



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Modelación geológica-geofísica con uso de
métodos potenciales de la estructura interna de
La Caldera de Los Humeros, Puebla**

Tesis que presenta

Daniel Arturo Velázquez Juárez

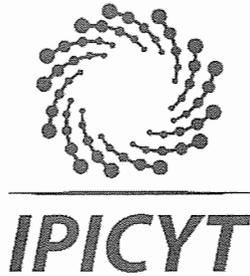
Para obtener el grado de

Maestro en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:

Dr. Vsevolod Yutis

San Luis Potosí, S.L.P., 12 julio de 2019



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis "**Modelación geológica – geofísica con uso de métodos potenciales de la estructura interna de La Caldera de Los Humeros, Puebla**" presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas, fue elaborada por **Daniel Arturo Velázquez Juárez** y aprobada el doce de julio del dos mil diecinueve por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.



Dr. Vsevolod Yutis
Director de la tesis



Dr. Pablo Dávila Harris
Miembro del Comité Tutorial



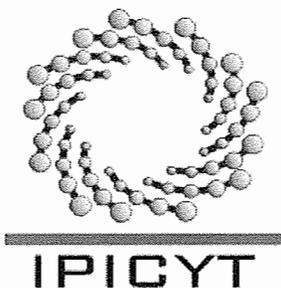
Dr. Omar Delgado Rodríguez
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Vsevolod Yutsis.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología 612981 y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 040 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 12 días del mes de julio del año 2019, se reunió a las 12:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. José Alfredo Ramos Leal	Presidente	IPICYT
Dr. Pablo Dávila Harris	Secretario	IPICYT
Dr. Omar Delgado Rodríguez	Sinodal	IPICYT
Dr. Vsevolod Yutsis _	Sinodal	IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

Daniel Arturo Velázquez Juárez

sobre la Tesis intitulada:

Modelación geológica – geofísica con uso de métodos potenciales de la estructura interna de La Caldera de Los Humeros, Puebla

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Vsevolod Yutsis _

El Jurado, después de deliberar, determinó

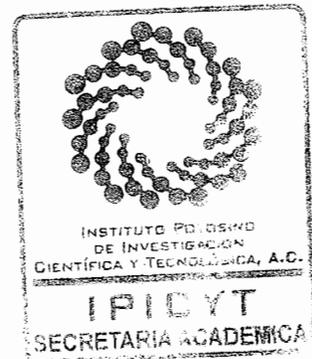
APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 13:15 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 12 días del mes de julio de 2019.

Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico

Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado



Dedicatorias

A mis padres Laura y Arturo, hermanos Gissy y Bruno que siempre han creído en mí y me impulsan a salir adelante y a no rendirme ante las adversidades por grandes o pequeñas que parezcan.

A mi familia que nunca dejan de estar al pendiente de mi bienestar.

A mis amigos de toda la vida y a los que hice en esta etapa (peces).

Agradecimientos

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C. (IPICYT) por la oportunidad brindada de continuar mi formación académica y profesional, en especial al Dr. Vsevolod Yutsis por su amistad, paciencia y por la ayuda que siempre brindo de manera incondicional.

A todos y cada uno de los investigadores de la división de geociencias aplicadas sin olvidar al M. en C. David E. Torres Gaytán por su ayuda en mis etapas dentro de IPICYT.

Al Centro Mexicano de Innovación de Energía Geotérmica (CeMIEGeo) ya que por medio del proyecto Conacyt - CeMIE-Geo P05 “Innovación en la aplicación de técnicas modernas de prospección geotérmica a partir de la integración de métodos geológicos, geoquímicos y geofísicos, caso de estudio del campo volcánico-geotérmico de Los Humeros” fue posible la realización del estudio IPICYT-UNAM CV-COSJ-CGEO-012-IX/2014 siendo responsable el Dr. Jorge Arturo Arzate en la parte geofísica de donde se desprende parte de los resultados obtenidos en la presente tesis.

A los alumnos de la UNAM, UANL y de IPICYT que colaboraron en las campañas de adquisición de datos en campo en especial a la M. en C. Nereida de la Paz Pérez Méndez

Contenido

Constancia de aprobación de la tesis.....	1
Créditos Institucionales	2
Copia del acta de examen.....	3
Dedicatorias	4
Agradecimientos.....	5
Lista de ecuaciones.....	9
Lista de figuras.....	10
Resumen	14
Abstract	16
1. Generalidades	17
1.1. Introducción	17
1.2. Justificación	18
1.4. Hipótesis	18
1.3. Objetivo general.....	18
1.5. Objetivos específicos.....	18
1.6. Metodología	19
1.7. Ubicación y principales vías de acceso	21
1.8. Antecedentes (estudios previos).....	22
1.8.1. Antecedentes geológicos	22
1.8.2. Antecedentes Geofísicos (métodos potenciales)	28
2. Geología.....	32
2.1. Geología regional	32
2.2. Geología de La Caldera de Los Humeros.....	35
2.2.1. Estratigrafía	38
3. Marco teórico.....	40
3.1. Vulcanismo continental	40
3.1.1. Tectónica del vulcanismo continental.....	40

3.1.2. Magmas: génesis, evolución, mecanismos de migración y emplazamiento	41
3.1.3. La cámara magmática y sus características	42
3.2. Calderas de colapso	44
3.2.1. Procesos para la formación de calderas de colapso	45
3.2.2. Geometría de calderas de colapso: elementos estructurales.....	48
3.3. Métodos potenciales	53
3.3.1. Método Gravimétrico	53
3.3.2. Método Magnético.....	56
3.4. Procesos auxiliares en el análisis e interpretación de métodos potenciales	61
3.4.1. Filtro pasa altos y pasa bajos	61
3.4.2. Primera y segunda derivada en métodos potenciales.....	61
3.4.3. Señal Analítica	62
3.4.4. Continuaciones ascendentes y descendentes	62
3.4.5. Análisis Espectral de Potencia	62
3.5. Topografía y geodesia	63
3.5.1. Instrumentos de medición topográfica y geodésica	64
3.5.2. Tipos de medición con GPS diferencial.....	67
3.5.3. Red Geodésica Nacional.....	71
4. Estudio gravimétrico y aéreo-magnético de la caldera de Los Humeros.....	74
4.1. Adquisición y corrección de datos GPS para soporte topográfico	74
4.1.1. Adquisición de datos GPS.....	74
4.1.2. Corrección y procesado de datos GPS	75
4.2. Adquisición, corrección y procesado de datos gravimétricos	77
4.2.1. Adquisición de datos gravimétricos	77
4.2.2. Corrección de datos gravimétricos	79
4.2.3. Procesado de datos gravimétricos	83
4.3. Adquisición y procesado de datos aeromagnéticos	85
4.3.1 Corrección y procesado de datos aeromagnéticos	86
5 Resultados	89
5.1. Análisis Gravimétrico	89

5.1.1. Anomalía de Bouguer Simple.....	90
5.1.2. Anomalía de Bouguer Completa	91
5.1.3. Anomalía Residual de Bouguer.....	92
5.1.4. Señal Analítica	95
5.1.5. 1era Derivada.....	96
5.1.6. Análisis espectral de potencia.....	98
5.2. Análisis Aeromagnético	99
5.2.1. Campo Magnético Total	99
5.2.2. Campo Magnético Residual	100
5.2.3. Reducción al Polo	101
5.2.4. Señal Analítica	104
5.2.5. 1era Derivada.....	105
5.2.6. Análisis Espectral de Potencia CMR	107
5.3. Modelación 2D (GMSYS).....	108
5.4. Modelos VOXI.....	113
5.4.1 Voxel Gravimétrico	113
5.4.2. Voxel Magnético.....	115
5.5. Modelo 3D.....	117
6. Conclusiones.....	122
7. Bibliografía	123
Anexos	130

Lista de ecuaciones

Ecuación 1. Ley Gravitatoria Universal.	54
Ecuación 2. Aceleración Gravitatoria	55
Ecuación 3. Aceleración Gravitatoria Terrestre	55
Ecuación 4. Gravedad terrestre referida al elipsoide de revolución de Clarke	56
Ecuación 5. Susceptibilidad magnética	59
Ecuación 6. Derivada vertical y horizontal.....	61
Ecuación 7. Señal Analítica.....	62
Ecuación 8. Coeficiente de deriva	80
Ecuación 9. Corrección por deriva	80
Ecuación 10 Corrección por latitud GRS 80.....	81
Ecuación 11. Corrección por altura	81
Ecuación 12. Corrección de Bouguer.....	81
Ecuación 13. Corrección por terreno.....	82
Ecuación 14. Anomalías de gravedad.....	83
Ecuación 15. Anomalía de aire libre.....	83
Ecuación 16. Anomalía parcial de Bouguer.	84
Ecuación 17. Anomalía de Bouguer Completa.....	84
Ecuación 18. Separación de la componente regional y la residual según Griffin. .	85
Ecuación 19. Anomalía residual de Bouguer.....	85
Ecuación 20. Corrección diurna.	87
Ecuación 21. Corrección geomagnética.....	87
Ecuación 22. Reducción al polo.	88

Lista de figuras

Figura 1. Distribución de estaciones gravimétricas con respecto a las campañas de adquisición	20
Figura 2. Procesado de información para generación de mapas temáticos	20
Figura 3. Mapa de ubicación de zona de estudio	21
Figura 4. Mapa geológico simplificado del centro volcánico de Los Humeros Ferriz, Yáñez 1981.	22
Figura 5. Secuencia volcánica esquemática de la evolución de la Caldera de los Humeros, Ferriz y Mahood, 1984	23
Figura 6. Distribución geotérmica a lo largo de perfil geológico en el campo geotérmico de Los Humeros (Cedillo – Rodríguez, 1999).....	24
Figura 7. Modelo eruptivo de la caldera de Los Humeros propuesto por Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014. (Sección esquemática).....	25
Figura 8. Correlación litoestratigráfica de los grupos eruptivos principales de la caldera de Los Humeros utilizando los cortes de los pozos 5,8,10,19,20 del campo geotérmico, Carrasco-Núñez et al. (2017)	26
Figura 9. Mapa Geologico actualizado de La Caldera de Los Humeros, Carrasco et al. (2017).	27
Figura 10. Anomalía residual de Bouguer que muestra línea de sección A-A´ Mena et al 1978.....	28
Figura 11. Campo magnético residual que muestra línea de sección A- A´ Alvares et al. 1978.....	29
Figura 12. a) Señal reducida al polo de CMR, b) Esquema de ubicación estimada de estructuras principales de la Caldera Gonzales-Moran, et al. 1982.	29
Figura 13. Modelo tridimensional esquemático del basamento pre volcánico de La Caldera de Los Humeros, tomando como referencia el contraste de densidades de los valores de anomalía residual de Bouguer Campos-Enríquez et al. (1992).....	30
Figura 14. Anomalía residual de Bouguer y campo magnético reducido al polo de La Caldera de los Humeros Arzate et al. (2017).	31
Figura 15. Perfiles magneto telúricos en La Caldera de Los Humeros Arzate et al. (2017).....	31
Figura 16. Provincias Fisiográficas modificado de Campa y Coney 1983.....	32
Figura 17. Ubicación de zona de estudio dentro de Eje Neo Volcánico Trans Mexicano	33
Figura 18. Modelo esquemático de la colisión entre México y el bloque Yucatán y Modelo de rotaciones del bloque Yucatán propuesto por Pindell y Kennan (2009).	34
Figura 19. Figura esquemática de primera etapa eruptiva (modificado de Robin, 1982).	36

Figura 20. Figura esquemática de segunda etapa eruptiva (modificado de Robin, 1982).	36
Figura 21. Figura esquemática de tercera etapa eruptiva (modificado de Robin, 1982).	37
Figura 22. Columna estratigráfica generalizada de la Caldera de los Humeros. Modificada de Norini et al. (2015).	38
Figura 23. Sectores estructurales de La Caldera de Los Humeros propuestos por Norini et al. (2015).	39
Figura 24. Sección esquemática de zona de subducción. Modificado de Walter y Amelung (2007).	40
Figura 25. Esquema de los diferentes tipos de emplazamiento magmático a partir de la profundidad de la zona de subducción hasta la superficie continental. Modificado de Burchardt, (2009).	42
Figura 26. Ilustración esquemática de un estratovolcán, con diques alimentadores, sillls emplazados entre estratos y diques detenidos en proceso de enfriamiento y solidificación. Modificado de Gudmundsson (2012).	43
Figura 27. Ejemplo de caldera de colapso: Imagen batimétrica de Crater Lake, Oregon, modificado de Burov et al, (1999).	44
Figura 28. Principales etapas de formación de calderas de colapso, modificado de Smith & Bailey (1968).	45
Figura 29. Etapa de abultamiento, modificado de Smith & Bailey (1968).	45
Figura 30. Erupción Ignimbrítica, modificado de Smith & Bailey (1968).	46
Figura 31. Colapso de caldera, modificado de Smith & Bailey (1968).	46
Figura 32. "Pre-resurgencia volcánica / sedimentación", modificado de Smith & Bailey (1968).	47
Figura 33. "Resurgencia tipo Domo o Levantamiento en Domo", modificado de Smith & Bailey (1968).	47
Figura 34. "Fractura volcánica anular mayor", modificado de Smith & Bailey (1968).	48
Figura 35. Borde Topográfico, modificado de Lipman (1997)	49
Figura 36. Pared topográfica interna, modificado de Lipman (1997)	49
Figura 37. Collar de colapso, modificado de Lipman (1997).	50
Figura 38. Fallas de borde, modificado de Lipman (1997).	50
Figura 39. Relleno intracaldérico, modificado de Lipman (1997).	51
Figura 40. Piso de caldera, modificado de Lipman (1997).	52
Figura 41. Cámara magmática sub caldera modificado de Lipman (1997).	52
Figura 42. Campos potenciales terrestres.	53
Figura 43. Atracción gravitatoria entre el planeta tierra y la luna.	54
Figura 44. Campo Magnético de la Tierra. (Gadallah & Fisher, 2009).	57
Figura 45. Componentes de campo magnético terrestre.	58

Figura 46 Filtro pasa bajas, donde K_0 es la longitud de corte, Torres Gaytán (2013).....	61
Figura 47. GNSS Trimble modelo R4.....	66
Figura 48. Representación esquemática de adquisición de datos en modo estático.	68
Figura 49. Representación esquemática de adquisición de datos en modo estático rápido.	69
Figura 50. Mapa de ubicación de estaciones de monitoreo continuo Red Geodésica Nacional Activa. INEGI 2010.....	71
Figura 51. Mapa digital INEGI 2010.	72
Figura 52. Documento de la marca 887D extraído de mapa digital INEGI 2010...	73
Figura 53. Ubicación de estaciones gravimétricas.	75
Figura 54. Principio de funcionamiento de gravímetro.	77
Figura 55. Gravímetro Scintrex CG5.	77
Figura 56 Plano de ubicación palca base RGNP No 887-D INEGI.	79
Figura 57. Representación del vector de gravedad observado, corregido al geóide g y el correspondiente y valor teórico sobre el elipsoide, (Telford et al., 1990).	83
Figura 58. Avioneta Islander y magnetómetro Geometrics G-822A.	86
Figura 59. Campañas de adquisición de datos gravimétricos.	89
Figura 60. Anomalía de Bouguer simple Caldera de Los Humeros.....	90
Figura 61. Anomalía de Bouguer completa de Caldera de Los Humeros.	91
Figura 62. Anomalía residual de Bouguer de Caldera de Los Humeros.	92
Figura 63. Perfil topográfico y respuesta de anomalía residual de Bouguer.	93
Figura 64. Dominios Gravimétricos en anomalía residual de Bouguer.....	94
Figura 65. Correlación litológica superficial con dominios gravimétricos.....	94
Figura 66. Perfil topográfico y respuesta de señal analítica de anomalía residual de Bouguer.....	95
Figura 67. Señal analítica de anomalía residual de Bouguer.	95
Figura 68. Lineamientos gravimétricos en primera derivada en Z	96
Figura 69. Lineamientos en primera derivada (X).	97
Figura 70. Grafica de dispersión de datos gravimétricos (RB) para acotar análisis espectral de potencia	98
Figura 71. Análisis espectral de potencia de anomalía residual de Bouguer.	98
Figura 72. Campo magnético total.	99
Figura 73. Campo magnético residual.....	100
Figura 74. Campo magnético residual reducido al polo.	101
Figura 75. Perfil topográfico con señal de reducción al polo.	102
Figura 76. Dominios aeromagnéticos en reducción al polo.....	102
Figura 77. Correlación litológica superficial con dominios aeromagnéticos.	103
Figura 78 Perfil topográfico y respuesta de señal analítica, diagrama direccional de esfuerzos.....	104

Figura 79. Señal analítica de reducción al polo.....	104
Figura 80. Primera derivada de reducción al polo.....	105
Figura 81. Primera derivada (x) con lineamientos marcados.	106
Figura 82. Grafica de dispersión de datos aeromagnéticos (RP) para acotar análisis espectral de potencia	107
Figura 83. Análisis espectral de potencias de reducción al polo.	107
Figura 84. Geología superficial de la Caldera de los humeros que muestra líneas de sección para modelado geofísico, modificado de Carrasco et al. (2018).	108
Figura 85. Perfil A-A´ a) Reducción al polo de campo magnético residual, b) Anomalía residual de Bouguer, c) Modelo geológico- geofísico, d) Ubicación del perfil propuesto.....	109
Figura 86. Perfil B-B´ a) Reducción al polo de campo magnético residual, b) Anomalía residual de Bouguer, c) Modelo geológico- geofísico, d) Ubicación del perfil propuesto.....	111
Figura 87. Perfil C-C´ a) Reducción al polo de campo magnético residual, b) Anomalía residual de Bouguer, c) Modelo geológico- geofísico, d) Ubicación del perfil propuesto.....	112
Figura 88. Modelo VOXI Gravimétrico, anomalía residual de Bouguer (Oasis Montaj).	113
Figura 89. Isosuperficie, anomalía residual de Bouguer (Oasis Montaj).	114
Figura 90. Modelo VOXI aeromagnético, campo magnético residual reducido al polo (Oasis Montaj).	115
Figura 91. Isosuperficie campo magnético residual reducido al polo (Oasis Montaj).	116
Figura 92. Campo geotérmico Los Humeros.....	117
Figura 93. Perfil B-B´ pozos inferidos con nombre en color negro y pozos perforados en color rojo.	118
Figura 94. Red de pozos inferidos y perforados con rumbo de perfiles interpretados GmSys.....	118
Figura 95. Basamento pre volcánico interpretado.....	119
Figura 96. Modelo 3D de La Caldera de Los Humeros, que muestra distribución propuesta de etapas eruptivas del lugar.	120
Figura 97. En verde basamento pre volcánico de la caldera, en rojo zona anómala que asemeja cámara magmática.	121

Resumen

Modelación geológica-geofísica con uso de métodos potenciales de la estructura interna de La Caldera de Los Humeros, Puebla.

La búsqueda de fuentes alternativas de energía motivada por la inminente crisis energética mundial, crea panoramas de gran interés para el fortalecimiento de fuentes renovables como la energía geotérmica. Es por esto que la aplicación de metodologías de estudio como la geofísica y en lo particular la gravimetría y magnetometría aérea, sirven para dar mayor certidumbre en la generación de modelos geológicos los cuales orienten la investigación y definan mejor las zonas en donde sea factible la extracción del recurso.

Ubicada en el municipio de Chignautla, Puebla, la caldera de Los Humeros alberga en su interior al tercer campo geotérmico más importante en el país y su formación es una serie de eventos volcánicos en los que destacan tres etapas principales: pre-caldera (lavas riolíticas y domos riolíticos); colapso y formación de caldera (Ignimbrita Xáltipan y Toba Faby) y etapa post-caldera (vulcanismo bimodal con depósitos basálticos y andesíticos principalmente).

Mediante el uso de métodos potenciales y la integración de la información litológica de los pozos perforados en la zona del campo geotérmico fue posible llevar a cabo una metodología no convencional de modelado bidimensional y tridimensional de la estructura interna de la caldera.

Los resultados geofísicos muestran anomalías bien definidas que se correlacionan con el centro volcánico y brindan evidencias (dominios y lineamientos geofísicos) que permiten inferir límites estructurales y litológicos que no se observan de manera directa en superficie. Para reafirmar la interpretación en el subsuelo se generaron una serie de modelos geofísicos bidimensionales (GMSYS) donde la información litológica de los pozos del campo geotérmico sirvió de apoyo para lograr un ajuste coherente entre la parte geológica y su respuesta geofísica.

En la parte gravimétrica la anomalía de baja densidad se asocia a un colapso tipo pistón dentro de la etapa caldérica y al relleno de material más ligero (Ignimbrita Xáltipan y Toba Faby). Mientras que en la parte magnética la alta susceptibilidad magnética se asocia a los depósitos de composición andesítica y basáltica en la zona producto de la constante actividad volcánica en la caldera a lo largo de sus etapas de formación.

El análisis de las anomalías principales se llevó a cabo mediante un proceso de inversión de datos geofísicos conocido como VOXI el cual muestra la distribución espacial de la anomalía en el subsuelo.

Las secciones bidimensionales y el resultado de la inversión tridimensional sirvieron como base para crear una red de pozos a lo largo de las secciones antes mencionadas que suponen la distribución propuesta dando como resultado un modelo tridimensional que muestra las posibles etapas de colapso de la caldera y la distribución espacial del basamento pre-volcánico colapsado producto de la primera etapa de formación.

PALABRAS CLAVE: Métodos potenciales, modelo bidimensional, modelo tridimensional, geofísica, VOXI, GMSYS, basamento, anomalía, caldera Los Humeros.

Abstract

Geological-Geophysical modeling of the deep structure of Los Humeros caldera, from the analysis and interpretations of potential methods.

The imminent worldwide energy crisis has promoted great interest in finding alternative renewable sources; geothermal energy being of them. The application of geophysical methodologies, especially gravimetry and airborne magnetometry, are widely used to improve and decrease the uncertainty of geological models, which are the primary tools in the economic characterization of geothermal zones.

The Humeros Caldera is located in the municipality of Chignaulta, Puebla, and it is the host of the third-most important geothermic field in the country. The evolution of Los Humeros caldera represents a complex sequence of volcanic events divided in three principal eruptive phases; pre-caldera phase (rhyolitic lava flows and domes), collapse and caldera formation (Xaltipan Ignimbrite and Faby Tuff), and post-caldera stage (bimodal volcanism with basaltic and andesitic rocks as primary deposits). Based on the integration of potential methods and borehole logging information, a non-conventional methodology was applied to the study area, with the purpose of creating a three-dimensional model of the subsurface structure of the caldera. The geophysical results display well-defined anomalies, which coincide with the volcanic center of the caldera and offers previously unknown information about structural and lithologic characteristics of the subsurface of Los Humeros. Bidimensional geophysical models (GMSYS) were generated to enhance the interpretation of the subsurface, which were constrained by the integration of borehole logging information. This allowed a better and more coherent analysis between the geology of the area and geophysical response.

The gravity low is associated to a piston-like collapse during the caldera formation, as well as to the low-density pyroclastic deposits (Xaltipan Ignimbrite and Faby Tuff). The high-susceptibility anomaly is associated to andesitic and basaltic deposits, which were emplaced within the caldera structure by the constant volcanic activity throughout its formation. The analysis and interpretation of the geophysical anomalies was performed through an inversion process known as VOXI, which shows the distribution of density and susceptibility in the subsurface. The two-dimensional and three-dimensional models were used as basis for the creation of a borehole network along the cross-section profiles. This allowed the interpretation of a three-dimensional model of the stages of caldera formation, as well as the spatial and structural distribution of the pre-volcanic basement.

KEYWORDS: Potential methods, bidimensional model, three-dimensional model, geophysics, VOXI, GMSYS, basement, anomaly, Los Humeros caldera.

