.7	0.334068	0
42	0.7	0.076341	0.389014
43	0.7	0.100796	0.006816
44	0.7	0.0769	0.130005
45	0.7	0.323087	0
46	0.7	0.112839	0.006626
47	0.7	0.139702	0.001214
49	0.7	0.122691	0.003812
50	0.7	0.071936	0.526407
54	0.7	0.242023	0
55	0.7	0.197552	0.000012
56	0.7	0.114132	0.02229
57	0.7	0.15618	0.000126
58	0.7	0.30416	0
59	0.7	0.196862	0.000011
60	0.7	0.0066	0.985469
61	0.7	0.335031	0
62	0.7	0.099848	0.029621
63	0.7	0.14556	0.246994
64	0.7	0.233713	0
65	0.7	0.184453	0.000012
66	0.7	0.119769	0.009584
67	0.7		
68	0.7	0.09707	0.035259

UBICACIÓN Y CARCATERIZACIÓN DEL CENTRO DE EMISIÓN DURANTE LA ERUPCIÓN DEL
MAAR DE LA JOYA HONDA, SAN LUIS POTOSÍ

M1	0.7	0.073075	0.204746
M2	0.7	0.054748	0.335871
M3	0.7	0.06577	0.152993
M4	0.7	0.027992	0.749495
M5	0.7	0.077195	0.397065
M6	0.7	0.088926	0.05534
M7	0.7	0.17653	0.000006
FJHF-2	0.7	0.255138	0
FJHF-3	0.7	0.16641	0.000958
FJHF-4	0.7	0.196693	0.000008
FJHF-8	0.7	0.373908	0

VI. Datos de los balísticos tomados en campo

SE						
Muestra	x	y	Unidad	Eje largo	azimut	Fotografia
BJH-1	316175	2479797	UIII	14.5	185°	
BJH-2	316177	2479804	UIII	25	190°	
BJH-3	316178	2479794	UIII	23	160°	

ESTE						
Muestra	x	y	Unidad	Eje largo	azimut	Fotografía
BJH-9	316517	2480465	unidad III	51	112°	
BJH-10	316436	2480616	unidad	105	126°	
BJH-11	316481	2480616	unidad III	36	92°	

OESTE						
Muestra	x	y	Unidad	Eje largo	azimut	Fotografía
BJH-4	315503	2480458	UIII	50	55°	
BJH-5	315508	2480479	UIII	64	122°	
BJH-6	315571	2480553	UIII	42	218°	
BJH-7	315612	2480486	UIII	23	146	
BJH-8	315462	2480386	UIII	12	115	

VII. Rosetas de las muestras utilizadas para el mapa de trayectorias correspondiente al análisis de fábrica de forma.

OESTE

Muestra	Diagrama de rosa
FJHF-8	
JHF-39	
FJHF-4	
JHF-41	
JHF-54	
FJHF-2	
FJHF-3	
JHF-55	
JHF-56	
JHF-59	
JHF-64	

ESTE

Muestra	Diagrama de rosa	Muestra	Diagrama de rosa
JHF-46		JHF-66	
JHF-47		JHF-1	
JHF-58		JHF-2	
JHF-57		JHF-7	
JHF-35		JHF-8	
JHF-6		JHF-10	
JHF-4		JHF-11	
JHF-34		JHF-37	
JHF-5		JHF-28	
JHF-65		JHF-62	
JHF-15		JHF-25	
JHF-22		JHF-68	