1. Generalidades

1.1. Introducción

En el año 2010 surge el Centro Mexicano de Innovación de Energía Geotérmica (CeMIEGeo) que tiene como objetivo fortalecer, desarrollar y promover el uso de energía geotérmica en el país, dicho organismo por medio de Centro de Geociencias de la Universidad Autónoma de México en colaboración con IPICYT dentro del proyecto Conacyt - CeMIE-Geo P05 se dedicaron a la tarea de actualizar la información de los campos geotérmicos en México, específicamente el campo geotérmico de Los Humeros en el estado de Puebla dicho proyecto IPICYT-UNAM CV-COSJ-CGEO-012-IX/2014 coordinado el Dr. Vsevolod Yutsis en su parte gravimétrica y por el Dr. Jorge Arturo Arzate en la parte de métodos magneto telúricos.

La Caldera de Los Humeros se encuentra ubicada entre los límites del estado de Veracruz y el estado de Puebla en la comunidad que lleva el mismo nombre y alberga el tercer campo geotérmico más importante en el país con una capacidad de 40 MW generados a partir del uso de la energía geotérmica que se extrae por medio de 8 unidades turbo generadoras y más de 40 pozos perforados.

La evolución de la formación de la caldera de Los Humeros es una compleja serie de eventos volcánicos que culminan con el colapso de la caldera y el depósito de material lávico y cinerítico al exterior e interior de la misma que sirvieron como reservorio geo-hidrológico.

Con el uso de métodos de exploración indirecta como lo son los métodos potenciales utilizados en el presente trabajo se llevó a cabo el modelado de la estructura interna y la distribución litológica de la caldera tomando en cuenta la información disponible de los pozos perforados en la zona teniendo una configuración que confirma modelos geofísicos propuestos en otros trabajos de investigación y propone nuevas distribuciones en zonas no estudiadas.

El propósito de esta tesis es generar un modelo geológico geofísico que muestre la estructura interna de La Caldera de los Humeros ya que este serviría como herramienta de análisis y discusión de posibles modelos geotérmicos que ayudaran a la optimización de los recursos para la obtención del recurso hídrico que genera energía limpia y renovable.

1.2. Justificación

La búsqueda de fuentes alternativas de energía motivada por la inminente crisis energética mundial, crea panoramas de gran interés para el fortalecimiento de fuentes renovables como la energía geotérmica, es por esto que la aplicación de metodologías de estudio como la geofísica y en lo particular la gravimetría y magnetometría sirven para dar mayor certidumbre en la generación de modelos geológicos los cuales orienten efectivamente la investigación y definan mejor las zonas en donde sea factible la extracción del recurso.

1.4. Hipótesis

La evolución de la formación de la caldera de Los Humeros, es una compleja serie de eventos volcánicos que culminan con el colapso de la caldera y el depósito de material lávico y cinerítico al exterior e interior de la misma. La distribución de estos materiales ígneos en el subsuelo puede ser determinada por sus propiedades físicas. La integración de métodos potenciales permite generar un modelo geológico – geofísico que represente la estructura interna de la caldera.

1.3. Objetivo general

Obtener un modelo geofísico-geológico, que muestre una distribución espacial de las partes que componen la estructura interna de la caldera de los Humeros, basado en información de gravimetría terrestre y magnetometría aérea.

1.5. Objetivos específicos

- Adquirir y procesar datos geofísicos.
- Realizar la interpretación de los datos geofísicos mediante la correlación geológico-estructural.
- Desarrollar modelo geofísico - geológico de la caldera.

1.6. Metodología

Para realizar este trabajo se utilizó una metodología que se divide en tres etapas principales, la primera consistió en la recopilación de información multidisciplinaria existente de la caldera de Los Humeros y la planeación de la recolección de datos, la segunda etapa se concentró en la realización de los trabajos de campo, y la última en la corrección, procesado e interpretación de la información recabada.

- Recolección de información.

Al ser la caldera de los humeros cuna del tercer campo geotérmico más importante en México, existe una gran cantidad de información multidisciplinaria que describe prácticamente todos los aspectos del origen geotérmico y etapas de su formación, de modo que la recopilación bibliográfica de la caldera se limitó a temas de estudio regional relacionados a geofísica, geología, estratigrafía dentro de la caldera, y adicionalmente se recolectó información acerca de modelos conceptuales que explican la formación de calderas de colapso y las estructuras que la definen como tal.

- Trabajo de campo.

La metodología de trabajo previamente en gabinete se planeó de tal manera que se optimizaran los recursos y el tiempo disponible, por lo que se hicieron a manera conjunta la adquisición de datos topográficos (GPS) y los datos gravimétricos. La recolección de datos se hizo en base a la disponibilidad de caminos y brechas por los cuales se pudiera transitar con un vehículo doble tracción de modo que la primer campaña de adquisición de datos sirvió para hacer un reconocimiento de la zona de estudio y se recolectaron 100 estaciones gravimétricas-GPS y tres testigos (mojoneras) que se utilizarían en dos campañas restantes en las que se hicieron un total de 200 y 153 respectivamente para llegar a un total de 553 estaciones (Figura 1).

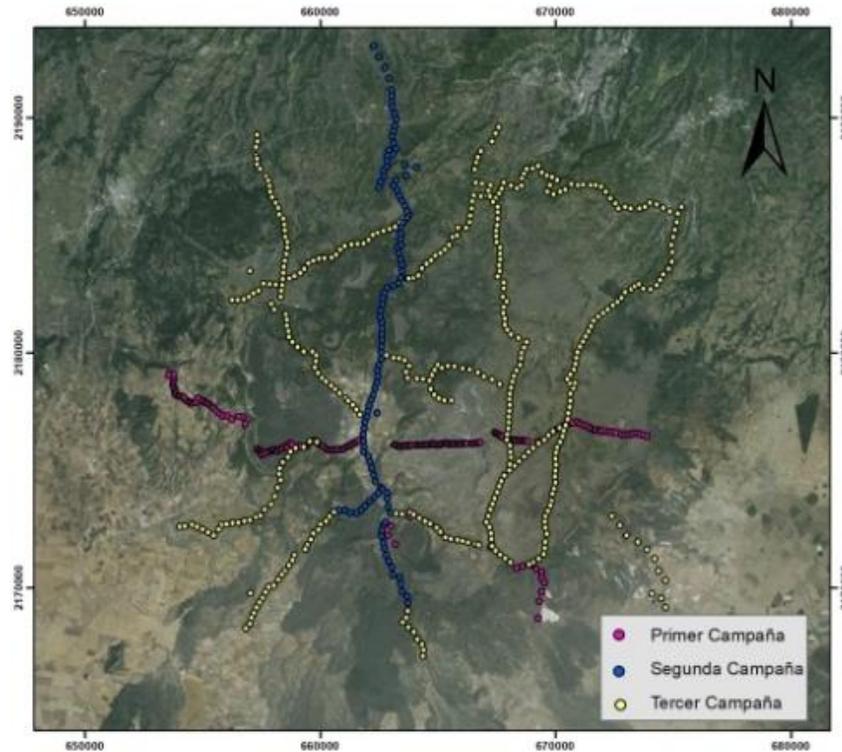


Figura 1. Distribución de estaciones gravimétricas con respecto a las campañas de adquisición

- Procesado y análisis de la información recabada.

En esta etapa de la metodología considerada como de gabinete, lo primero a realizar fue el procesado, corrección y ajuste en precisión de los datos GPS. Las correcciones GPS se realizaron por medio del software Trimble Business Center, y fueron hechas después de un periodo de tres semanas, esto porque uno de los requisitos (efemérides precisas) para hacer el ajuste en la precisión se encuentra disponible dos semanas después de la adquisición de datos GPS. Los datos gravimétricos se corrigieron ya con la base topográfica con los programas de cómputo ArcMap, Microsoft Excel y Oasis Montaj, en donde también se hicieron los mapas pertinentes para el análisis de la información (Figura 2).

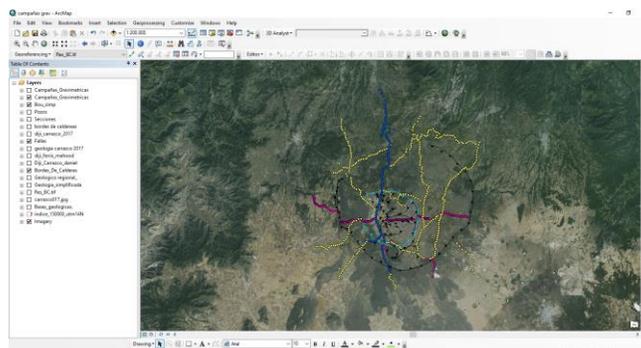


Figura 2. Procesado de información para generación de mapas temáticos

1.7. Ubicación y principales vías de acceso

La zona de estudio se encuentra en la comunidad conocida como “Los Humeros” en el municipio de Chignautla en el estado de Puebla (Figura 3). Existen dos caminos principales para llegar a los humeros, el primero y el más utilizado es por el extremo sur con dirección norte partiendo del municipio de Perote, Veracruz tomando la carretera federal a Teziutlán a 30 km de distancia, el segundo por el sector norte es a partir del municipio de Teziutlán por la misma carretera federal a Perote a 23 km en dirección sur.

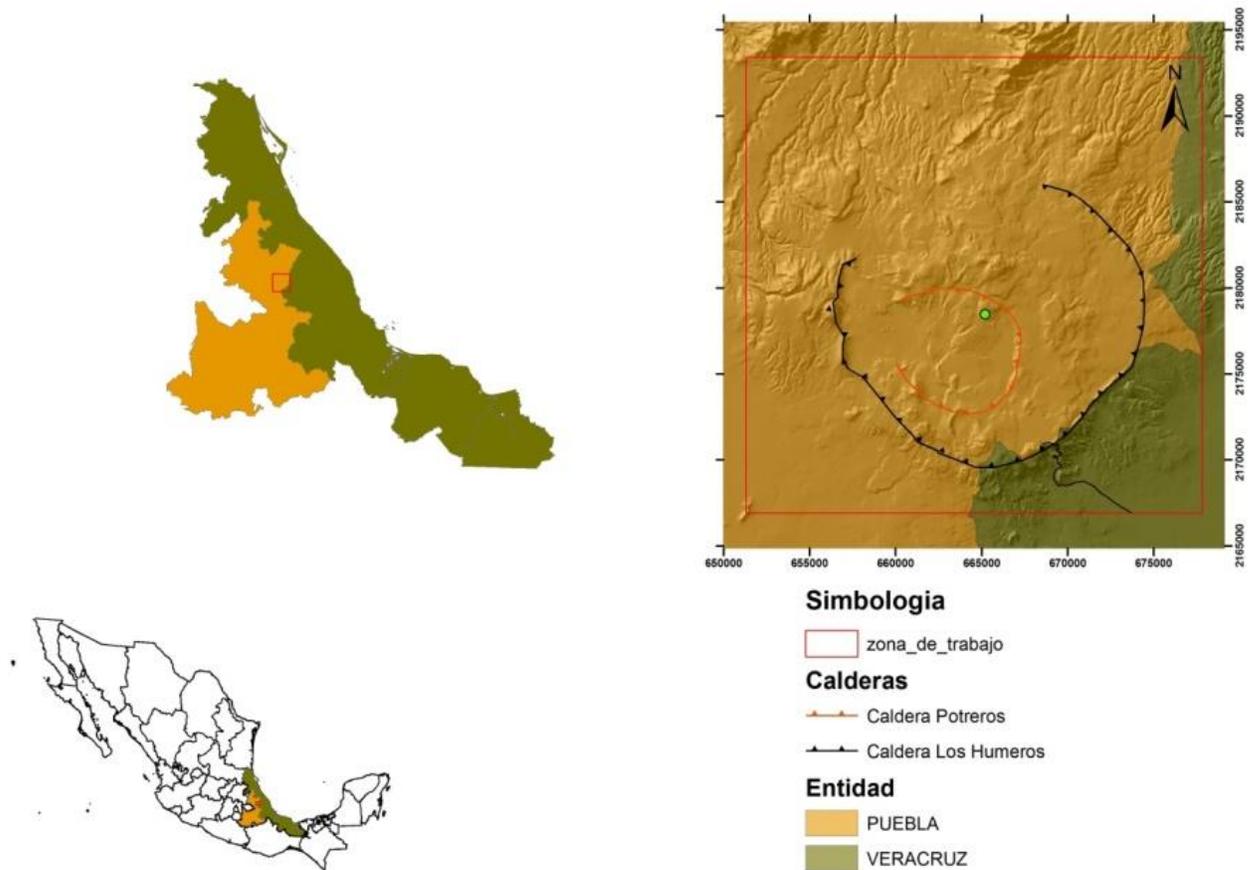


Figura 3. Mapa de ubicación de zona de estudio

La caldera de Los Humeros (19.830599° , -97.536135° ; 19.589984° , -97.325205°), se localiza en la porción oriental del Cinturón Volcánico Mexicano, específicamente en los límites del estado de Puebla con Veracruz.

1.8. Antecedentes (estudios previos)

La caldera de Los Humeros por hospedar del tercer campo geotérmico más importante en el país cuenta con una gran variedad de estudios de múltiples disciplinas de investigación, es por eso que a continuación citaremos en orden cronológico los principales y más relevantes estudios dentro del contexto geológico-geofísico que sirvieron como base y apoyo para la realización del presente trabajo.

1.8.1. Antecedentes geológicos

La distribución litológica superficial de la caldera de Los Humeros al paso del tiempo se ha representado de diversas maneras, esto por la variedad de estudios de datación de rocas, estudios petrográficos e incluso mineralógicos que con el avance tecnológico mejoran la precisión conforme a la disciplina de estudio y a la metodología empleada.

En la década de los 80's artículos con autores como Yáñez y García, 1982; De la Cruz, 1983; Verma, 1983; Ferriz y Mahood, 1984, 1987; Campos, Garduño-Monroy, 1987; Viggiano, 1988; propusieron una distribución litológica superficial de la caldera con métodos de datación radiométrica. Figura 4).

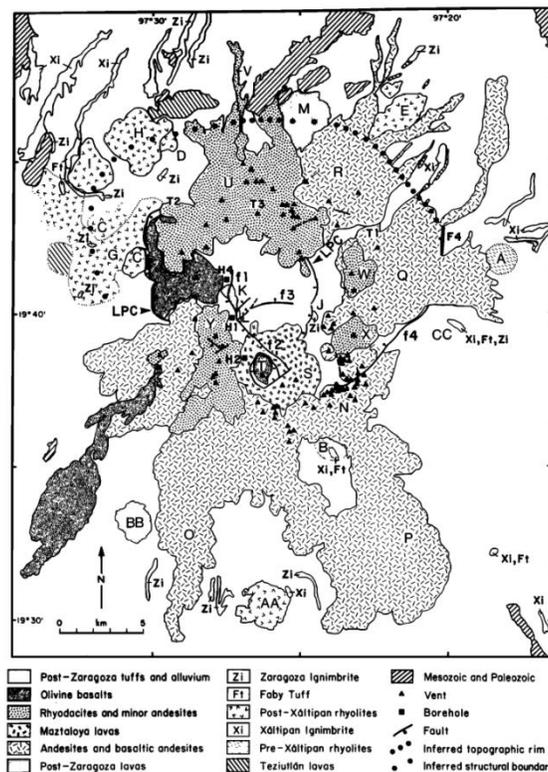


Figura 4. Mapa geológico simplificado del centro volcánico de Los Humeros (Yáñez y García, 1982).

Cada uno de los trabajos se enfocó de acuerdo al nivel de precisión deseada con respecto a la escala del estudio (local o regional) tomando en cuenta la extensión del campo geotérmico dentro de la caldera de Los Humeros, por lo que la representación espacial de algunas unidades se modifica según el enfoque dado (Figura 5).

En este periodo los trabajos a escala regional describen la evolución de la Caldera de Los Humeros y los depósitos asociados a cada fase explosiva (Yáñez y García, 1982; Ferriz y Mahood, 1984).

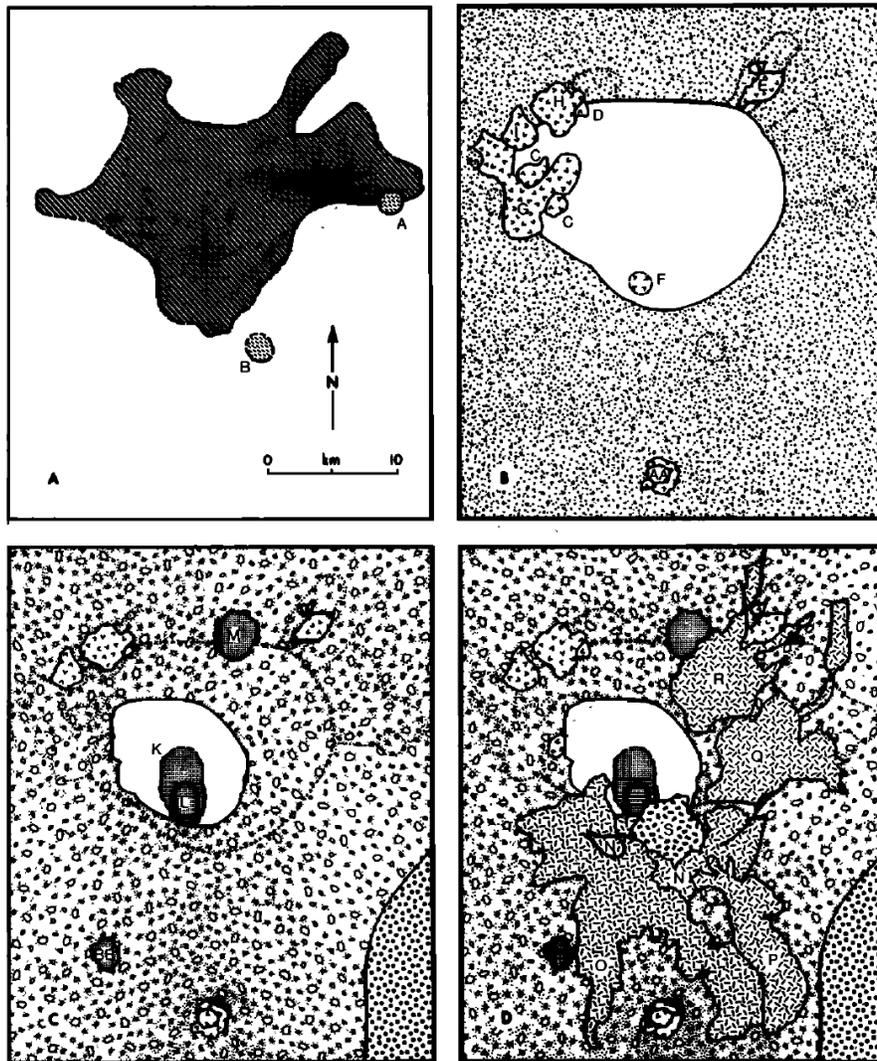


Figura 5. Secuencia volcánica esquemática de la evolución de la caldera de los Humeros (Ferriz y Mahood, 1984).

En la década siguiente (1990-2000) tomando como base los antecedentes evolutivos de la caldera autores como López Hernández (1995) y Cedillo-Rodríguez (1997) propusieron modelos litológicos de la distribución en el subsuelo del campo geotérmico con sustento en el registro litológico de los pozos perforados (Figura 6), esto para proponer modelos geotérmicos que ayudaran en la optimización del recurso natural (Cedillo-Rodríguez, 1999).

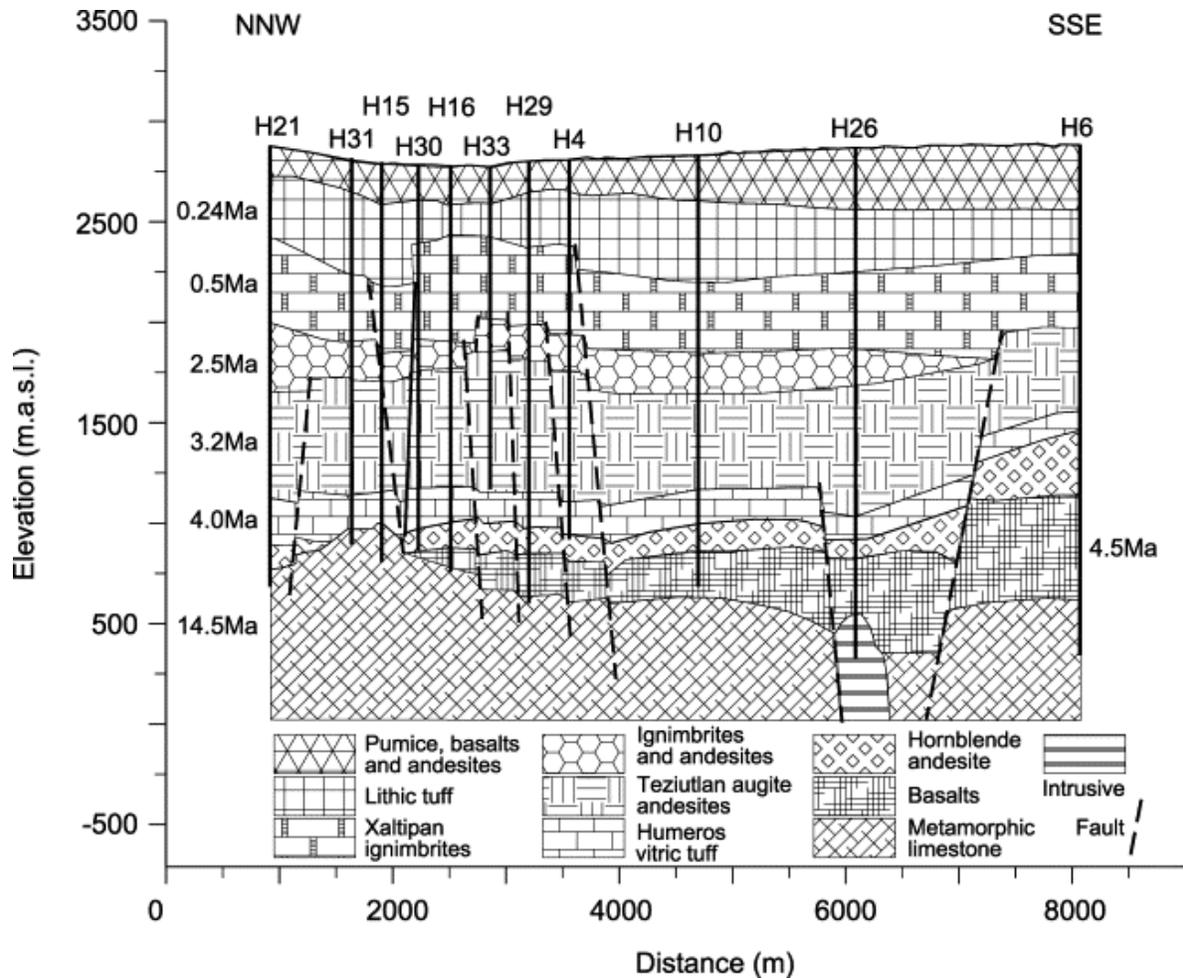


Figura 6. Distribución geotérmica a lo largo de perfil geológico en el campo geotérmico de Los Humeros (Cedillo-Rodríguez, 1999).

Para la primera década del año 2000, la investigación geológica en la caldera de Los Humeros tuvo relevancia con investigaciones locales (campo geotérmico) y regionales (caldera y sus alrededores) esto por la cantidad de pozos perforados en la zona que enriquecieron la información de los modelos propuestos.

En la última década la investigación realizada en la caldera se enfocó a mejorar el conocimiento de la estratigrafía dentro de la caldera (Wilcox, 2011) haciendo énfasis en la mecánica eruptiva de algunas unidades representativas como la Ignimbrita Zaragoza (Carrasco-Núñez y Branney, 2005; Carrasco et al., 2012), en donde se encontró un zoneamiento composicional y la Toba Cuicuiltic (Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014) en el cual se encontraron unidades con diferencias en composición, haciendo de esta una erupción bimodal poco común (Figura 7).

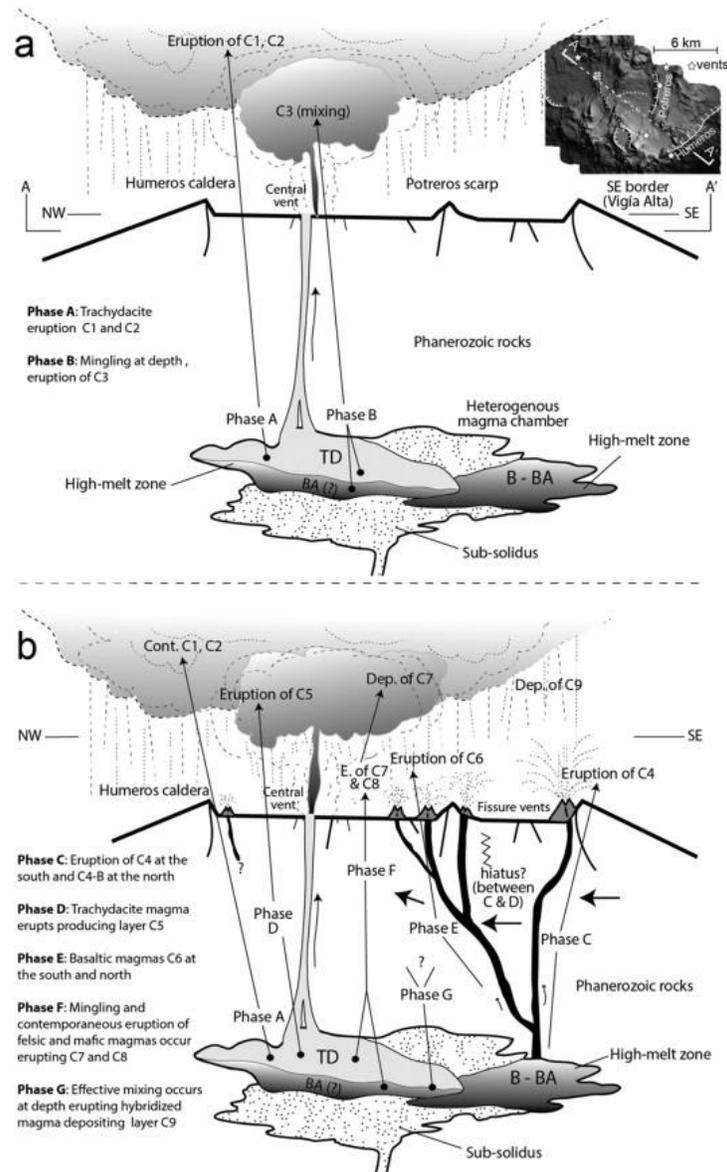


Figura 7. Modelo eruptivo de la Toba Cuicuiltic, Holoceno, caldera de Los Humeros propuesto y tomado de Dávila-Harris y Carrasco-Núñez (2014).

En investigaciones recientes Carrasco-Núñez, et al. (2017) proponen una distribución litoestratigráfica simplificada con la correlación de los pozos en el campo geotérmico, esto teniendo en cuenta que en ciertos sistemas volcánicos existen múltiples bocas que aportan material en distintas zonas (Figura 8).

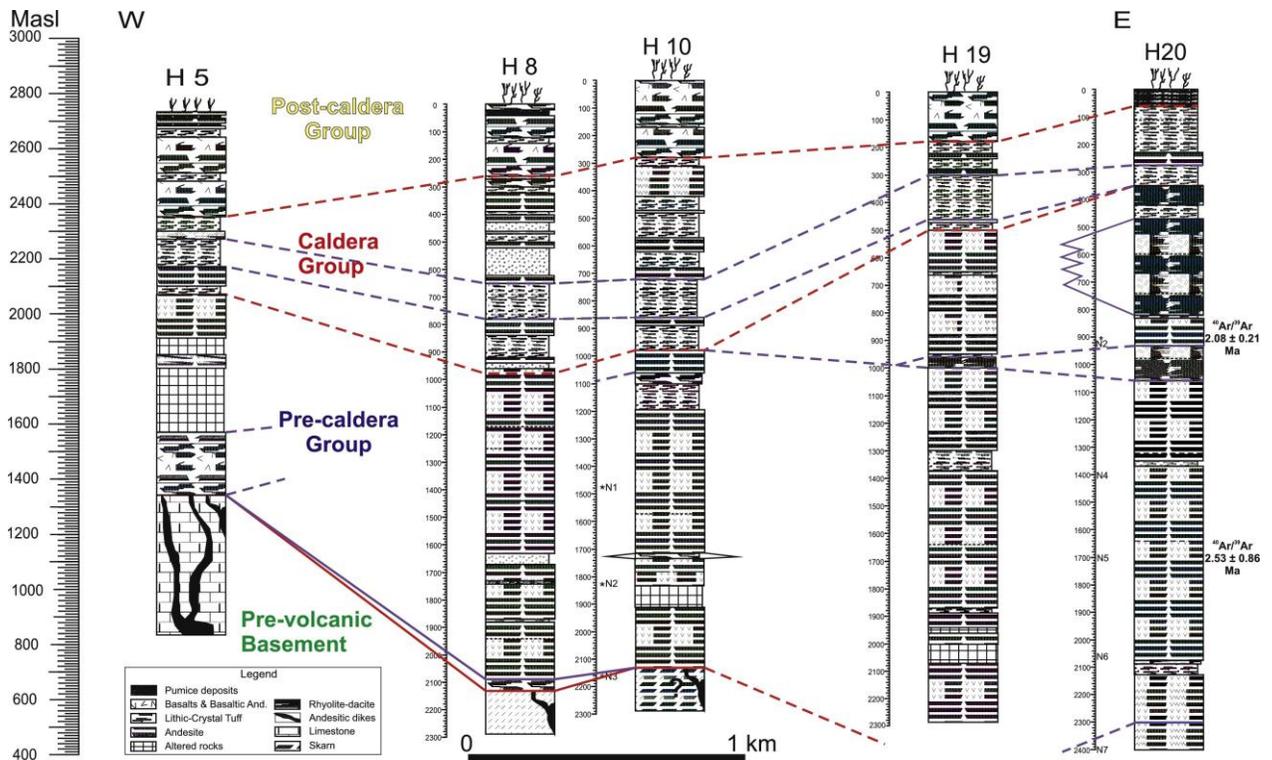


Figura 8. Correlación litoestratigráfica de los grupos eruptivos principales de la caldera de Los Hornos utilizando los cortes de los pozos 5,8,10,19,20 del campo geotérmico, Carrasco-Núñez et al. (2017).

Durante este periodo Carrasco-Núñez, et al. (2018), realizaron un trabajo de investigación que integro la información reciente de la caldera de Los Humeros para generar un mapa geológico que muestra la distribución litológica superficial de la caldera (Figura 9).

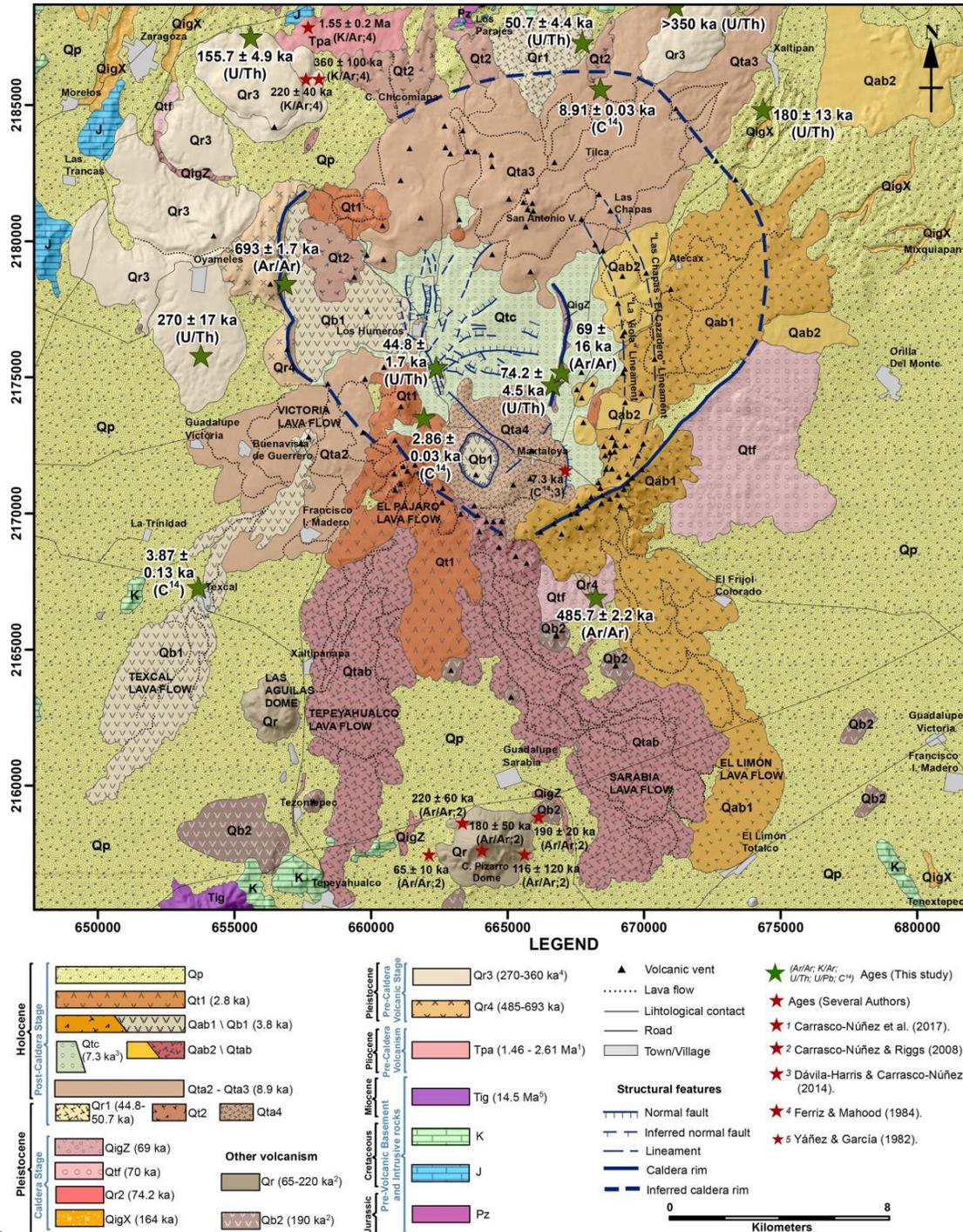


Figura 9. Mapa Geológico actualizado de la caldera de Los Humeros, Carrasco et al. (2018).

1.8.2. Antecedentes Geofísicos (métodos potenciales)

La exploración geofísica en el campo geotérmico de Los Hornos consta de muchas técnicas de investigación como lo son los métodos eléctricos, sísmicos, radiométricos etc., en este capítulo se mencionaran los principales trabajos enfocados a los métodos potenciales gravimétricos y magnéticos realizados por investigadores de distintas universidades y de la Comisión Federal de Electricidad haciendo una mención especial a los recientes aportes del método magnetotelúrico los cuales ayudaron con la interpretación del modelo final de la presente tesis.

A mediados de la década de los 70's y hasta finales de la de cada de los 80's se llevaron a cabo investigaciones a cargo de la UNAM y CFE en donde a escalas regionales y locales se encontraron anomalías magnéticas y gravimétricas de gran magnitud y bien definidas que de manera general se le atribuyeron al centro volcánico de la caldera y posteriormente a zonas con potencial geotérmico.

Mena et al. (1978), propusieron un modelo muy general de la respuesta geofísica de la anomalía central de la caldera de los hornos idealizando el modelo a la respuesta teórica de la sección en el perfil trazado (Figura 10).

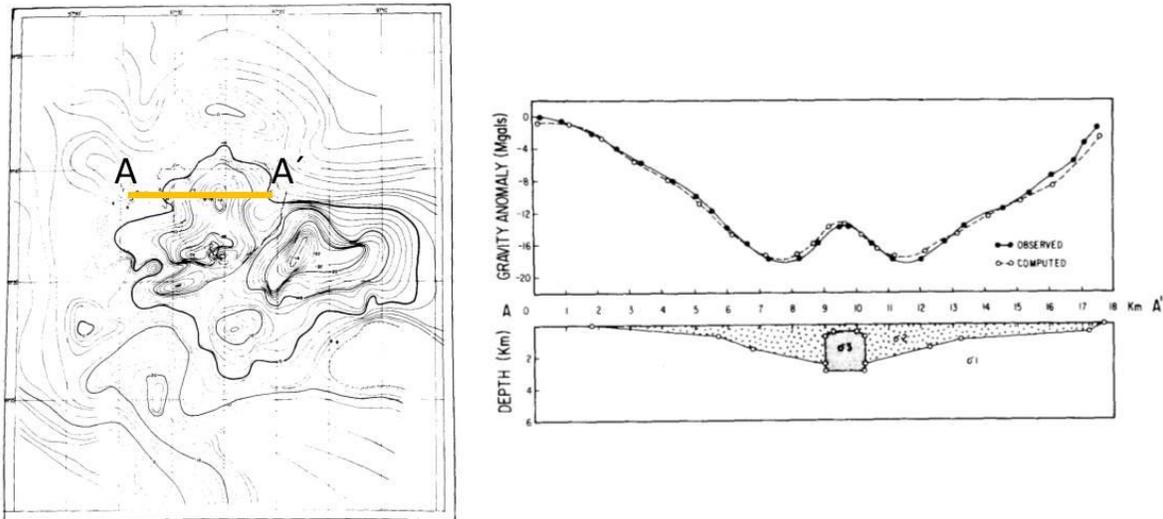


Figura 10. Anomalía residual de Bouguer que muestra línea de sección A-A' (Mena et al. 1978).

De igual forma pero en su parte magnética Álvarez et al. (1978) propuso un modelo esquemático que muestra un cuerpo tabular que justifica el resultado de la curva observada ya que teóricamente la forma de la curva responde a este tipo de estructuras y/o cuerpos (Figura 11).

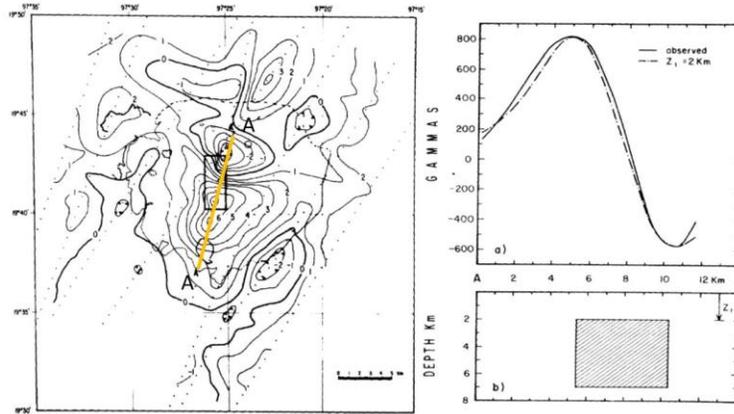


Figura 11. Campo magnético residual que muestra línea de sección A- A´ (Alvarez et al. 1978).

A principios de la década de los 80s Gonzalez-Morán et al. (1982), realizaron una interpretación cualitativa de los datos publicados años atrás por Álvarez et al.(1978) y Mena et al. (1978) donde llevo a cabo una correlación de la respuesta de las señales a sus respectivas anomalías y propuso de manera esquemática la ubicación y forma preferencial (teórica) de las estructuras y cuerpos causantes de dicha respuesta (Figura 12).

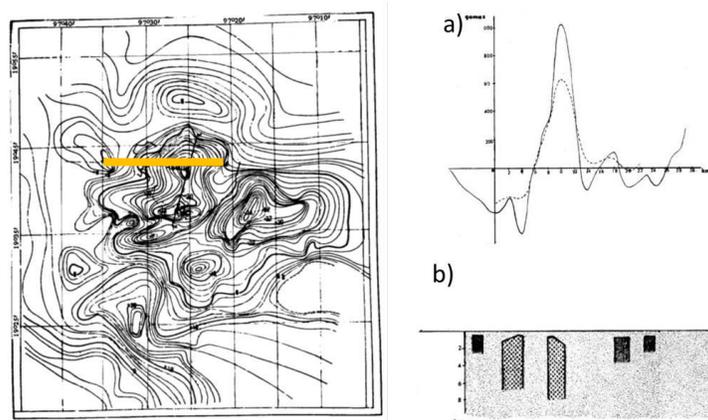


Figura 12. a) Señal reducida al polo de CMR, b) Esquema de ubicación estimada de estructuras principales de la Caldera (González-Morán, et al. 1982).

Para la década de los 90s la explotación del recurso geotérmico, motivó la investigación a dar mayor detalle a los datos geofísicos potenciales de modo que la resolución de los modelos y la calidad de los mismos mejoró significativamente. Campos-Enríquez et al. (1991), propuso una representación tridimensional del basamento pre volcánico de la caldera de Los Humeros en base al contraste de densidades de la anomalía residual de Bouguer y de manera regional tiene una coherencia con los modelos bidimensionales de autores previos (Figura 13).

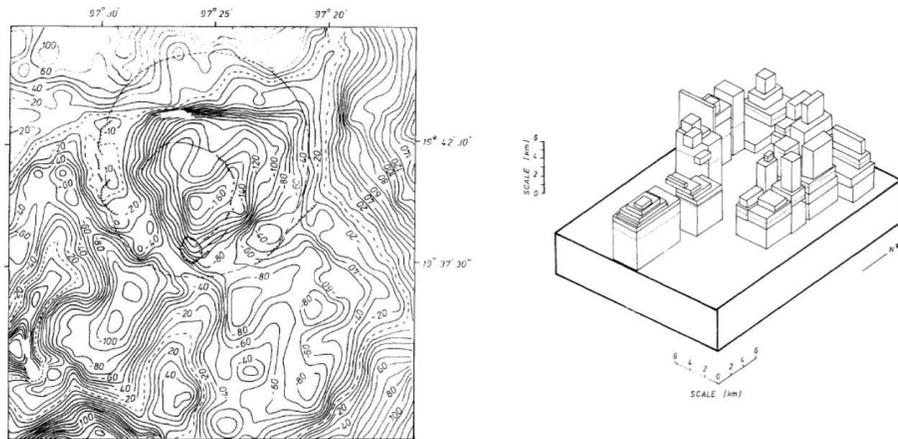


Figura 13. Modelo tridimensional esquemático del basamento pre volcánico de la caldera de Los Humeros, tomando como referencia el contraste de densidades de los valores de anomalía residual de Bouguer (Campos-Enríquez et al. 1992).

En el año 2017 se publicó un artículo escrito de manera conjunta por investigadores de la UNAM y el IPICYT con recursos del proyecto Conacyt - CeMIE-Geo P05, en donde la metodología central de investigación se concentró en la interpretación de sondeos magneto telúricos haciendo mención de los métodos potenciales (gravimetría y magnetometría) de la zona y una correlación sencilla pero significativa con la información litológica de algunos de los pozos perforados en el campo geotérmico (Figura 14).

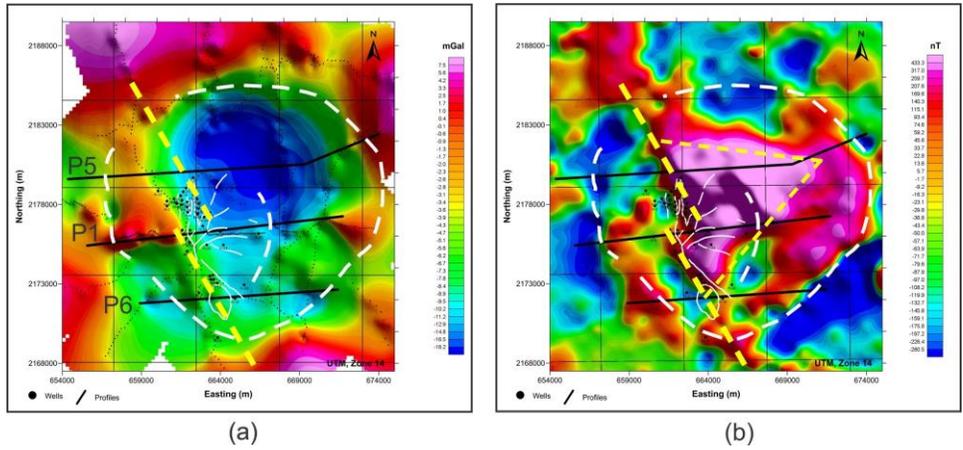


Figura 14. Anomalía residual de Bouguer y campo magnético reducido al polo de la caldera de los Humeros (Arzate et al. 2017).

El resultado de la interpolación de los sondeos magnetotelúricos muestra zonas con resistividades bien definidas que correlacionan bien la información litológica y estructural propuesta en diversos artículos de carácter geológico dentro de la zona del campo geotérmico. La metodología permitió alcanzar profundidades de hasta 12 km, en donde interpretan estructuras que pudieran servir como conductos alimentadores al sistema hidrotermal del campo geotérmico y zonas no exploradas de manera directa con potencial para contener un nuevo reservorio, pero a mayor profundidad (Figura 15).

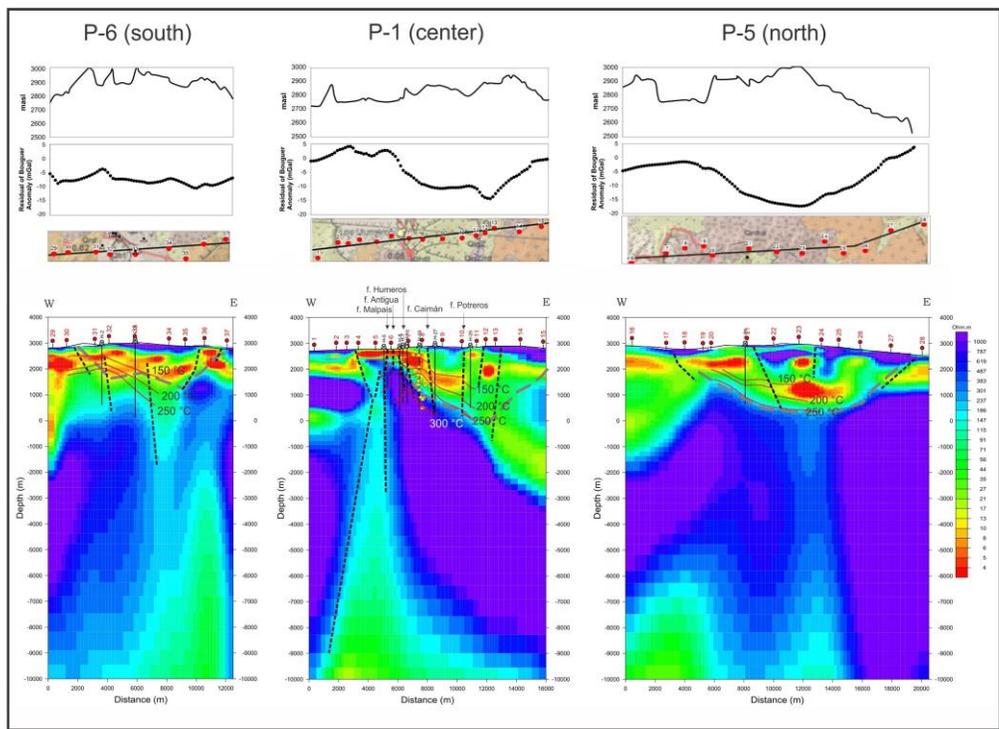


Figura 15. Perfiles magneto telúricos en la caldera de Los Humeros (Arzate et al. 2017).

2. Geología

2.1. Geología regional

La caldera de Los Humeros pertenece a la provincia fisiográfica denominada como Eje volcánico Trans-mexicano (Campa y Coney, 1983), esta cruza el territorio nacional en sentido Oeste a Este preferentemente, desde las costas del pacifico a las del golfo respectivamente. Esta provincia tiene como característica principal un número considerable de complejos edificios volcánicos que como su nombre lo dice tienen una tendencia lineal transversal al territorio nacional (Figura 16).



Figura 16. Provincias Fisiográficas (modificado de Campa y Coney 1983).

Eje volcánico Trans-Mexicano

El Eje volcánico Trans-Mexicano tiene una extensión aproximada de 800km de longitud y un ancho que oscila en los 110km. Dentro del cinturón volcánico mexicano existen particularidades estructurales y morfológicas que sirvieron para subdividir la provincia en tres sectores, Sector occidental (rumbo preferencial NW-SE delimitado por el rift de Colima y el Océano Pacífico); Sector central (rumbo preferencial E-W, delimitado por el sistema de fallas Taxco-Querétaro y el rift de Colima); Sector oriental (Rumbo preferencial NW-SE, delimitado por el Golfo de México y por el sistema de fallas Taxco-Querétaro). El área de estudio se localiza en el extremo oriental del Eje volcánico Trans-Mexicano (Figura 17).

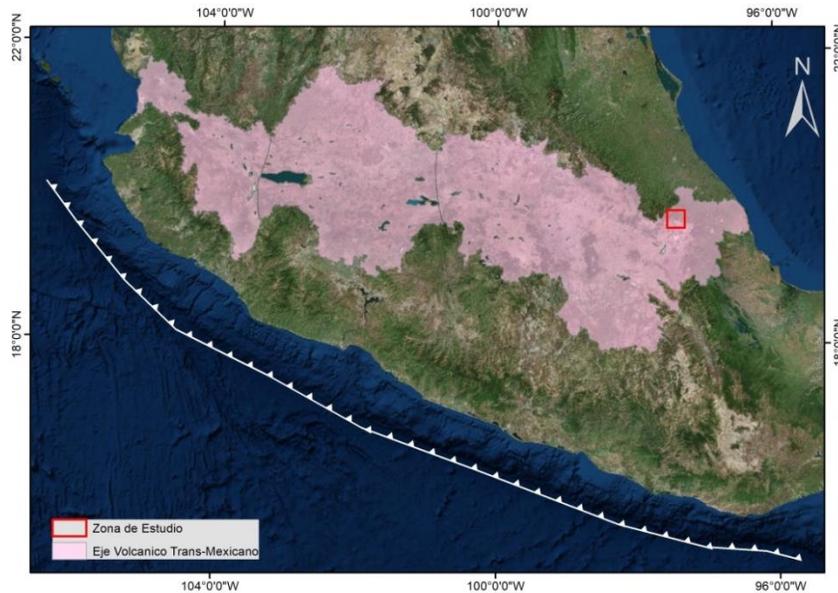


Figura 17. Ubicación de zona de estudio dentro de Eje Neo Volcánico Trans Mexicano

A manera general el emplazamiento del eje volcánico Trans-Mexicano en sus tres sectores sobreyace otras provincias fisiográficas de edades Cretácicas y Cenozoicas y a un basamento heterogéneo de terrenos tectonoestratigráficos de diferente litología y edad (Rojas et al., 2016).

La asociación a un complejo volcánico intra-placa tradicional del eje volcánico trans-mexicano se debe al lineamiento oblicuo de la mayoría de los estratovolcanes y edificios volcánicos con respecto al movimiento tectónico de subducción de la placa de cocos con la placa norteamericana.

Investigadores como Luca-Ferrari, 2012, Gómez-Tuena, 2005, Pardo y Suárez, 1995, entre otros, aportan evidencias a la teoría de formación intra-placa por medio de análisis geoquímico de lavas, en donde la firma es correlacionable a productos típicos de subducción llamados basaltos de isla oceánica mejor conocidos como OIB “*Ocean Island Basalt*” (por sus siglas en ingles), dataciones geocronológicas de muestras de frente de arco y de trinchera con resultado de entre 10 y 19 Ma, además de análisis de datos sísmicos en donde la actividad telúrica termina alrededor de los 100km de profundidad (por debajo del eje volcánico).

Existe una teoría propuesta por Verma (2002; 2004; 2009; 2015; 2016) la cual genera polémica con respecto al origen tectónico del eje volcánico Trans-Mexicano, Verma con base de análisis geoquímicos y ausencia de evidencias físicas propone que el origen del eje volcánico Trans-Mexicano es a causa de mecanismos tipo *rift* continental en la parte occidental y central mientras que en la parte oriental a procesos de asimilación cortical, utilizando el argumento de que el basamento (corteza) podría tener relación con la colisión del bloque Yucatán con México en el Mioceno (Kim et al., 2011), (Figura 18).

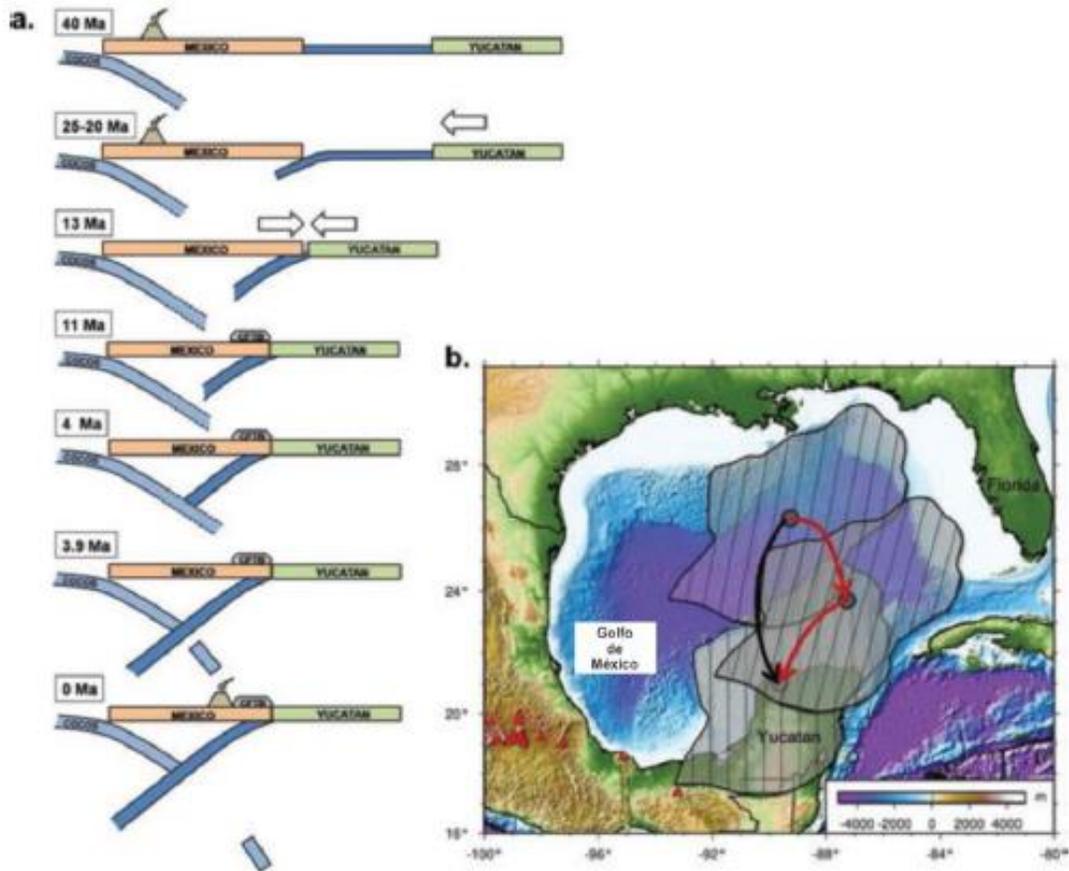


Figura 18. Modelo esquemático de la colisión entre México y el bloque Yucatán y Modelo de rotaciones del bloque Yucatán, propuesto por Pindell y Kennan (2009).

2.2. Geología de La Caldera de Los Humeros

El centro volcánico de la caldera de Los Humeros se ubica en el sector oriental del eje volcánico trans-mexicano, emplazado sobre una sucesión sedimentaria de composición calcárea principalmente con aproximadamente 3km de espesor la cual fue plegada durante la Orogenia Laramide (Dickinson, 2009) e intrusionada por cuerpos terciarios (tempranos) de composición sienítica-granodiorítica.

Por debajo del basamento se sospecha que existe el basamento cristalino metamórfico paleozoico e intrusivo, que aflora en el macizo Teziutlán, al noreste de los Humeros (Vinniëgra 1965; Rojas et al., 2016). Estas rocas sedimentarias del Mesozoico están cubiertas por lavas ferrobásalticas y andesíticas datadas en 1.55Ma (Ferriz y Mahood, 1984) y 3.5Ma (Yáñez y García, 1982,) respectivamente.

El centro volcánico de la caldera de Los Humeros estuvo sujeto a dos clases de esfuerzos tectónicos principalmente, el primero se le atribuye a un evento de tipo compresivo conocido como la Orogenia Laramide (Dickinson, 2009) desde el Cretácico tardío al Paleoceno. La dirección que tuvo mayor impacto compresivo se dio en sentido NW-SE, afectando el basamento cristalino y la secuencia sedimentario (Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1987; López-Hernández, 1995).

El segundo evento tectónico, aunque no está definido en su totalidad se cree que es inicio del origen a la caldera como tal, es un evento de tipo extensional-transtensional en el Eoceno-Plioceno (Campos-Enríquez, Garduño-Monroy, 1987) con rumbo preferencial N-S que produjo fallas normales con la misma orientación (López-Hernández, 1995; Norini et al., 2015). Estas fallas sirvieron como conducto de ascensión magmática en el emplazamiento de los edificios volcánicos de la región como lo es el pico de Orizaba y el Cofre de Perote (Campos-Enríquez and Garduño-Monroy, 1987; López-Hernández, 1995; Gutiérrez-Negrin e Izquierdo-Montalvo, 2010; Norini et al., 2015).

Las tres etapas tectónicas locales principales que dieron la forma actual a la caldera de Los Humeros fueron descritas por Ferriz y Mahood (1984) de la siguiente manera:

La primera etapa (~460 Ma) de formación de la caldera incluye la formación de domos con alto contenido en sílice, flujos de lavas riolíticas, y la que probablemente sea la erupción explosiva más grande del cuaternario en México (Figura 19), la cual depositó la ignimbrita Xáltipan (Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014) acompañado del colapso que contorneó la forma de la caldera de los Humeros (Ferriz y Mahood, 1984; Carrasco-Núñez y Branney, 2005).

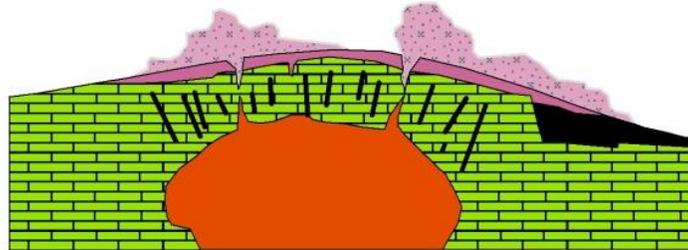


Figura 19. Figura esquemática de primera etapa eruptiva (modificado de Robin, 1982).

Posterior al colapso de la caldera de los Humeros, en la segunda etapa (~360-240 Ma), comenzó un nuevo evento volcánico en los conductos de arco alrededor de la caldera en los que se depositaron flujos riolíticos y domos riolíticos ricos en sílice, acompañados de una serie de erupciones plineanas y subplíneas las cuales depositaron en forma de caída unidades como la formación Faby (Wilcox, 2011) o Toba Faby (Ferriz; Mahood, 1984), (Figura 20).



Figura 20. Figura esquemática de segunda etapa eruptiva (modificado de Robin, 1982).

La tercer etapa (60-100 Ma) tiene como distintivo la erupción de la ignimbrita Zaragoza (Figura 21), a la cual se le atribuye el colapso de la caldera Los Potreros, (Carrasco-Núñez y Branney, 2005)

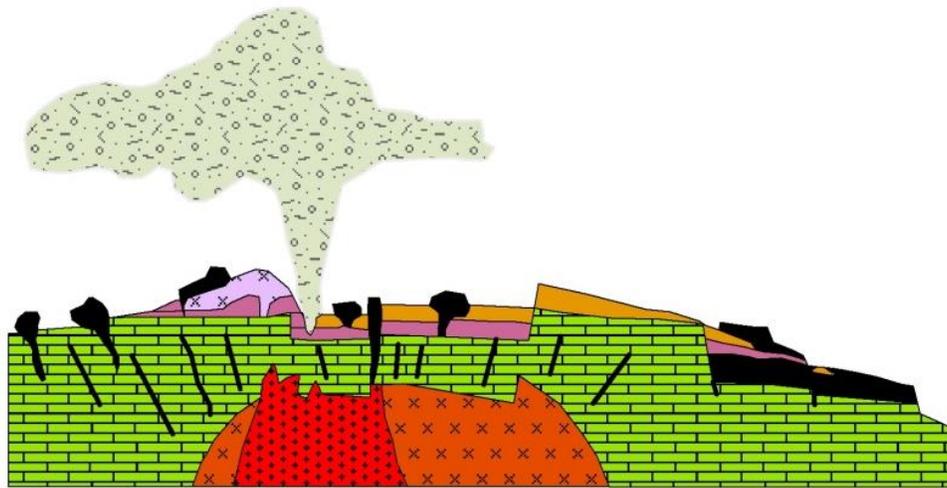


Figura 21. Figura esquemática de tercera etapa eruptiva (modificado de Robin, 1982).

2.2.1. Estratigrafía

Por la gran cantidad de eventos eruptivos que se han documentado de la caldera Los Humeros la estratigrafía es sumamente compleja y difícil de clasificar, sin embargo existen investigaciones recientes que detallan cada una de las unidades por medio de estudios petrográficos y de datación radiométrica que sirven para caracterizar la génesis de la unidad, edad, y el tipo de depósito, a continuación se menciona de manera sintetizada dicha estratigrafía haciendo énfasis en los eventos explosivos efusivos por los cuales se depositaron las diferentes unidades litológicas en el lugar (Figura 22).

El basamento pre-volcánico consiste en rocas ígneas y metamórficas correspondientes al Paleozoico y a rocas sedimentarias de edad mesozoica, estas unidades fueron intrusionadas por sienitas y granodioritas datadas por Yáñez y García (1982).

El inicio de la actividad volcánica antigua fue durante el Mioceno y terminó en el Plioceno cuando se depositaron las lavas Cuyuaco y Aleseseca (lava andesítica y andesítica basáltica respectivamente), acompañadas con el depósito de la toba Humeros y la lava Teziutlán., (Yáñez y García, 1982). La fase de caldera comienza con una etapa eruptiva efusiva de riolitas pre-caldera a la cual sobreyacen la Ignimbrita Xaltipan, la Toba Faby y la Ignimbrita Zaragoza, depositados por medio de caída (Ferriz-Mahood, 1984).

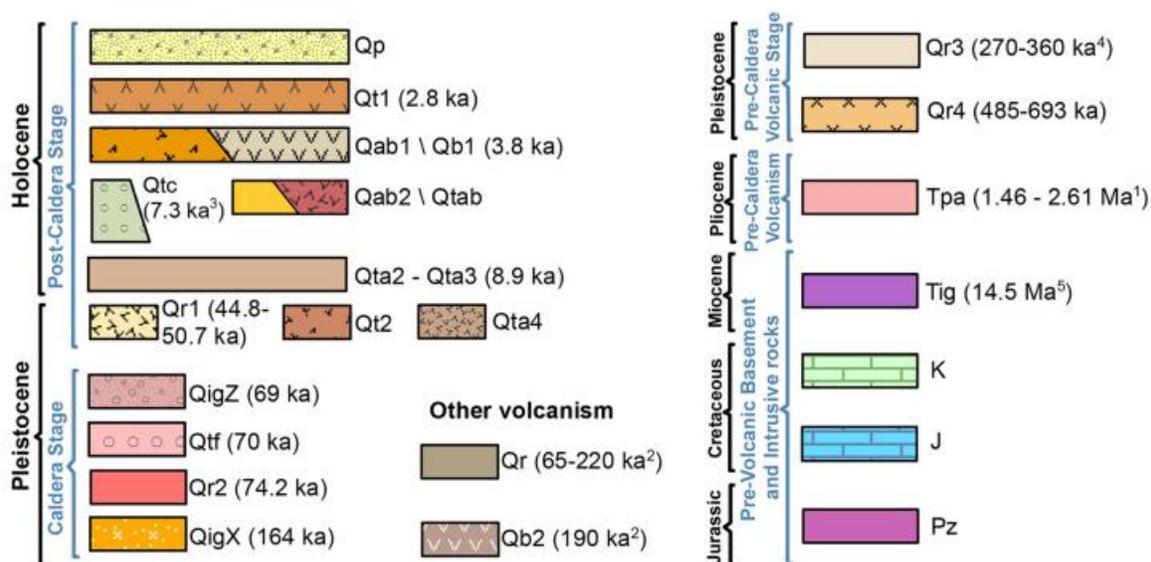


Figura 22. Columna estratigrafía generalizada de la Caldera de los Humeros. Modificada de Carrasco (2018).

El vulcanismo post-caldera está compuesto principalmente por depósitos de caída los cuales formaron distintos tipos de tobas y algunos flujos de lava de diferente composición, el primero de ellos ese dio con la erupción de lavas de composición riodacítica-andesítica y la toba Xoxoctic, después se depositó la toba Tilca, proveniente de posibles conos de escoria andesíticos, (evidencia de posible explosión a causa de freatomagmatismo), la toba Llano, lavas riodacíticas (Ferriz-Mahood, 1984). Estudios recientes realizados por Dávila Harris y Carrasco-Núñez, 2014; proponen el fin de la actividad caldérica con la explosión que dio el colapso de la caldera Los Potreros (dentro de la Caldera Los Humeros), y post-caldera con el depósito de la Toba Cuicuiltic y una nueva etapa volcánica asociada a fracturas anulares del borde sur de la caldera de composición basáltica-andesítica. Finalmente la efusión de lavas dacíticas (El Pájaro) y basálticas ricas en olivino (Norini et al., 2015; Rojas et al., 2016), (Figura 23).

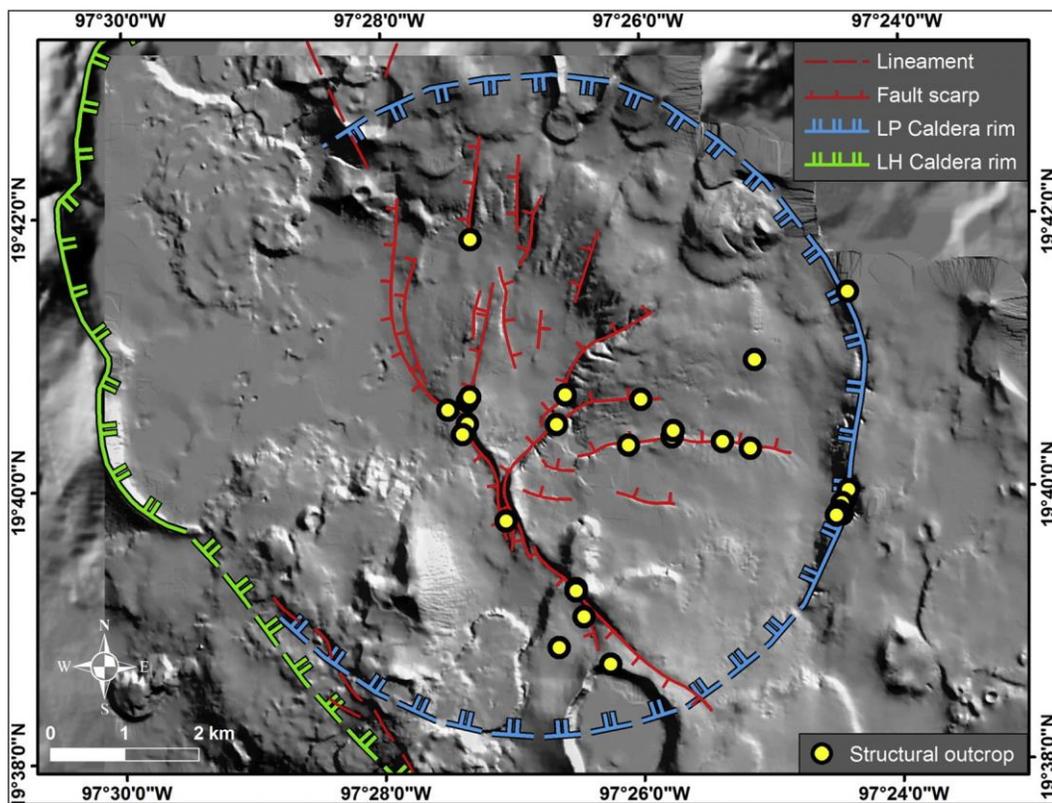


Figura 23 Sectores estructurales del campo geotérmico de Los Humeros propuestos (Norini et al. 2015),

3. Marco teórico

3.1. Vulcanismo continental

3.1.1. Tectónica del vulcanismo continental

El proceso de subsidencia de una placa oceánica y el levantamiento de una placa continental es conocido con el nombre de subducción. Las fallas transversales son el elemento estructural más importante en la formación de una cuenca sedimentaria en una placa con márgenes convergentes donde se generan depresiones topográficas dependiendo de la extensión. Los márgenes de placas convergentes son zonas en donde se concentra estrés litosférico donde hay áreas de compresión y empuje que forman montañas, planicies, cuencas de arco y zonas de cizalla asociados a plegamientos, subsidencia transversal o zonas de fallas laterales puras Noda (2013). La actividad de las zonas convergentes y el reacondicionamiento de las placas con el desplazamiento recorrido generan grandes terremotos, esto genera una contracción y levantamiento de placa continental hacia la trinchera por donde se genera una ruptura cortical intraplaca.

En la figura 24 se muestran los sitios en donde el aumento de volumen y la ruptura intraplaca son ideales para el ascenso magmático y emplazamiento de cámaras magmáticas que a su vez darán pie a la actividad volcánica superficial (Figura 24).

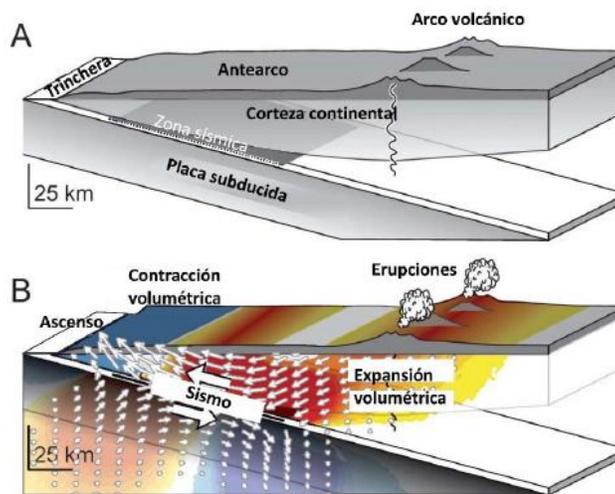


Figura 24. Sección esquemática de zona de subducción. Modificado de Walter y Amelung (2007).

Hay que tomar en cuenta que después del surgimiento de edificios volcánicos la actividad cortical continua mientras el proceso de subducción siga, esta actividad da la pauta a la formación de ejes volcánicos los cuales evidencian patrones estructurales en la corteza por donde el asciende y escapa material magmático a la superficie.

3.1.2. Magmas: génesis, evolución, mecanismos de migración y emplazamiento

En la zona de convergencia tectónica se da una serie de transformaciones al material cortical subducido y al material sedimentario superficial, esto porque ambos son arrastrados desde la superficie hasta grandes profundidades hacia el interior de la tierra donde son sometidos a muy alta presión y temperatura, donde dichos materiales se convertirán en magma producto de la subducción.

La temperatura a la cual la roca sólida se funde para convertirse en magma se le conoce como punto de fusión. El magma es formado a partir de roca fundida preexistente de la corteza y del manto superior, a grosso modo el magma es un fluido de composición silícea que contiene principalmente gases disueltos y cristales en suspensión.

Como tal existe un ciclo magmático el cual engloba la evolución de los sistemas magmáticos como la sucesión en la formación de magma, segregación, ascenso, emplazamiento en forma de cámara magmática y finalmente erupción (Burchardt, 2009).

Los mecanismos de emplazamiento magmático más aceptados mostrados en la Figura 25, se describen a continuación.

1. Diapiros y englobamiento: de acuerdo a Paterson & Vernon (1995), corresponde al ascenso de magma a través de la roca circundante, actuando especialmente en la corteza inferior en un medio dúctil. Dominado por la boyancia y el balance de flujos dúctiles descendentes del material de los alrededores (Roberts, 1970). Cuando este magma arriba a la corteza rígida y debido a que el movimiento no es suficiente para fracturarla, el magma se emplaza por el mecanismo de englobamiento.
2. Suspensión del movimiento magmático: El constante fracturamiento de la pared y techo de un cuerpo magmático genera bloques los cuales ascienden y descienden al punto en que se vuelven a fundir Daly (1903). Esto pasa en cualquier nivel de la corteza a causa de esfuerzos de tensión o cizalla que son causados por estrés térmico, emplazamiento de diques, migración de fluidos y estrés tectónico (Burchardt, 2009; Roberts, 1970).
3. Emplazamiento de sills, lacolitos y lopolitos: El emplazamiento tipo sill se da en una zona de densidad neutra entre el magma y la roca encajonante, en dicha zona el flujo y emplazamiento es de forma lateral paralela a los estratos o capas (Bradley, 1965). El lacolito es producto del hinchamiento vertical en la parte central de un sill cuando se curvan y comprimen los extremos por la sobrecarga del material sobreyacente, esto quiere decir

que la formación de los lacolitos ocurre solamente a profundidades de unos pocos kilómetros de la corteza.

En zonas más profundas el emplazamiento de lopolitos se da a causa de hundimientos causados por la carga del magma más denso sobre un fondo dúctil. (Burchardt, 2009).

4. Fallamiento de anillo, subsidencia de cámara magmática y colapso de caldera: durante la etapa de descompresión de una cámara magmática, se comienza a generar un sistema de fallas circulares alrededor de la caldera en forma escalonada hacia el centro esto puede hacer que la cámara tenga un asentamiento o subsidencia. cuando las fallas de anillo alcanzan la superficie la caldera colapsa y el magma asciende y se puede emplazar en forma de diques (Burchardt, 2009).

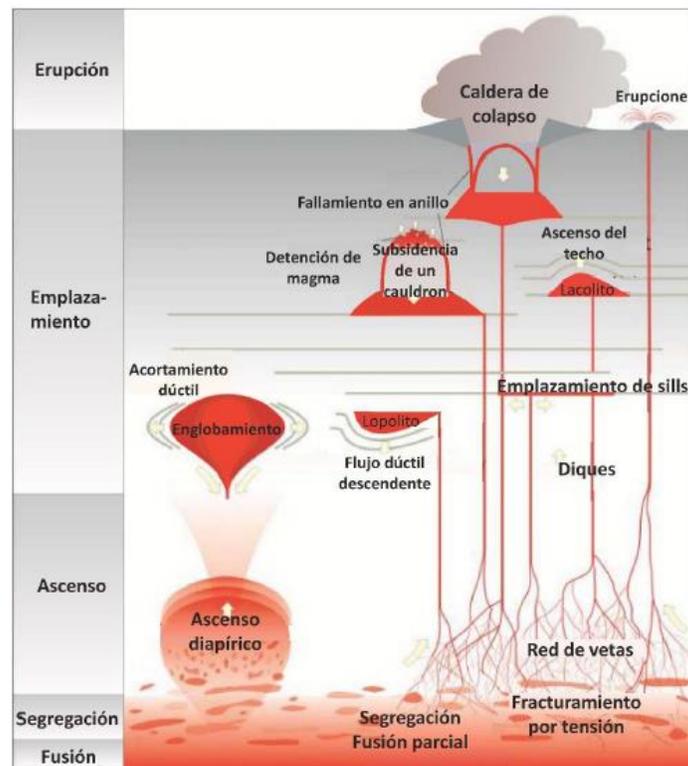


Figura 25. Esquema de los diferentes tipos de emplazamiento magmático a partir de la profundidad de la zona de subducción hasta la superficie continental. Modificado de Burchardt, (2009).

3.1.3. La cámara magmática y sus características

Una cámara magmática es definida como un cuerpo parcial o totalmente fundido que se encuentra en la corteza el cual tiene aporte magmático de una fuente profunda. Por medio de uno o varios conductos ascendentes de la cámara magmática en la superficie delimitada se forman estructuras volcánicas, en la

Figura 26, se aprecian los tipos de emplazamiento y alimentación de magma en una caldera de colapso, estratovolcán o volcán de escudo. La formación de un edificio volcánico mayor es consecuencia de la existencia de una cámara magmática y no al contrario (Gudmundsson, 2012).

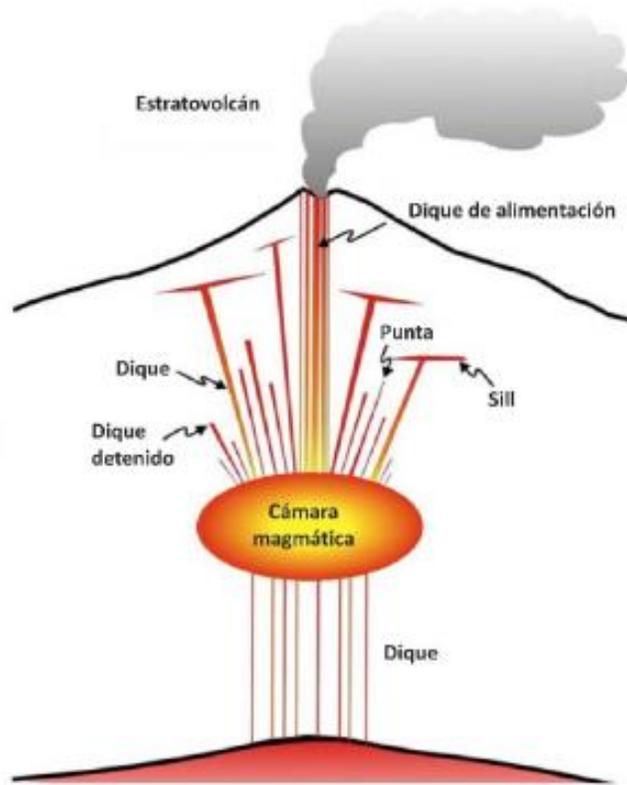


Figura 26. Ilustración esquemática de un estratovolcán, con diques alimentadores, sillares emplazados entre estratos y diques detenidos en proceso de enfriamiento y solidificación. Modificado de Gudmundsson (2012).

3.2. Calderas de colapso

Los eventos de extrusión de magmas son distintos dependiendo del tipo de magma, ambiente de formación e intensidad de los mismos, cuando existe una eyección considerable de material piroclástico principalmente de manera rápida se formara una caldera de colapso.

Las calderas y sus flujos ignimbríticos relacionados, son formados en grandes erupciones que remueven enormes cantidades de magma rico en sílice provenientes de cámaras magmáticas ubicadas debajo de conos volcánicos (Figura 27). Durante la erupción mayor (la que generalmente destruye la estructura volcánica) la cantidad de magma expulsada puede ser tan significativa que la pérdida de volumen al interior de la cámara en conjunto con el peso depositado en la superficie conlleva al colapso del techo de la cámara, dando como resultado la formación de una caldera de colapso (Burov & Guillou-Frottier, 1999). Ver figura 27.

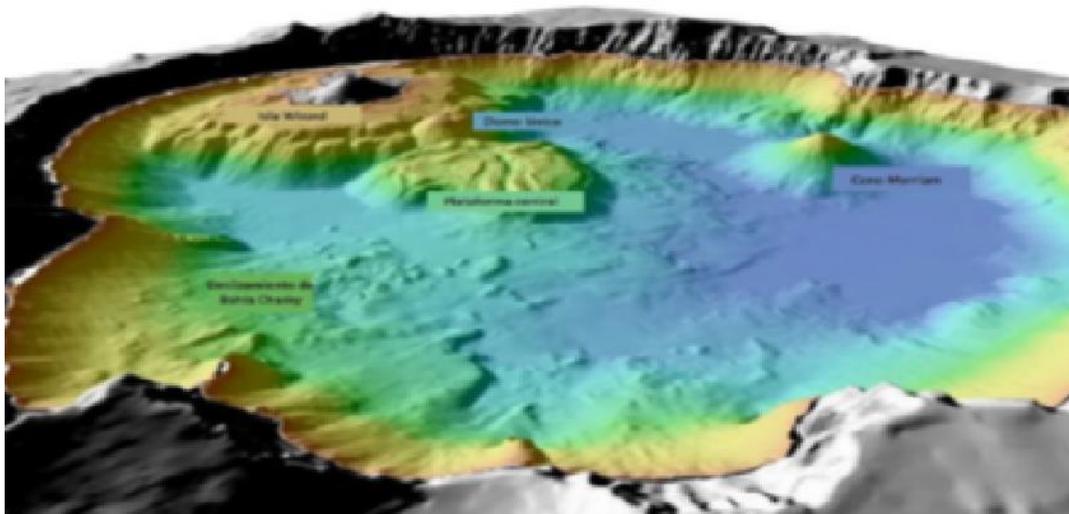


Figura 27. Ejemplo de caldera de colapso: Imagen batimétrica de Crater Lake, Oregon, modificado de Burov et al., (1999)

3.2.1. Procesos para la formación de calderas de colapso

Smith & Bailey (1968), describen los procesos de una manera sistemática de etapas relacionadas a la intrusión, erupción y cristalización de la intrusión magmática de la cámara en cuestión (Figura 28).

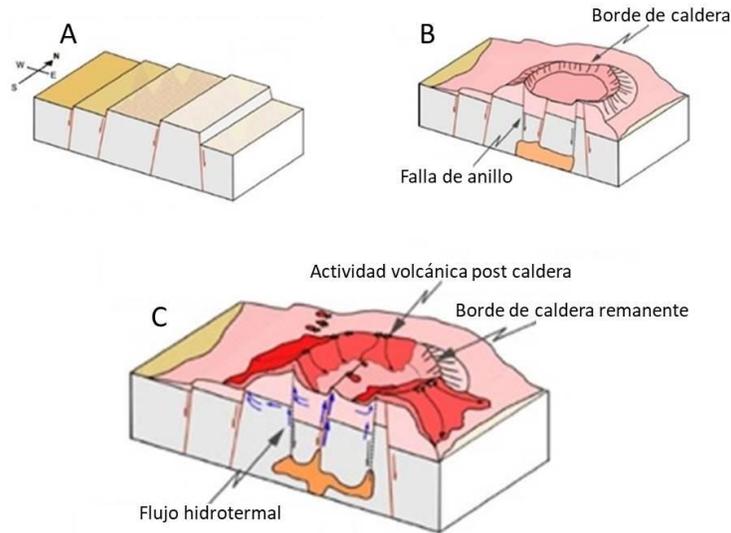


Figura 28. Principales etapas de formación de calderas de colapso, modificado de Smith & Bailey (1968).

- Primera etapa "Abultamiento":

En esta etapa se presenta un levantamiento con forma de domo en las rocas precaldéricas a causa de la intrusión de magma a niveles someros de la corteza terrestre. La extensión provocada dará la pauta a la generación de fallas anulares las cuales sirven como conductos para erupciones piroclásticas menores o flujos de lavas efímeros y diques (Figura 29).

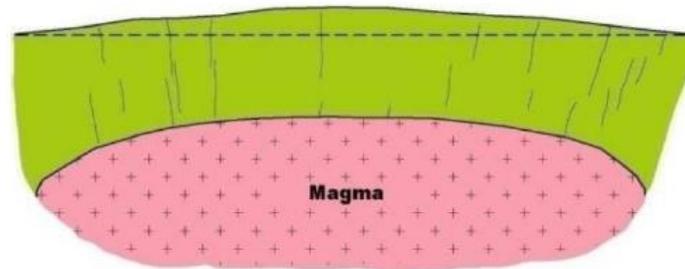


Figura 29. Etapa de abultamiento, modificado de Smith & Bailey (1968).

- Segunda etapa “Erupción Ignimbrítica”:

En esta etapa se presenta uno o varios eventos eruptivos en los que se expulsan materiales piroclásticos que hacen que descienda la presión y se presenten las primeras condiciones para que ocurra un inminente colapso. Cabe mencionar que en un entorno sub-aéreo las erupciones piroclásticas pueden ser relativamente continuas y así llevar a la formación de secuencias que en ocasiones son realmente gruesas de cenizas y material de caída semi-consolidado o totalmente soldado (Figura 30).

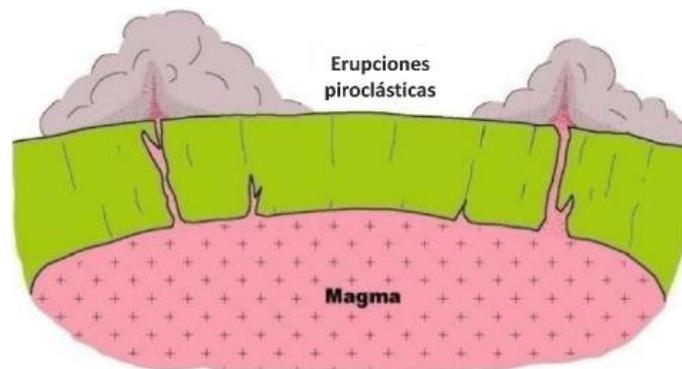


Figura 30. Erupción Ignimbrítica, modificado de Smith & Bailey (1968).

- Tercera etapa “Colapso de caldera”

Como su nombre lo dice en esta etapa se produce el colapso de la caldera en sí, y corresponde al mayor evento transformante en la caldera, esta fase es acompañada por la formación de brechas heterolíticas gruesas con clastos de menos de un metro de diámetro y de mega brechas, en algunos casos existe interestratificación de brechas heterolíticas, mega brechas y flujos piroclásticos de la etapa anterior(Figura 31).

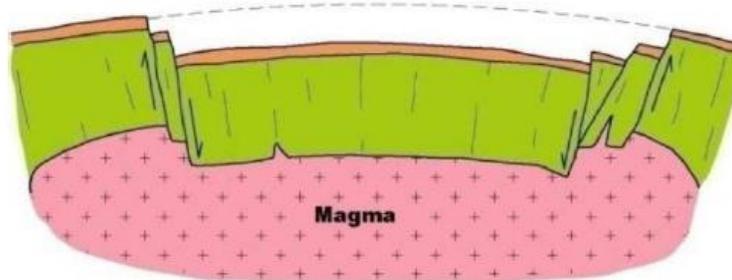


Figura 31. Colapso de caldera, modificado de Smith & Bailey (1968).

- Cuarta etapa “Pre-resurgencia volcánica / sedimentación”

Por las zonas de debilidad anular (fallas) que limitan la caldera comienza el depósito de flujos lávicos y domos provenientes de la cámara magmática, así mismo en las paredes de la caldera, la erosión crea flujos sedimentarios detríticos que se depositan en la zona ya colapsada de la caldera (Figura 32).

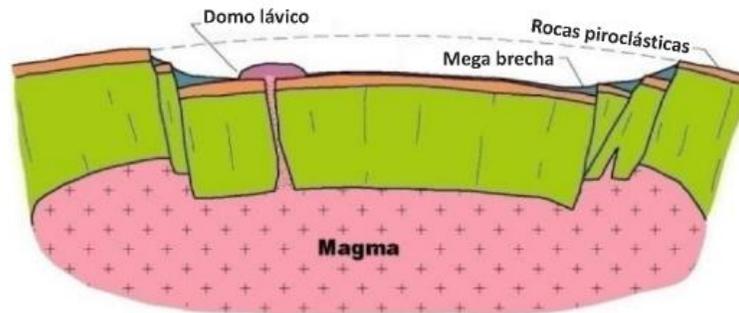


Figura 32. “Pre-resurgencia volcánica / sedimentación”, modificado de Smith & Bailey (1968).

- Quinta etapa: “Resurgencia tipo Domo o Levantamiento en Domo”

Este fenómeno puede o no ocurrir en las calderas de colapso, ya que está sujeto a un flujo posterior de magma proveniente de la cámara magmática, este flujo, deforma el techo de la caldera colapsada ensanchando en la parte central y angostando los extremos, desarrollando nuevas depresiones (cuencas) las cuales se convierten en trampas de sedimentos y lavas. También se puede dar el caso de la formación de diques de anillo debido a la intrusión de múltiples diques y sills dentro de los estratos del techo de la caldera (Figura 33).

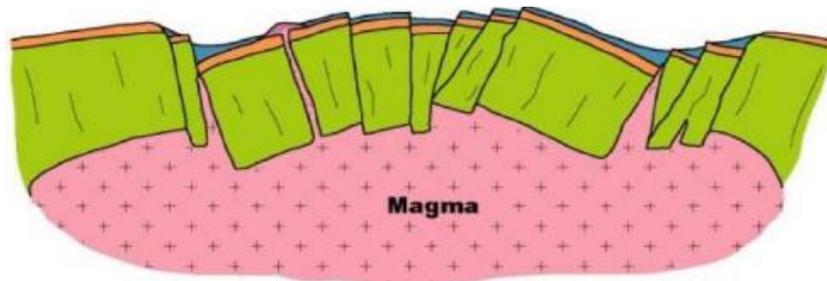


Figura 33. “Resurgencia tipo Domo o Levantamiento en Domo”, modificado de Smith & Bailey (1968).

- Sexta etapa: "Fractura volcánica anular mayor"

En la parte distal de la caldera colapsada se forman domos y coladas de lava provenientes de la cámara magmática esto debido al proceso erosivo en las paredes de la caldera los cuales acentúan más las zonas de debilidad de las partes hundidas alineando estos depósitos en la franja distal de la caldera (Figura 34).

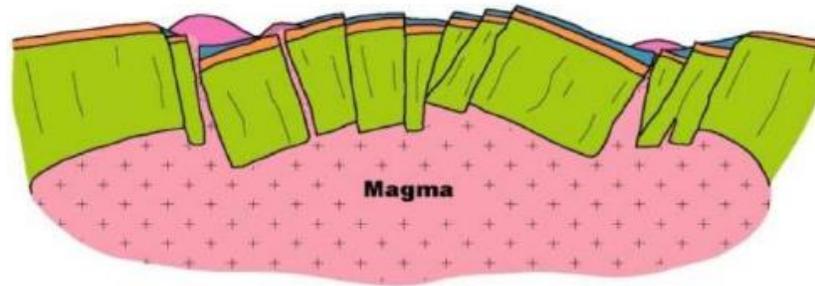


Figura 34. "Fractura volcánica anular mayor", modificado de Smith & Bailey (1968).

3.2.2. Geometría de calderas de colapso: elementos estructurales

Para llevar a cabo una representación exitosa de la morfología de una caldera de colapso es necesario tomar en cuenta una serie de parámetros estructurales y topográficos los cuales se enlistan y describen a continuación según Lipman, 1997.

1. Borde Topográfico:

También conocido como borde de caldera corresponde al escarpe que limita la depresión del colapso del techo y se caracteriza por tener una pendiente con un ángulo sumamente crítico a menos que se encuentre con un grado de intemperización avanzada (Figura 35).

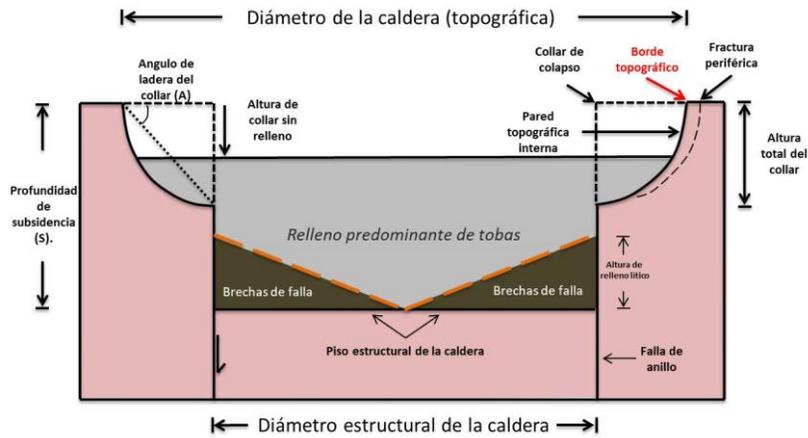


Figura 35. Borde Topográfico, modificado de Lipman (1997).

2. Pared Topográfica Interna:

Anteriormente se mencionó que los bordes de calderas generan en superficie dramáticos escarpes pero conforme desciende la ladera tiende a suavizarse el perfil de forma cóncava debido al ensanchamiento, deslizamiento y caída de material de las paredes (Figura 36).

Visto en planta (desde arriba), en la mayoría de las calderas de colapso los bordes son destruidos en algunos sectores debido a subsidencia estructural y el material cae dentro de la caldera cubriendo la evidencia estructural anular (fallas).

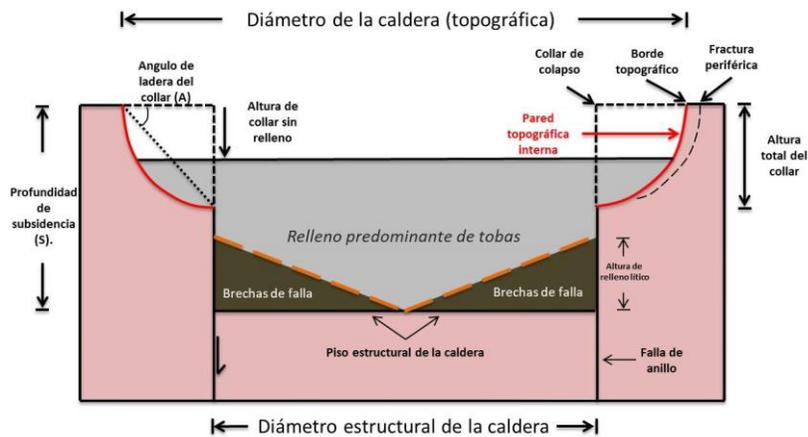


Figura 36. Pared topográfica interna, modificado de Lipman (1997).

3. Collar de Colapso:

Este elemento corresponde al material removido por erosión y retroceso de los escarpes del borde de la caldera. Corresponde al volumen de roca que se encuentra en contacto con la pared topográfica interna (Figura 37).

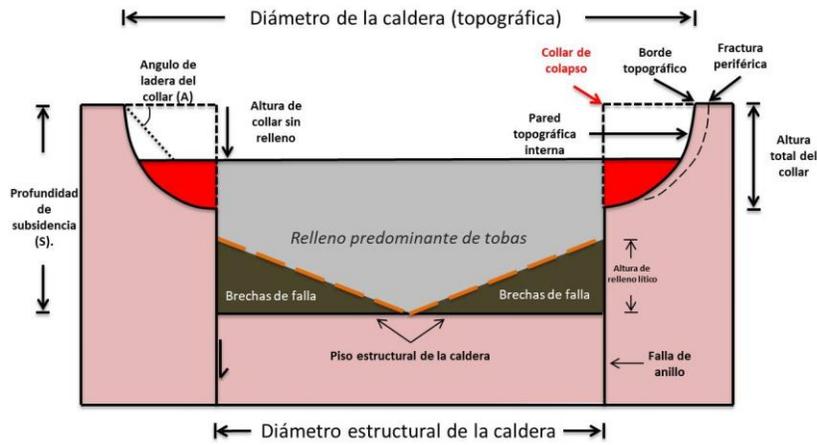


Figura 37. Collar de colapso, modificado de Lipman (1997).

4. Fallas de Borde:

Corresponden a las antes mencionadas “fallas de anillo” en planta se aprecian solo en calderas fuertemente erosionadas en donde se ve el arqueamiento de las mismas en la parte colapsada, en calderas más recientes se pueden inferir justo en los centros de emisión de flujos lávicos post-caldera ya que estas estructuras sirvieron como conducto de salida (Figura 38), cabe mencionar que estas fallas pueden servir para etapas de levantamiento o subsidencia de la caldera (Smith & Bailey, 1968; Bacon, 1983; Hildreth & Mahood, 1986).

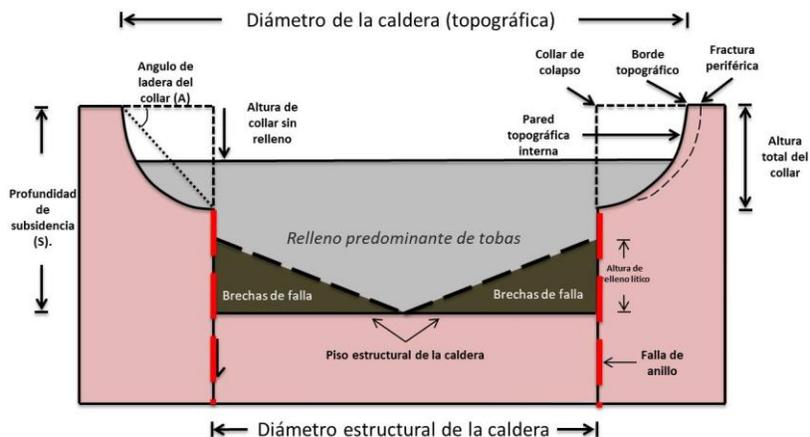


Figura 38. Fallas de borde, modificado de Lipman (1997).

5. Relleno Intracaldérico:

Este relleno es la evidencia principal de los procesos eruptivos de las calderas, ya que colapsan por erupciones asociadas de varios kilómetros de tobas, depósitos de caída intercalados con brechas de deslizamiento (paredes de la caldera colapsada) dentro de la zona hundida (Lipman, 1997).

Las tobas, brechas y todo tipo de depósitos asociados a este tipo de relleno se acumulan en la zona de subsidencia donde “rellenan” parcial o totalmente la caldera, lo cual dependerá del material expulsado, la edad de la caldera y/o el grado de erosión de las paredes (Figura 39). Es importante mencionar que eventos volcánicos post colapso pudieran enmascarar evidencias para interpretar múltiples colapsos o etapas eruptivas en el sitio volcánico (Lipman, 1997).

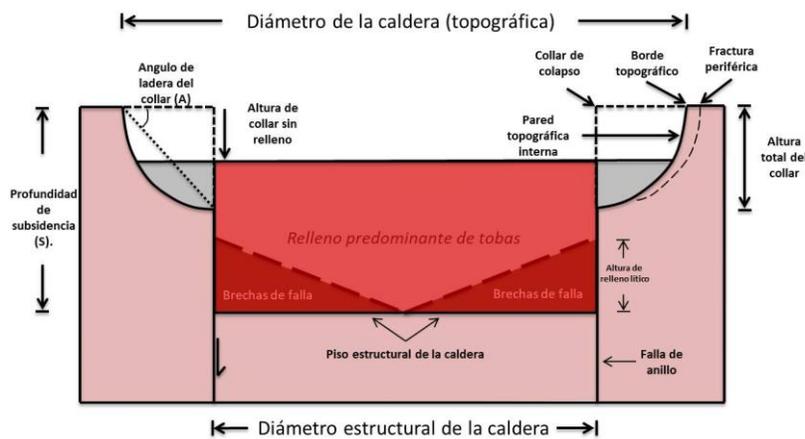


Figura 39. Relleno intracaldérico, modificado de Lipman (1997).

6. Piso de la Caldera:

Este elemento estructural de la caldera de colapso es la superficie pre caldera que sufrió deformaciones y rupturas y subyace al depósito de relleno intracaldérico (Figura 40). Es posible encontrar evidencias del piso de la caldera cuando las condiciones de deformación y colapso se dieron en zonas intermedias-profundas de la capa en contacto con la cámara magmática (Lipman, 1997).

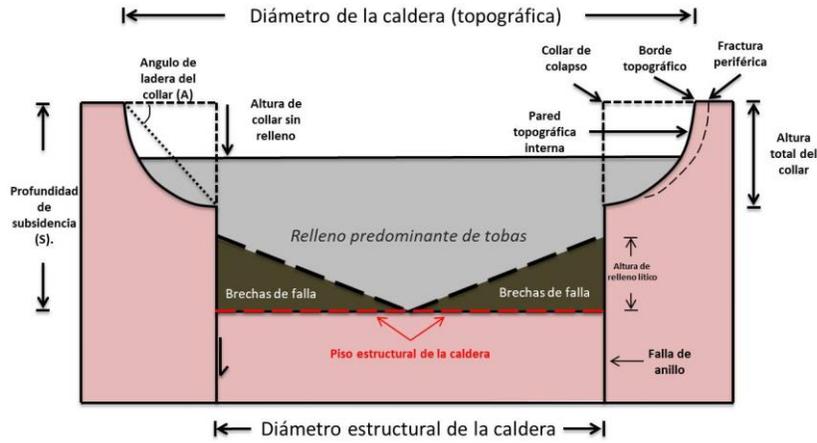


Figura 40. Piso de caldera, modificado de Lipman (1997).

7. Cámara Magmática Sub Caldera:

En ocasiones se presenta como un conjunto de todas las evidencias anteriores dando la pauta a la interpretación de otro evento calderico a poca profundidad, suponiendo diferenciación magmática y nuevos eventos de estrés y deformación (Figura 41). En ocasiones se presenta solo como un volcán o como una caldera colapsada dentro de otra (Gudmundsson, 1988; Martí et al., 1994).

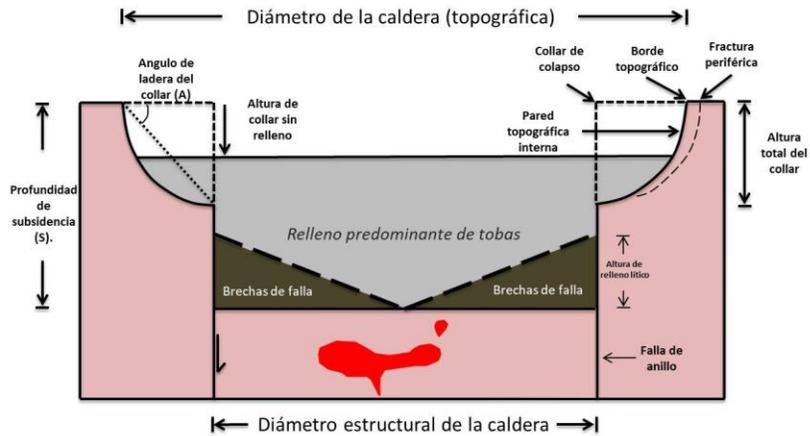


Figura 41. Cámara magmática sub caldera, modificado de Lipman (1997).

3.3. Métodos potenciales

Las fuerzas gravimétricas y magnéticas en la tierra son campos potenciales que indican propiedades naturales del planeta tierra tanto en el interior como en el exterior. Estos campos potenciales se pueden describir en base a una dirección y magnitud la cual cambia dependiendo la posición en la que se mida y el tiempo de observación.

En la Figura 42 se observa de modo general la distribución vectorial del campo potencial gravimétrico (a) y del campo potencial magnético (b).

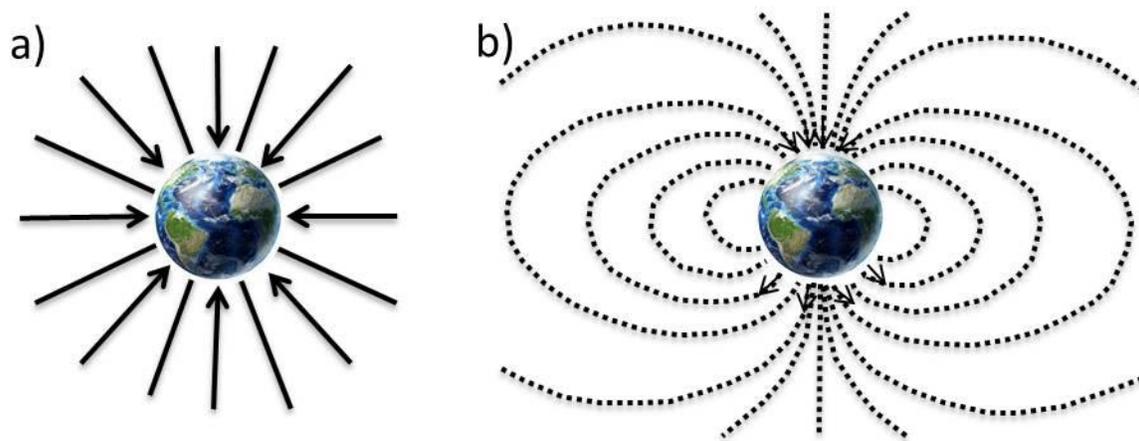


Figura 42. Campos potenciales terrestres.

3.3.1. Método Gravimétrico

3.3.1.1. ¿Qué es la gravedad?

La gravedad en si es una de las fuerzas más poderosas del universo ya que actúa a toda escala medible. Esta fuerza creó el sol a partir de una nube de gas que se compactó y los planetas que lo orbitan incluyendo la tierra, por medio de atracción de partículas pequeñas que poco a poco se convirtieron en un objeto cada vez más grande. Si hablamos de fuerza de atracción gravitatoria la distancia y la masa del cuerpo son los factores más importantes, ya que la cantidad de masa de cada cuerpo es proporcional al producto de sus masas, dicho de otro modo, cuanto más grande es la masa de un cuerpo con más fuerza se atrae a otro cuerpo y es inversamente proporcional a la distancia que los separa (Figura 43).

En si todos los objetos del universo que tengan masa y energía producen gravedad por lo que resulta lógico que la gravedad este en todas partes del universo. Omnipresente la gravedad atrae, regula, deforma, modifica, pone y quita toda la materia y masa del universo (Tamez et al., 2015).

La gravedad es lo que mantiene unido nuestro sistema solar, esta fuerza es básicamente la que nos mantiene en el planeta y evita que salgamos volando, es el pegamento cósmico que mantiene unida toda la materia del universo (Carl Sagan, 1990).

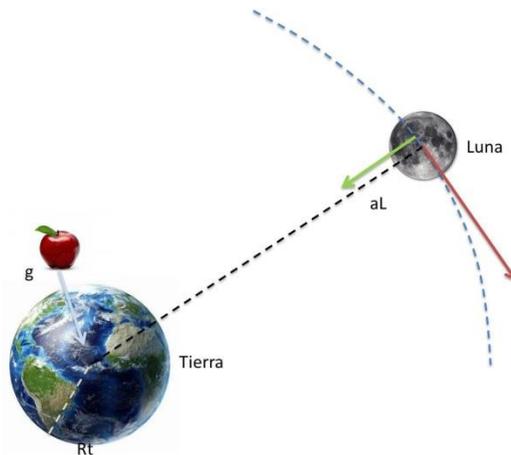


Figura 43. Atracción gravitatoria entre el planeta tierra y la luna.

3.3.1.2. Fundamentos físicos

La ley universal de gravitación y la segunda ley de movimiento son la base del método gravimétrico, estas leyes se publicaron por primera vez en 1687, en el escrito de Issac Newton "Philosophiae Naturalis Principia Mathematica".

La ley de universal gravitatoria dice que la fuerza (F) de atracción entre dos cuerpos de masa conocida es directamente proporcional al producto de sus dos masas (m_1m_2) e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre sus centros (r) (formula1), por lo cual, entre más grande sea la distancia de separación entre los centros de las masas, más pequeña es la fuerza de atracción entre ellos (Tamez et al., 2015).

$$F = G \frac{m_1m_2}{r^2}$$

Ecuación 1. Ley Gravitatoria Universal.

*Donde G es la constante gravitatoria universal, $G = 6.670 \times 10^{-11} \frac{N \cdot m^2}{kg^2}$

A partir de la formula anterior es posible conocer la aceleración de la gravedad (g) de m1 con respecto a m2

$$g = \left(G \frac{m_1}{r^2} \right) r_1$$

Ecuación 2. Aceleración Gravitatoria

Con lo anterior la aceleración de la gravedad en la tierra (g) es descrita por la siguiente formula:

$$g = \left(G \frac{M_1}{R^2} \right) r_1$$

Ecuación 3. Aceleración Gravitatoria Terrestre

Dónde:

Mt: es la masa de la tierra; G es la constante gravitatoria; R radio de la tierra; r distancia.

En el sistema cegesimal de unidades la gravedad se mide en Gales, (en honor a Galileo Galilei) el cual equivale a 1cm sobre segundo cuadrado ($1cm/s^2$), el valor de la gravedad promedio en la superficie terrestre equivale a $980 cm/s^2$ o 980 gal.

En la exploración gravimétrica las anomalías son determinadas por la diferencia del campo gravitatorio en la zona dichas diferencias equivalen a una diezmillonésima parte del valor de la gravedad terrestre 10^{-3} gales conocida como mili gal (mGal).

3.3.1.3. Prospección gravimétrica terrestre

Con el uso de este método es posible determinar las variaciones o anomalías en el la componente vertical del campo gravitacional terrestre, dichas anomalías son generadas por la diferencia de densidad en los cuerpos o masas que componen el subsuelo y están referidas al geoide que es la superficie idealizada de la forma del planeta tierra contorneada por el nivel medio del mar, en esta superficie el vector correspondiente a la aceleración de la gravedad es perpendicular según su latitud. (Telford, et al., 1990)

El modelo terrestre que simplifica la forma irregular de la tierra utilizado en trabajos de medición terrestre más utilizado es el de elipsoide de revolución de Clarke (1886) en donde la forma del planeta se compone de dos semi ejes mayores conocidos como eje ecuatorial (X) y eje polar (Y).

La gravedad terrestre referida al elipsoide de revolución de Clarke se expresa con la fórmula:

$$g_t = \frac{g_e(1 + k\sin^2\varphi)}{(1 - e^2\sin^2\varphi)^{\frac{1}{2}}}$$

Ecuación 4. Gravedad terrestre referida al elipsoide de revolución de Clarke

Dónde:

g_t Gravedad teórica

g_e Gravedad normal en el ecuador (978032.67715 mGal) para el modelo GRS80

k Constante derivada (0.001931851353)

φ Latitud (radianes)

e Primera excentricidad numérica (0.0066943800229)

3.3.1.4. Propiedades físicas de las rocas

La variación lateral de la densidad es el parámetro físico que determina la exploración gravimétrica eficiente. La densidad de las rocas es obtenida a partir de mediciones realizadas en laboratorio a partir de muestras tomadas en campo o de núcleos de perforación de pozos. Cabe mencionar que debido a procesos erosivos o procesos de alteración no siempre proporcionan valores verdaderos y es por eso que para hacer un análisis efectivo se realizan estudios para calcular porosidad y densidad (Telford et al., 1990).

Normalmente las rocas sedimentarias son menos densas que las rocas ígneas y metamórficas (Telford et al., 1990), esto por la variación en la porosidad y a los fluidos que se encuentran en la roca, además influye el ambiente geológico y la profundidad en la que se encuentra, ya que a mayor profundidad la densidad aumenta por el grado de compactación por efecto de la carga litostática.

3.3.2. Método Magnético

Siguiendo el principio de un imán con dos polos magnéticos, el planeta tierra actúa como un gran imán el cual genera un campo geomagnético que lo rodea y cambia su intensidad y posición desde la concepción del planeta. Una de las teorías acerca del origen del campo geomagnético dice este es el resultado de la interacción del núcleo interno (compuesto de hierro) y el núcleo externo (compuesto de hierro y níquel) con el manto interior el cual por sus características semi-plásticas en alta temperatura tendría la facultad de producir corrientes eléctricas que por movimientos de tipo convectivo pudieran ser consideradas

como componentes del campo magnético residual. Es importante mencionar que las corrientes convectivas son efecto de las diferencias de velocidad de rotación entre el núcleo interno (lento) y el externo (rápido) generando otro principio físico que se le relaciona conocido como dinamo autosustentable.

El campo magnético total es el dato medido en la superficie terrestre y es la suma de fuentes ajenas que interactúan entre sí como el sol y la luna (10%) y al campo geomagnético (90%).

El campo magnético total varía de manera lenta y paulatina por lo que es un parámetro que se mide y se describe con un modelo internacional de referencia geomagnética mejor conocido como IGRF (International Geomagnetic Reference Field por sus siglas en inglés) el cual como su nombre lo dice sirve como referencia inmediata para saber la intensidad del campo magnético total en una zona determinada de la superficie terrestre (Figura 44). En la exploración geofísica el IGRF es utilizado como parámetro para obtener el campo magnético residual y las anomalías magnéticas de interés (Telford et al., 1990; Gadallah & Fisher, 2009).

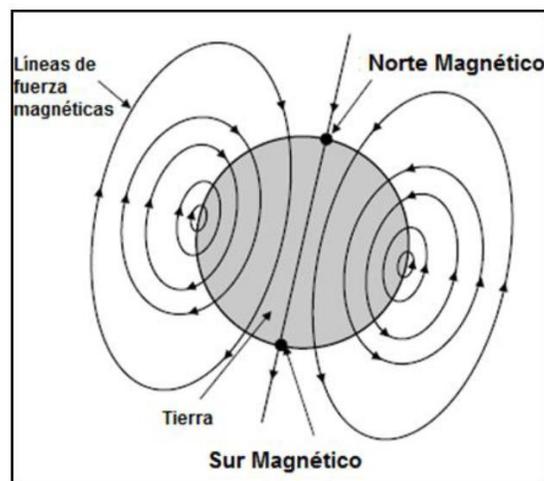


Figura 44. Campo Magnético de la Tierra (Gadallah & Fisher, 2009).

3.3.2.1. El campo geomagnético

Para poder medir el campo geomagnético (BT) es importante entender que en cualquier punto de la superficie terrestre es considerado de manera vectorial por lo que tendrá una magnitud y orientación específicas, el cual se representa en un sistema cartesiano como (Figura 45):

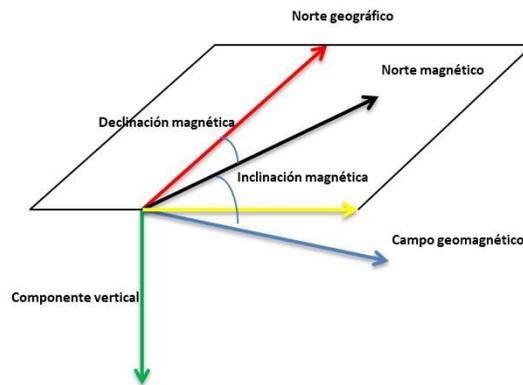


Figura 45. Componentes de campo magnético terrestre.

H: Componente horizontal (siempre positiva).

Z: Componente vertical (positiva hacia abajo, negativa hacia arriba).

X: Componente de dirección norte geográfico.

Y: Componente de dirección este geográfico.

D: Declinación geomagnética (ángulo entre la dirección del norte geográfico y el norte magnético).

I: Inclinación magnética (ángulo entre el plano horizontal y el vector del campo geomagnético).

En Geofísica se utiliza como unidad el *Gamma* (γ) que corresponde a 10^{-5} Oersted, ya que el Oersted resulta una unidad demasiado grande para Geofísica, donde las anomalías que encontramos son corrientemente de unas decenas de γ .

Unidades empleadas en magnetometría:

$$1_{Oersted} = 1_{Gauss} = 10^5 \text{ Gamma} = 10^5 \text{ nT} = 1_{Gamma} = 10^{-9} \text{ Tesla} = 1_{nT}$$

$$1_{Oersted} = 1_{Gauss} = 10^5 \text{ Gamma}$$

$$1_{Gamma} = 10^{-9} \text{ Tesla} = 1_{nT}$$

El objetivo del método magnético es detectar diferencias relativamente pequeñas del valor teórico de la intensidad magnética, estas son medidas en Nano Tesla (nT).

3.3.2.1. Variación del campo geomagnético

Como se mencionó anteriormente el campo geomagnético varía tanto en intensidad como en dirección. Actualmente el norte magnético está localizado al noreste de Canadá y el polo sur magnético muy cerca al límite del continente antártico.

A este cambio en el desplazamiento polar se le conoce como variación secular lo cual describe un cambio periódico que puede ser anual, diario o diurno.

A continuación se enlistan las variaciones más importantes del campo magnético terrestre.

Las variaciones más importantes del campo magnético terrestre, son las siguientes:

- ✓ Variación secular de las componentes, con un valor aproximado de algunas decenas de nT al año y que en algunos sitios alcanza hasta 150 nT/año para la declinación e inclinación. Originada en cambios en el acoplamiento electromagnético de núcleo y manto terrestre.
- ✓ Variaciones periódicas, con períodos de 12 horas, 1 día, 27 días, 6 meses y 1 año, originadas por el campo externo, que pueden llegar a tener valores de hasta 100 nT (variación solar y lunar diarias).
- ✓ Variaciones no periódicas, llamadas tormentas magnéticas, con intensidades de hasta 1500 nT. Son efectos a corto plazo de auroras, son casos especiales de perturbaciones irregulares, estas son producidas por manchas solares y erupciones solares.
- ✓ Pulsaciones magnéticas o variaciones de período muy corto y pequeña amplitud (1 a 100 nT).

3.3.2.1. Susceptibilidad magnética de las rocas

La susceptibilidad magnética (k) de las rocas es la propiedad que tienen los minerales que la componen a ser magnetizados o adquirir magnetización (I) al ser expuestos a un campo magnético (H). Cuando la exposición al campo magnético es de manera prolongada se le conoce como magnetismo remanente. Al estar estas rocas en la corteza terrestre sobre el campo geomagnético se produce una inducción (Telford et al., 1990).

$$I = kH$$

Ecuación 5. Susceptibilidad magnética

Los contrastes de polarización (arreglo magnético) entre las rocas controlan directamente la magnitud de las anomalías magnéticas, por lo que es complicado detectarlas y medirlas por los efectos de diferentes direcciones e intensidades de polarización en todo el mundo, tomando en cuenta lo anterior los minerales magnéticos son clasificados en tres categorías principales, las cuales son:

- **Diamagnéticos** (cuarzo, calcita, halita, yeso, feldespato potásico)

Susceptibilidad magnética negativa o débil. Cuando se le aplica el campo magnético externo, el propio lo anula. Se debe a que los pares de electrones están completos y sus trayectorias orbitales giran en sentido opuesto.

- **Paramagnéticos** (olivino, piroxeno, anfíbol, granate, biotita)

Susceptibilidades pequeñas positivas, es inversamente proporcional a la temperatura absoluta (Curie). Antes de ser expuesto al campo externo, sus átomos tienen momentos magnéticos (espín) débiles. Cuando son expuestos, sus espines tienden a alinearse en dirección paralela al campo. Esto se debe a que sus capas electrónicas están incompletas.

- **Ferromagnéticos** (hierro, cobalto, níquel)

Susceptibilidad alta, sus dipolos son paralelos lo que genera una fuerte magnetización que existe en ausencia del campo externo (ciclo de histéresis). Bajo campos magnéticos externos a muy altos su magnetización alcanza un grado de saturación, donde sus espines individuales se alinean con el campo. Cuando se reduce a cero el campo magnético externo, su respuesta conserva una magnetización residual o remanente.

3.4. Procesos auxiliares en el análisis e interpretación de métodos potenciales

3.4.1. Filtro pasa altos y pasa bajos

Este filtro acota los datos dentro de un rango máximo (filtro pasa bajos) o mínimo (pasa altos) para descartar datos que pudieran afectar la interpretación cualitativa y cuantitativa de los mapas de anomalías de los campos potenciales, el criterio para aplicar el filtro generalmente es en base a la cantidad de ruido o datos fuera de rango que alteren la interpolación de los mismos (Figura 46).

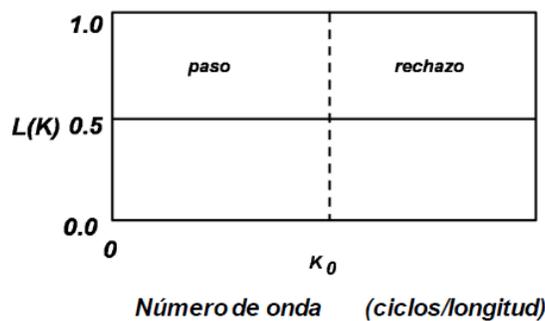


Figura 46.- Filtro pasa bajos, donde κ_0 es la longitud de corte, Torres Gaytán (2013).

3.4.2. Primera y segunda derivada en métodos potenciales

Conocida como gradiente vertical, la primera derivada vertical (Z) se utiliza para ubicar el centro y los límites de anomalías superficiales usualmente asociadas a estructuras geológicas (diques, fallas, cabalgaduras, etc.). La segunda derivada vertical se utiliza bajo el mismo criterio de la primera; sin embargo, el resultado del proceso denota cuerpos y/o estructuras aun a menor profundidad.

El funcionamiento de la primera y segunda derivada horizontal indica la variación lateral en la componente X-Y, de modo que se delimitan las anomalías con mayor claridad, es utilizado este proceso en la correlación litológica y/o estructural

$$\frac{\Delta A}{\Delta \blacksquare} = \frac{A_{Z\blacksquare} + \Delta - A_{Z\blacksquare}}{\Delta} = A'$$

Ecuación 6. Derivada vertical y horizontal.

Dónde:

A' = Primera derivada

\blacksquare = es el valor de x-y para la derivada horizontal o z para la vertical

3.4.3. Señal Analítica

Este proceso es utilizado en la caracterización espacial (límites) de los cuerpos que generan la anomalía, se usa cuando la anomalía en los filtros y procesos no se define de una manera muy clara o solo para evidenciar más el cambio en el gradiente.

$$SA = GT = |A(X, Y)| = \sqrt{\frac{\partial CP^2}{\partial X} + \frac{\partial CP^2}{\partial Y} + \frac{\partial CP^2}{\partial Z}}$$

Ecuación 7. Señal Analítica.

Dónde:

A = Amplitud de señal analítica

CP = Campo potencial anómalo observado en X y Y

3.4.4. Continuaciones ascendentes y descendentes

Este proceso básicamente traslada la respuesta del valor de las anomalías medidas a un plano con una elevación superior (ascendente) o inferior (descendente) con respecto a la altura en que se midió el dato. Para la continuación ascendente (hacia arriba) las anomalías superficiales pudieran suavizarse o desaparecer al ser consideradas como ruido para el caso de un estudio de fuentes anómalas profundas (intrusivos, diatremas, cavernas, cámaras magmáticas, etc.), en el caso de una continuación descendente (hacia abajo) las anomalías superficiales se realzan y se define de mejor manera la influencia o posible relación con cuerpos más someros.

3.4.5. Análisis Espectral de Potencia

Con este proceso se puede estimar la profundidad de la fuente que genera la anomalía gravimétrica o magnética observada en superficie. El principio del método se basa en representar linealmente la potencia de las componentes espectrales de una señal en función de la frecuencia (transformada de Fourier) de modo radial tomando los datos potenciales interpolados expresados de manera logarítmica.

3.5. Topografía y geodesia

Diferencia entre topografía y geodesia

Existen similitudes entre un término y otro pero es importante entender que hay diferencias que hacen que el uso entre una u otra herramienta se utilicen para un fin en específico, actualmente existen instrumentos con los cuales se pueden hacer trabajos de tipo topográfico y geodésico como el GPS diferencial pero antes de hablar de ello es de gran utilidad definir cada una de estas ciencias.

Definición de topografía.

En términos generales la topografía es la ciencia que estudia el conjunto de procedimientos que se utilizan para determinar la superficie de un determinado terreno y su representación gráfica en un plano tomando como principio la posición de un punto en el espacio midiendo las componentes horizontal, vertical y la elevación $(X, Y, Z,)$.

Definición de Geodesia

La palabra geodesia derivada del idioma griego “Geo” que significa tierra y “Daio” que significa dividir, la geodesia es la ciencia que se encarga del estudio de la forma y dimensiones de la tierra por medios matemáticos y tecnológicos como lo son receptores GPS e instrumentos de medición satelital, la geodesia es una ciencia sumamente extensa que abarca metodologías de otras ciencias como la geofísica para comprender también la distribución interna de la tierra.

En si con las dos herramientas es posible medir las condiciones del terreno, sin embargo la principal diferencia es el alcanza del estudio geodésico con respecto al detalle del estudio topográfico.

3.5.1. Instrumentos de medición topográfica y geodésica

La necesidad de obtener mejor precisión en las mediciones topográficas y geodésicas invirtiendo la menor cantidad de tiempo y esfuerzo es siempre una motivación para el desarrollo de instrumentos de medición mejores día con día. A continuación se menciona de modo general parte de los instrumentos que son utilizados actualmente por su practicidad y confiabilidad haciendo mención a los instrumentos que los antecedieron, ya que en la mayoría de los casos son el principio del funcionamiento de los instrumentos más recientes

Brújula

Puede apoyarse en tripié, bastón o una vara cualquiera. Las letras (E) y (W) la caratula están invertidas debido al movimiento relativo de la aguja respecto a la caja. Las pínulas sirven para dirigir la visual, a la cual se va medir el rumbo. Con el espejo se puede ver la aguja y el nivel circular al tiempo que se dirige la visual o con el espejo el punto visado. Se emplea para levantamiento secundarios, reconocimientos preliminares, para tomar radiaciones en trabajos de configuraciones, polígonos apoyados en otros levantamientos más precisos.



Teodolito

El teodolito de tipo óptico es un instrumento de medición mecánico-óptico universal que sirve para medir ángulos verticales y, sobretodo, horizontales, ámbito en el cual tiene una precisión elevada. Con otras herramientas auxiliares puede medir distancias y desniveles. Es portátil y manual; con ayuda de una mira y mediante la taquimetría, puede medir distancias. Este equipo debe manejarse con mucho cuidado para evitar golpes y raspaduras en los lentes.



Estación total

La estación total es la integración del teodolito electrónico con un distanciometro integrado, de tal forma que puede medir ángulos y distancias simultáneamente. La distancia horizontal, la diferencia de alturas y las coordenadas se calculan automáticamente. Todas las mediciones e información adicional se pueden grabar. Se puede determinar la distancia horizontal o reducida, distancia geométrica, el desnivel, la pendiente en %, los ángulos en vertical y horizontal, como las coordenadas en x,y,z. Este aparato ocupa ser manejado con cuidado, moverlo adecuadamente aflojando sus tornillos y apretándolos solamente lo necesario.



GPS navegador (portátil)

Este tipo de GPS son más para fines recreativos y aplicaciones que no requieren gran precisión, consta de un dispositivo que cabe en la palma de la mano, tienen la antena integrada, su precisión puede ser de menor a 15 mts. Además de proporcionar nuestra posición en el plano horizontal pueden indicar la elevación por medio de la misma señal de los satélites, algunos modelos tienen también barómetro para determinar la altura con la presión atmosférica. Los modelos que no poseen brújula electrónica, pueden determinar la "dirección de movimiento" (rumbo), es decir es necesario estar en movimiento para que indique correctamente para donde está el norte. Este aparato si ocupa ser manejado con cuidado para evitar golpes o afectar la pantalla.



GNSS (GPS diferencial)

Se entiende por Sistemas Globales de Posicionamiento (GNSS) a sistemas pasivos de navegación basado en satélites emisores de radiofrecuencias, que proporcionan un marco de referencia espacio-temporal con cobertura global, independiente de las condiciones atmosféricas, de forma continua en cualquier lugar de la Tierra, y disponible para cualquier número de usuarios (Figura 47). El Sistema GPS: EEUU, 29 satélites, 20,000 Km, órbitas cuasicirculares. Plena operatividad desde 1995. El uso no militar está tolerado. El Sistema GLONASS: Rusia, 24 satélites, 25.500 Km, órbitas elípticas muy excéntricas. Nunca ha llegado a estar plenamente operativo debido a problemas económicos y políticos. El Sistema GALILEO: ESA (UE), 30 satélites, 23,600 Km. De origen y control civil, con garantías de servicio, precisión e integridad. Está sólo en fase inicial de implementación



Figura 47. GNSS Trimble modelo R4.

3.5.2. Tipos de medición con GPS diferencial

Tipos de medición con GPS diferencial

Existen diversos aspectos que influyen en la elección técnica de observación y medición GPS. Los factores más importantes a considerar son el grado de precisión, distancia entre medición y observación, costos operativos y la relación entre todos los anteriores. A continuación se mencionan los tipos de medición convencionales para mediciones topográficas y geodésicas con GPS diferencial.

Método estático

El método estático es utilizado para líneas mayores a 20 km (vectores largos), fue el primer método en ser desarrollado para levantamientos geodésicos también conocido como “post proceso” por su corrección posterior con ayuda de software especializado.

Para llevar a cabo una medición de alto grado de precisión es necesario llevar a cabo un planeación estratégica en la cual las condiciones sean las ideales para una observación de satelital optima, para esto se utilizan programas de cómputo geodésico y de información geográfica como Google Earth, ArcMap, AutoCAD etc.

Ya en la zona de estudio se debe considerar que el montaje de la antena tiene que ser en lugares despejados que no tengan obstrucciones a la señal de lectura como pueden ser árboles, construcciones civiles, líneas de alta tensión, y de preferencia en un lugar que tenga oportunidad a ser rectificado con otro tipo de levantamiento topográfico.

Los datos del receptor (antena) serán registrados, según los parámetros establecidos en la configuración tomando en cuenta el tiempo de medición y sincronía entre la lectura del receptor y la lectura satelital.

Parámetros a introducir al receptor en Método Estático

- Altura de la antena con respecto al punto medido.
- Identificación de la estación
- Descriptor de la estación
- Tiempo de Observación en minutos (40 minutos o más)
- Intervalo de grabación (10 ó 5 segundos)
- Máscara de Elevación (entre 10° y 15°)

El tiempo de medición dependerá de la precisión que se quiera obtener, la cantidad de satélites que observe el receptor, la dilución de la precisión (DOP), la cual está limitada por la geometría de los satélites y a la cantidad de obstrucciones que modifiquen todos los parámetros mencionados (Figura 48).

La información recolectada por el receptor es guardada al término de la lectura para realizarla en el “post proceso” en donde se mejorará la precisión de la medición.

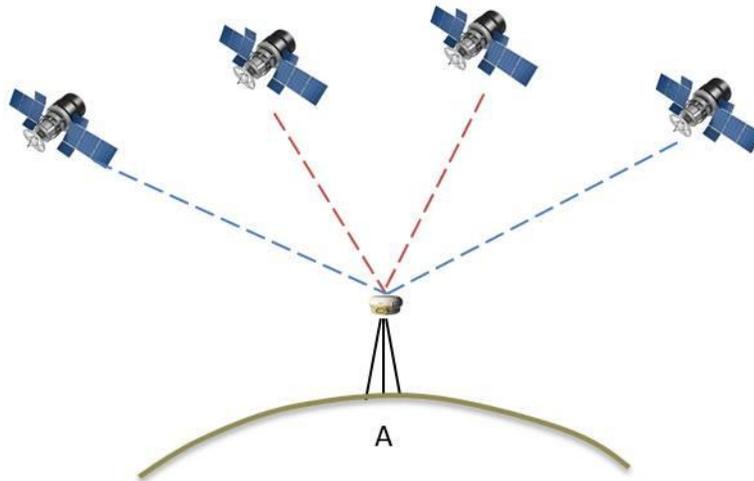


Figura 48. Representación esquemática de adquisición de datos en modo estático.

Algunos usos en los que se emplea esta técnica son:

- Determinación de Redes geodésicas de alta precisión milimétrica.
- Establecimiento de puntos de Control Geodésicos.
- Control de movimientos tectónicos, subsidencia y deformación de volcanes.
- Establecimiento de poligonales cerradas.

Método estático rápido

Tomando en cuenta los conocimientos del método estático es importante mencionar que esta metodología es recomendada solo para vectores cortos (menores a 20km) y que la precisión de la lectura está limitada por las mismas condiciones en que se realice la observación satelital.

Para poder llevar a cabo este tipo de medición es necesario contar por lo menos con dos receptores GPS (Base y Móvil). El primer receptor al cual se le conoce como “base” se posiciona en vértices geodésicos conocidos (coordenadas X, Y, Z,

Latitud, Longitud, Altura) estos vértices fueron medidos con metodología de tipo estático en una campaña de medición previa de modo que la precisión de la coordenada es de grado milimétrico.

El otro receptor conocido como móvil será con el que se realiza la observación satelital desconocida por así decirlo, el principio de la lectura es el mismo que el de la metodología de tipo estático con datos satelitales pero de menor tiempo por eso el nombre estático rápido. La gran diferencia con el método anterior (estático) está que con el receptor “base” tomando lecturas en una coordenada conocida será un especie de satélite local fijo con el cual el receptor (móvil) se hará una triangulación más cercana y la lectura podrá ser menor y de mayor precisión (Figura 49).

El tiempo de observación para ser considerado “rápido” oscila entre los 2min y 40min. Y la precisión máxima puede ser milimétrica considerando las especificaciones técnicas del equipo.

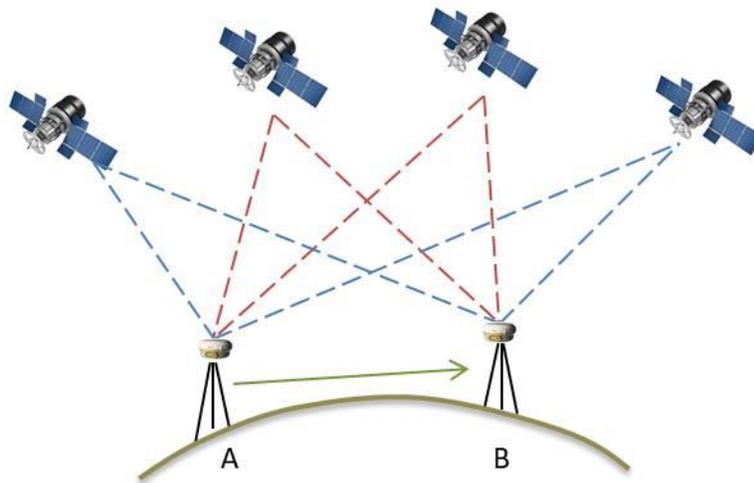


Figura 49. Representación esquemática de adquisición de datos en modo estático rápido.

Cabe mencionar que es de suma importancia la sincronía de lectura y grabación de datos de los receptores ya que si no se cuenta con esto la corrección post proceso no se podrá llevar a cabo teniendo solo los requisitos para corrección de tipo estático pero de menor precisión por la cantidad de tiempo de la lectura.

Esta técnica de medición es recomendable para:

- Densificación de redes
- Levantamientos de control
- Levantamiento de detalles

- Cualquier trabajo que requiera la determinación rápida de un elevado número de puntos.

Método cinemático en tiempo real (RTK)

Mejor conocido como RTK (por sus siglas en inglés Real Time Kinematic) el método cinemático en tiempo real en esencia es el mismo que el método estático rápido tomando en cuenta las mismas consideraciones de observación satelital y de parámetros de lectura, recordando que en el método estático rápido existe un receptor base que sirve como un especie de satélite local se encuentra en una coordenada conocida, la lectura generada en la base será usada para realizar la corrección de la lectura imprecisa del receptor móvil, en una etapa de post proceso.

En el método cinemático en tiempo real se omite el post proceso debido a que en esta metodología de lectura existe una comunicación directa vía radio entre la base y el móvil la cual genera un vector de posición instantáneo,

Tomando en cuenta el principio de triangulación satelital de posición en el método estático y estático rápido, la señal de radio corrige vectores cortos de hasta 10 km en zonas donde la señal de radio no tenga obstrucciones ni distorsiones causadas por desniveles sumamente abruptos u otras señales de radio que interfieran con la comunicación base-móvil

El método cinemático en tiempo real es recomendado a trabajos topográficos y geodésicos como:

- Levantamiento de detalles en zona despejada
- Levantamientos de ejes de carreteras
- Medición de perfiles transversales

3.5.3. Red Geodésica Nacional

“Red compuesta por estaciones geodésicas, horizontales, verticales y gravimétricas establecidas físicamente y distribuidas de forma homogénea en el territorio nacional, sobre las cuales se han hecho mediciones de precisión y de apoyo de parámetros físicos de acuerdo a estándares internacionales, que permiten su interconexión y la determinación de su posición y altura geográfica, así como del campo gravimétrico externo asociado, con relación al sistema de referencia considerado. Constituye la estructura básica de referenciación geodésica para el país” (INEGI., 2017).

Red Geodésica nacional activa INEGI

La RGNA es un conjunto de estaciones de monitoreo continuo que se encuentran distribuidas de manera estratégica en el territorio nacional.

Cada estación de la RGNA está ligada a un levantamiento geodésico continuo activo que recopila la información de posicionamiento en tiempo real, por lo que la triangulación con respecto a la red satelital GPS es de gran precisión.

La información recolectada de la RGNA es una alternativa para complementar los proyectos geodésicos ligándolo al sistema geodésico nacional al disponer de manera libre y gratuita de los datos posicionales (Figura 50).

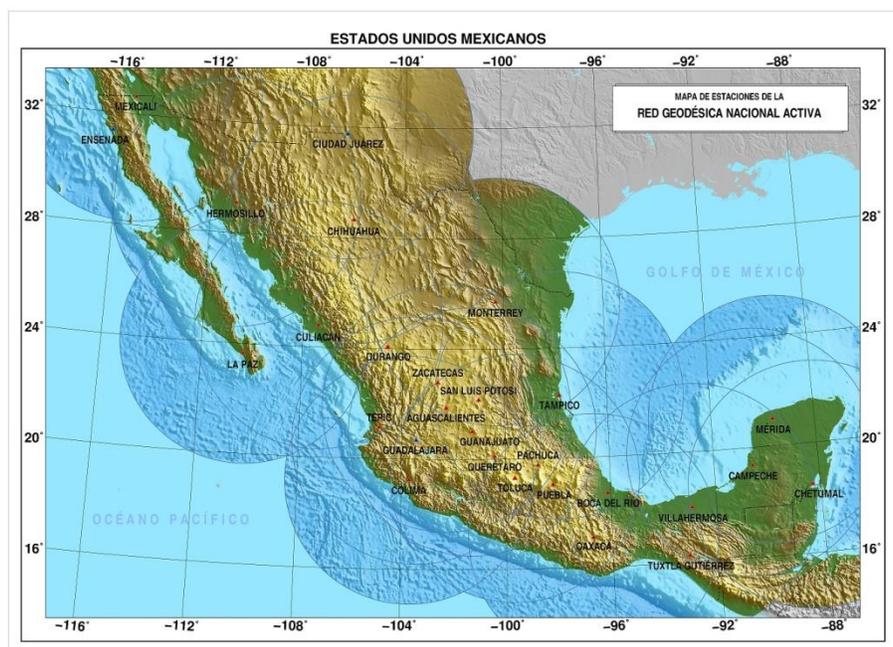


Figura 50. Mapa de ubicación de estaciones de monitoreo continuo Red Geodésica Nacional Activa (INEGI 2010).

Archivos de la RGNA

Al ser la RGNA la una red de estaciones de monitoreo GPS continuo del territorio nacional, cada estación de monitoreo se compone de un servidor de cómputo y un equipo de recepción GPS, el cual genera archivos de posicionamiento durante las 24 horas al día y los 365 días del año. Los archivos creados por los servidores de cada estación de la RGNA conocidos como archivos RINEX, que tiene un formato de fácil lectura con información del equipo receptor, las condiciones en las que opera y la posición en función del tiempo.

Red Geodésica nacional pasiva INEGI

“La Red Geodésica Nacional Pasiva (RGNP) está constituida por más de 100 000 estaciones geodésicas materializadas sobre el terreno con una placa empotrada que identifica a cada de una de ellas (Figura 51). Las estaciones geodésicas distribuidas en la República Mexicana se clasifican en tres capas de interés: Red Geodésica Vertical, Red Geodésica Horizontal y Red Geodésica Gravimétrica” (INEGI, 2017).

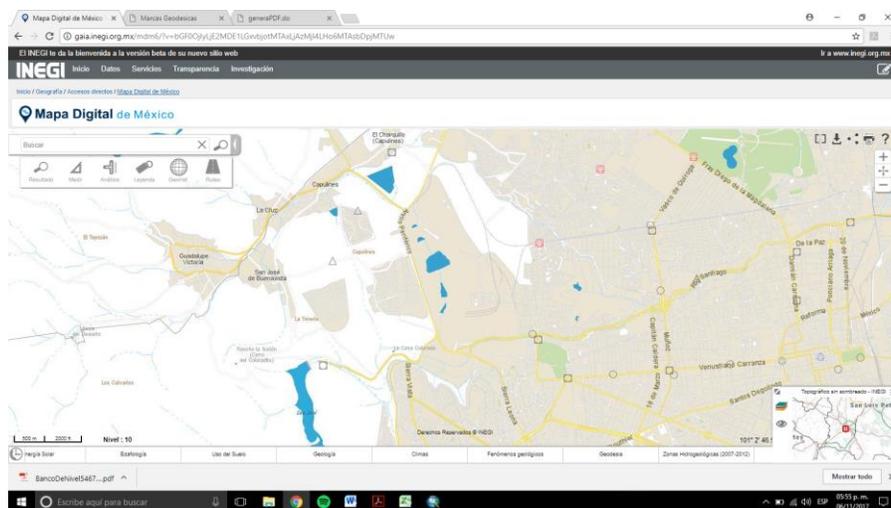


Figura 51. Red Geodésica Nacional Pasiva, INEGI 2010.

Archivos de la RGNP

La información disponible de la RGNP compete a la placa en cuestión y es de carácter específico como se mencionó anteriormente (Vertical, Horizontal o Gravimétrica), existen placas que cuentan con información de las tres disciplinas pero por lo general solo es de una.

Los archivos de la RGNP se encuentran disponibles de manera gratuita en el sitio de internet del INEGI en formato PDF y en las oficinas de la misma dependencia, los archivos contienen información acerca de la ubicación exacta de la placa, las

condiciones en las que se encuentra, año de medición y el tipo de información que contiene (Figura 52).

INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA Y GEOGRAFÍA

Denominación:	887D	Latitud:	22°09'13.99783" N	Condición de la marca:	BUENA
Estación Geodésica:	Gravimétrica	Longitud:	101°01'10.00763" W	Fecha de establecimiento:	01-01-1982
Dependencia:	INEGI	Gravedad:	978193.2930 mgal.	Fecha de medición:	26-11-1984
Entidad federativa:	San Luis Potosí	Desv. Estándar del valor de gravedad:	0.0630	Fecha de verificación:	01-01-1984
Municipio:	San Luis Potosí	Marco Geodésico de Referencia Gravimétrica:	IGSN71	Anomalia de Bouguer simple:	-203.0110
Carta Esc. 1:50 000:	F14A83	Clasificación:		Anomalia de Bouguer completa:	-202.4320
		Proyecto:	SLPJ80	Corrección Topográfica:	1.1200

** Coordenadas aproximadas

Figura 52. Documento de la marca 887D extraído de mapa digital, INEGI 2010.

Efemérides Precisas

Lista de posiciones o ubicaciones de un objeto celestial como una función de tiempo. Se utilizan como herramienta complementaria en el post-proceso de corrección y ajuste de coordenadas GPS. Disponible como “efemérides transmitidas” o como “efemérides precisas” post-procesadas.

Efemérides transmitidas: cada satélite transmite sus propias efemérides extrapoladas, la que repite cada 30 segundos.

Efemérides precisas: se calculan en base a observaciones realizadas por redes de rastreo de los satélites GPS y está disponibles unos días después de la toma de datos.

4. Estudio gravimétrico y aéreo-magnético de la caldera de Los Humeros

4.1. Adquisición y corrección de datos GPS para soporte topográfico

4.1.1. Adquisición de datos GPS

Al existir diversos equipos de medición topográfica – geodésica que tienen condiciones peculiares que facilitan o complican la adquisición de datos dependiendo de sus limitaciones técnicas, el tiempo de trabajo y la precisión necesaria, para el caso del estudio en la caldera de Los Humeros se consideró como opción más viable el uso del GPS diferencial doble frecuencia, ya que el estudio gravimétrico como tal requería una precisión muy alta, por lo que se descartó el uso de GPS navegador (precisión 5m Garmin Rino) y también la implementación de una metodología con el uso de teodolito o estación total ya que esta aunque tendría mejor precisión, llevaría más tiempo en realizarse.

Se utilizó el GPS Trimble modelo R4 doble frecuencia usando el modo de levantamiento estático rápido para vectores cortos y se determinó por medio de ensayos previos a la medición que el tiempo de medición de cada vértice fuera de dos minutos con sincronía temporal entre la estación base y el móvil de 5 segundos, ya que con estos parámetros el resultado de precisión fue más que necesaria para el trabajo solicitado.

La ubicación estratégica de la estación base (estático rápido) necesitaba un vértice con coordenadas conocidas, por lo que fue necesario construir testigos (mojoneras) las cuales se midieron con el método estático para vectores largos durante dos horas. Cabe mencionar que en la caldera existían testigos los cuales se habían medido recientemente por lo que también fueron utilizados durante la adquisición de los datos.

Posterior a la obtención de los testigos, la metodología de trabajo con el gps se limitó al montaje y operación del receptor base y el móvil. El montaje de la estación base sobre el vértice considerando los parámetros básicos de centrado, nivelación y configuración del levantamiento (altura del receptor, hora de inicio, coordenadas conocidas) y el móvil sobre el punto gravimétrico deseado tomando en cuenta la nivelación del *rober* (bastón) y la configuración de lectura (tiempo, altura del receptor e intervalo de guardado).

En la Figura 53, se muestra la ubicación estratégica de los testigos disponibles, medidos y la posición de los 553 vértices topográficos-geodésicos.



Figura 53. Ubicación de estaciones gravimétricas.

4.1.2. Corrección y procesado de datos GPS

El procesado de los datos obtenidos por medio del GPS Trimble R4 tanto en la metodología de estático (testigos) y estático rápido (vértices gravimétricos) se realizó con el software Trimble Business Center (TBC).

La corrección post-proceso del método estático se hizo tomando como modelo la metodología implementada por el INEGI, la cual requiere información satelital adicional correspondiente al periodo de tiempo de medición (efemérides precisas), e información de la RGNA (red geodésica nacional activa., INEGI) para así ajustar la precisión de la lectura original. Para el método estático rápido por el hecho de tener vectores cortos entre el receptor base y el móvil solo se adiciono la información satelital (efemérides precisas) durante el periodo de tiempo de la medición y el modelo geoidal GGM10 de INEGI para el cálculo de la altura ortométrica de cada estación.

Corrección método estático

La corrección del vértice medido se hace en el software TBC el cual utiliza la información del receptor base, las efemérides precisas y los datos de las estaciones de monitoreo continuo de la RGNA (archivos RINEX) para corregir la precisión por medio de algoritmos matemáticos de triangulación.

La precisión obtenida en el post-proceso de cada testigo fue de 10cm en la componente vertical y de 5cm en la componente horizontal lo cual cumplió con los requerimientos de precisión.

Corrección método estático rápido

Esta corrección se hace al igual que en el método estático anteriormente mencionado en el software TBC el cual utiliza algoritmos de triangulación por medio de la información generada en el los receptores base, móvil y la información satelital de posicionamiento en función del tiempo (efemérides precisas) correspondiente al periodo de tiempo de la medición. La precisión obtenida en el post-proceso fue de 10cm en la componente vertical y de 5cm en la componente horizontal lo cual cumplió con los requerimientos de precisión para el estudio gravimétrico en cada uno de los 554 vértices medidos.

4.2. Adquisición, corrección y procesado de datos gravimétricos

4.2.1. Adquisición de datos gravimétricos

El gravímetro es el instrumento que se usa para medir el efecto de la aceleración de la gravedad en un punto determinado, anteriormente se mencionó que en la exploración geofísica es necesario obtener las anomalías causadas por la variación de la gravedad por lo que este instrumento tiene una sensibilidad de hasta 0.01mGal con una precisión que oscila entre 0.03 y 0.06 mGal.

El principio del funcionamiento de un gravímetro es el mismo que el de una balanza, ya que la balanza utiliza el peso del objeto par ser medido. La parte fundamental de un gravímetro es el sistema elástico, el cual utiliza la deformación de un resorte causada por la atracción de la masa que se suspende de él, la atracción depende de los cambios en el campo de la gravedad de la tierra y la magnitud de la deformación del resorte sirve como medida de la variación de la aceleración de la gravedad (Figura 54).

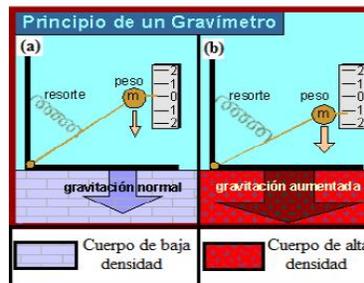


Figura 54. Principio de funcionamiento de gravímetro.

El gravímetro utilizado en la toma de datos fue un gravímetro marca Scintrex modelo CG5 (Figura 55), el cual tiene una precisión de medida de hasta 0.001 mGal.



Figura 55. Gravímetro Scintrex CG5.

La configuración del gravímetro se realiza en base a la posición geográfica con respecto a la latitud, y parámetros operacionales típicos de cualquier instrumento de medición (fecha, hora, operador).

La adquisición de los datos se dividió en 3 campañas mediante las cuales se generaron un total de 720 estaciones gravimétricas y un punto de gravedad absoluta en la estación “base local”, distribución de las líneas gravimétricas se planeó en base a la disponibilidad de caminos y brechas que facilitarían el acceso del vehículo doble tracción, para optimizar el tiempo disponible y los recursos económicos.

La distribución de las 720 estaciones gravimétricas medidas durante un minuto cada una consta de 13 líneas con un espaciamiento entre estación gravimétrica de 250 metros, cabe mencionar que el levantamiento GPS de posición se realizó simultáneo al levantamiento gravimétrico por lo que la metodología de trabajo fue eficiente en todos los aspectos considerados.

El levantamiento gravimétrico tomo como punto base la placa 870-D perteneciente a la estación gravimétrica de la red geodésica nacional pasiva RGNP de INEGI en cada una de las campañas gravimétricas, esta placa se encuentra ubicada en la calle arsénico s/n casi esquina con rio Santiago. El valor de gravedad absoluta de este punto sirvió como referencia para obtener el valor de gravedad absoluta en el punto “estación base local” ubicado en el estacionamiento de del hotel en donde se hizo la apertura y el cierre de cada día de trabajo para hacer la corrección por deriva que se aplicó a cada dato medido en la caldera.

La metodología de adquisición de los datos gravimétricos se realizó de la siguiente manera:

Primero se tomó la lectura de gravedad (g_1) y su tiempo (t_1) en una estación gravimétrica con valor absoluto conocido, para el estudio en la caldera se tomó la placa denominada 887D perteneciente a la RGNP de INEGI ubicada en calle Arsenico s/n colonia Morales Saucito (Figura 56).

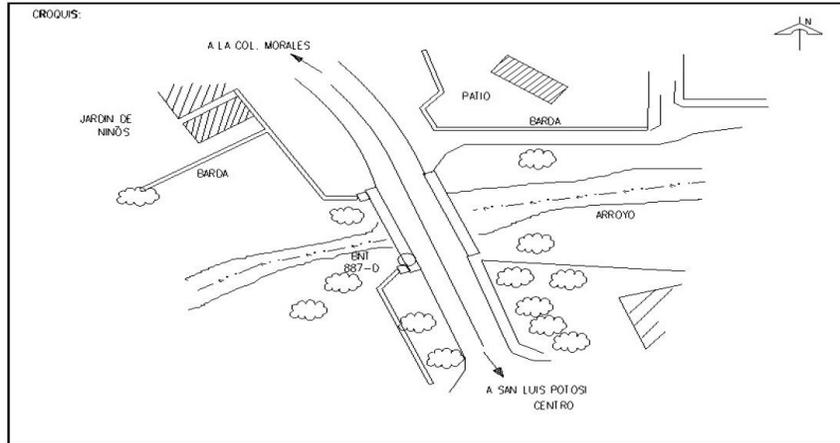


Figura 56 Plano de ubicación palca base RGNP No 887-D INEGI.

Posterior a la apertura en la estación base “EB” (base Morales), ya en la zona de estudio se estableció la estación base local “EBL” donde se midió la segunda lectura (g_2 , t_2)

En la tercera etapa de la metodología (campo) se procedió con la adquisición de los datos gravimétricos ya en la caldera, realizando la apertura (g_1 , t_1) y cierre (g_2 , t_2) en la “EBL”, este procedimiento se realizó para cada uno de los días trabajados temprano por la mañana y al final del día.

Por último, al término del trabajo en campo antes de realizar el viaje de regreso, se midió la “EBL” (Hotel) y al concluir el viaje la “EB” (Morales) para conocer el coeficiente de deriva entre las bases y este coeficiente fue aplicado en las correcciones de cada estación medida en campo.

4.2.2. Corrección de datos gravimétricos

Es posible calcular la aceleración de la gravedad en cualquier punto de la superficie terrestre siempre y cuando la superficie terrestre fuera la de un elipsoide perfectamente uniforme tomando como referencia el nivel del mar, desafortunadamente la mayoría de las lecturas gravimétricas se realizan por encima y la forma de la tierra no es como la de un elipsoide en su totalidad, por lo que es necesario corregir los datos gravimétricos recopilados y reducir los valores a los que tendrían en el geoide (altura optométrica). Para poder realizar las correcciones es necesario contar con parámetros tales como el índice de deriva, tiempo de medición, y el valor absoluto de la gravedad en la “base” utilizando medidas relativas de gravedad.

La corrección de los datos adquiridos que dieron como resultado preliminar la anomalía de Bouguer simple se realizó de manera convencional en el uso de Microsoft Excel en donde se calculó cada corrección gravimétrica (Deriva, Latitud,

Aire libre, Bouguer simple) a excepción de la corrección por mareas terrestres que el gravímetro hace automáticamente y la corrección por terreno que se hizo con el software Oasis Montaj.

El procesado de los datos gravimétricos corregidos se realizó con el software Oasis Montaj el cual en base a los procesos matemáticos descritos a continuación permite visualizar las anomalías que sirven para realizar el análisis cualitativo y cuantitativo de la exploración gravimétrica.

4.2.1.1. Corrección por deriva

Debido a la variación causada por las mareas terrestres, la medición gravimétrica en un punto no siempre será la misma por lo que es necesario asignar un valor de gravedad durante un cierto periodo de tiempo (estación base local) tomando en cuenta la desviación lineal o coeficiente de deriva (C_d) (Telford et al., 1990)

$$C_d = \frac{g_{bf} - g_{bi}}{t_{bf} - t_{bi}}$$

Ecuación 8. Coeficiente de deriva

Dónde:

C_d = Coeficiente de deriva

g_{bf} = Gravedad Observada Base Final

g_{bi} = Observada Base Inicial

t_{bf} = Tiempo Base Final

t_{bi} = Tiempo Base Inicial

La corrección por deriva (C_d) se obtiene al adicionar o sustraer el valor del coeficiente de deriva a la lectura tomada en el punto de interés para ajustar linealmente el dato observado.

$$CD = g_e \pm C_d(t_{ge} - t_{bi})$$

Ecuación 9. Corrección por deriva

Dónde:

C_d = Corrección por deriva (mGal)

g_e = Gravedad Observada en estación n

t_{ge} = Tiempo lectura en estación n

t_{bi} = Tiempo inicial en la base

C_d = Coeficiente de deriva.

4.2.1.2. Corrección por latitud

Debido al achatamiento en los polos de la tierra, a la diferencia de distancias del centro de la misma hacia el ecuador, y a la fuerza centrífuga a causa del movimiento de rotación, la gravedad es menor en el ecuador y varía con valores de entre 9.78 y 9.83 m/s², debido a esta variación en función de la latitud es necesario hacer la siguiente corrección:

$$g_0(GRS80) = 978032.67714 \left[\frac{1 + 0.00193185138639 \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 + 0.00669437999013 \sin^2 \varphi}} \right] mGal$$

Ecuación 10 Corrección por latitud GRS 80

Dónde:

$g_0(GRS84)$ = Gravedad a la latitud ϑ y al nivel del mar

φ = Latitud

4.2.1.3. Corrección por altura

Esta corrección es el producto del valor de la altura geode expresado en metros correspondiente a la estación gravimétrica por el valor del gradiente gravitatorio.

$$C_{AL} = 0.3086 h$$

Ecuación 11. Corrección por altura

Donde C_{AL} es la corrección por altura, 0.3086 es el gradiente gravitatorio expresado en mGal y h (m) es la elevación de la estación gravimétrica sobre el nivel del mar. Con lo anterior obtenemos que la gravedad disminuye 0.3086 mGal por cada metro sobre el nivel del mar, y que para elevaciones por encima del geode toda anomalía será positiva y para elevaciones menores negativa

4.2.1.4. Corrección de Bouguer

La corrección por altura y el cálculo de la gravedad teórica no toman en cuenta la existencia de masas que pudieran existir entre el punto de medición y el elipsoide. La corrección de Bouguer considera estas masas adicionales y las aproxima a una placa infinita de densidad ρ_c y altura h situada entre la estación gravimétrica y el nivel del mar.

$$C_b = 2\pi G \rho_c h = -0.0419 \rho_c h$$

Ecuación 12. Corrección de Bouguer

C_b : Corrección de Bouguer

G : Constante Gravitacional $6.673 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg}/\text{s}^2$;

ρ_c : Densidad promedio de la corteza terrestre $2.67 \text{ kg}/\text{m}^3$;

h : Altura de la estación en metros relativo al elipsoide.

4.2.1.5. Corrección por terreno

Esta corrección toma en cuenta el contraste topográfico en el punto de medición, y hace más realista el ajuste en la interpretación de la anomalía de Bouguer completa, el cálculo del valor de la corrección por terreno (C_{tr}) para cada estación gravimétrica (punto medido) se realiza por medio de programas de cómputo especializado que utilizan principalmente el método de Hammer donde únicamente es necesario contar con la información de posición de la estación y un modelo digital de elevación y el software realiza el proceso matemático

$$T = 0.4191 \frac{\rho}{n} \left(r_2 - r_1 + \sqrt{(r_1)^2 + z^2} - \sqrt{(r_2)^2 + z^2} \right)$$

Ecuación 13. Corrección por terreno

Donde

T : Corrección por terreno.

ρ : Densidad de la corrección de Bouguer completa.

n : Numero de sectores.

r_1 : Radio interno de la zona.

r_2 : Radio externo.

z : Módulo de elevación.

4.2.3. Procesado de datos gravimétricos

Anomalías de gravedad

Las dos anomalías gravimétricas (Δg) son resultado de la diferencia del valor teórico de la gravedad en el elipsoide de referencia gravedad teórica (g_t) y del valor de la gravedad medido sobre el geoide gravedad observada (g_{obs}), se catalogan de dos maneras, de alta densidad y de baja densidad las principales anomalías gravimétricas son la de aire libre y de Bouguer las cuales se describirán más adelante (Figura 57).

$$\Delta g = g_t - g_{obs}$$

Ecuación 14. Anomalías de gravedad

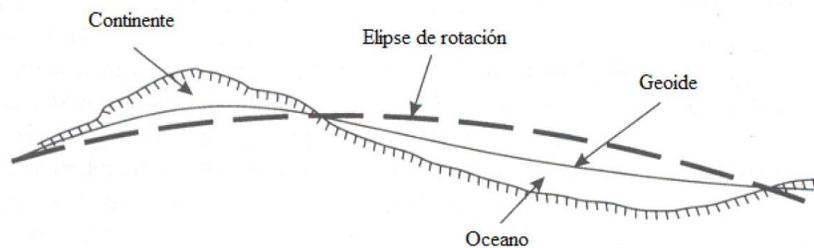


Figura 57. Representación del vector de gravedad observado, corregido al geoide g y el correspondiente y valor teórico sobre el elipsoide, (Telford et al., 1990).

4.2.1.6. Anomalía de aire libre

Corresponde a la diferencia entre el valor de gravedad observado (corregido por deriva) y el valor de gravedad teórica más la corrección de aire libre. Expresado de la siguiente manera:

$$\Delta g_{AL} = g_{obs} - g_t + C_{AL}$$

Ecuación 15. Anomalía de aire libre.

Dónde:

Δg_{AL} : Anomalía de aire libre

g_{obs} : Gravedad observada

g_t : Gravedad teórica

C_{AL} : Corrección de aire libre

4.2.1.7. Anomalía parcial de Bouguer

Esta anomalía se calcula a partir del dato obtenido de la corrección de Bouguer, y de la anomalía de aire libre, se utiliza para denotar o contrastar los distintos tipos de densidades. La anomalía simple de Bouguer se calcula con la siguiente expresión matemática:

$$\Delta B_s = g_{obs} - g_t + C_{AL} - C_b$$

Ecuación 16. Anomalía parcial de Bouguer.

Dónde:

ΔB_s Anomalía de Bouguer Simple

g_{obs} Gravedad observada

g_t Gravedad teórica en el ecuador

C_{AL} Corrección de aire libre

C_b Corrección de Bouguer

4.2.1.8. Anomalía de Bouguer Completa

Esta anomalía en si refleja “masas anómalas” (exceso o déficit de masa) con respecto al valor de densidad de referencia, por ejemplo 2.67 g/cm³, que es el valor promedio del a corteza, el cual se utiliza en la mayoría de las prospecciones geológicas-gravimétricas.

La obtención de la anomalía de Bouguer completa (ΔB_c) se expresa de la siguiente manera:

$$\Delta B_c = \Delta B_s + C_{tr}$$

Ecuación 17. Anomalía de Bouguer Completa.

Dónde:

ΔB_c Anomalía de Bouguer Completa

ΔB_s Anomalía de Bouguer Simple

C_{tr} Corrección por terreno

4.2.1.9. Anomalía residual de Bouguer

Esta anomalía se utiliza para contrastar el exceso o déficit de masa superficial, ya que separa la influencia gravimétrica regional de la anomalía de Bouguer completa para acentuar el exceso o déficit de densidad que genera dicha anomalía, el procedimiento matemático que rige la separación de la componente regional y la residual se describe en la siguiente ecuación según Griffin, 1949 donde se calcula el valor promedio de los valores de campo sobre un círculo de radio dado:

$$\overline{g(r)} = \left(\frac{1}{2\pi}\right) \int_0^{2\pi} g(r, \theta) d\theta$$

Ecuación 18. Separación de la componente regional y la residual según Griffin.

Donde valor de la integral es remplazado por la suma de los valores discretos de gravedad:

$$\overline{g(r)} = \frac{g(r, \theta) + g(r, \theta_1) + \dots + g(r, \theta_{n-1})}{n}$$

Y el valor de la anomalía residual (g_r) es la diferencia de la anomalía de Bouguer observado en el centro del círculo menos la componente regional

$$g_r = g_B - \overline{g(r)}$$

Ecuación 19. Anomalía residual de Bouguer.

4.3. Adquisición y procesamiento de datos aeromagnéticos

La medición del campo magnético terrestre inicialmente se hizo con el uso de brújulas en donde únicamente se ubicaba la dirección de los polos magnéticos, posteriormente se utilizó un instrumento llamado variómetro de Schmidt el cual consistía en barras magnéticas de tipo aguja suspendidas de manera inclinada, en el instrumento la aguja reacciona al campo magnético de la tierra en todas sus componentes lo cual permitía la caracterización de la anomalía en sí, actualmente las mediciones de la intensidad del campo magnético se llevan a cabo por medio del uso de magnetómetros.

Los magnetómetros de protones son llamados así por que utilizan la precesión del núcleo de los átomos de hidrogeno de algún hidrocarburo a agua para medir la intensidad del campo magnético. Los protones se comportan como pequeños dipolos magnéticos que son alineados mediante un campo magnético uniforme generado por una corriente eléctrica en una bobina. Cuando se suspende el flujo de energía los protones quedan alineados con respecto al campo magnético de la tierra. La alineación temporal de los protones genera una señal polarizada la cual es proporcional al campo magnético total e independiente de la dirección de la bobina. Actualmente existen magnetómetros cuya precisión de lectura es de 0.001 nT lo cual sirve para detectar anomalías con suma precisión (Figura 58).



Figura 58. Avioneta Islander y magnetómetro Geometrics G-822A.

La información aeromagnética fue adquirida por el departamento de geofísica del Servicio Geológico Mexicano (SGM) en el año 2004, se utilizó una avioneta ISLANDER BN2-A21 un magnetómetro Geometrics G-822A instalado en el fuselaje del aeroplano un sistema de posicionamiento GPS Ashtech GG24 GPS+GLONAS, un radar altímetro Sperry RT-220 y un magnetómetro Gem System GSM-19 Overhauser utilizado como estación base, el rumbo de las líneas levantadas fue Norte- Sur y se levantaron con un vuelo de contorno a una altura constante sobre el terreno a 300 metros de altura. La información correspondiente al presente trabajo corresponde a las cartas magnéticas de campo magnético total Teziutlán, E14-B15 y Xonacatlán, E14-B25.

4.3.1 Corrección y procesado de datos aeromagnéticos

Las correcciones magnéticas necesarias para obtener el campo magnético total en este caso de estudio no fueron realizadas, ya que la información se compró al Servicio Geológico Mexicano. El procesamiento de los datos comprados correspondientes al campo magnético total se realizó en el software Oasis Montaj que en base al método matemático explicado a continuación dio como resultado los mapas utilizados en el análisis cualitativo y cuantitativo de las anomalías en la caldera.

4.3.1.1. Corrección diurna (deriva)

El campo geomagnético varía en función al tiempo en un punto determinado al igual que el gravimétrico, esta variación se le conoce como variación secular (variación de intensidad y dirección del campo magnético) a causa de la actividad solar (oscila entre 10nT y 100nT), por lo que es necesario medir por lo menos cada dos horas el campo geomagnético en un punto (base) para posteriormente hacer la corrección por deriva a cada estación geomagnética (Telford et al., 1990). Según los metadatos de la información comprada al SGM se utilizó un magnetómetro en monitoreo continuo en el punto base.

Al igual que en el método gravimétrico el cálculo del coeficiente de deriva se calcula con la fórmula:

$$C_d = \left(\frac{CMT_i - CMT_f}{t_i - t_f} \right)$$

Ecuación 20. Corrección diurna.

Dónde:

C_d Coeficiente de deriva (nT/min)

CMT_i Campo magnético total inicial en punto base (nT)

CMT_f Campo magnético total final en punto base (nT)

t_i Tiempo inicial en punto base (min)

t_f Tiempo final en punto base (min)

El coeficiente de deriva (variación diurna) será restado o sumado a cada lectura magnética para obtener el campo magnético total corregido por deriva (CMTc) el cual se utilizará en los procesos posteriores.

4.3.1.2. Corrección geomagnética (CMR)

Esta corrección se realiza con el fin de obtener el campo magnético residual (CMR) el cual muestra la respuesta magnética directa de los cuerpos que generan la anomalía quitando la influencia del núcleo interior terrestre y del manto. Para hacer la corrección es necesario consultar el valor promedio del campo magnético total del IGRF del punto estudiado y restarlo a la medición observada corregida por el coeficiente de la variación diurna de modo que el valor de IGRF del año 2004 para la zona de 41881.5 nT, sustituyendo en la ecuación para cada dato medido tenemos que:

$$CMR = CMT_t - CMT_c$$

Ecuación 21. Corrección geomagnética.

Dónde:

CMR Campo magnético Residual

CMT_t Campo magnético Total teórico (IGRF)

CMT_c Campo magnético total (corregido por deriva)

4.3.1.3.Reducción al polo

Este proceso permite recalcular la posición de la anomalía magnética ya que no siempre el campo magnético y el vector de magnetización se encuentran en sentido vertical, por lo que traslada dicha anomalía a una observación simulada en el polo magnético el cual correlaciona la posición de la anomalía a la posición del cuerpo que la genera. Para los datos adquiridos de la caldera de los humeros los parámetros necesarios para realizar la corrección según la fecha de adquisición correspondientes al IGRF del año 2004 son: Declinación=5°29' e Inclinación=47°88' con estos parámetros la fórmula utilizada para realizar la corrección de la reducción al polo se expresa como:

$$Rp = \frac{-\cos^2(D - \theta)}{[\sin(I_a + I_r)(\cos(D - \theta))]^2}$$

Ecuación 22. Reducción al polo.

Dónde:

D Declinación magnética

I_a Inclinación por corrección de amplitud

I_r Inclinación magnética real

θ Latitud

5 Resultados

5.1. Análisis Gravimétrico

Con la finalidad de correlacionar las anomalías gravimétricas con la evidencia geológica-estructural en la caldera de Los Humeros, se realizaron una serie de procesos mediante los cuales fue posible definir zonas anómalas que en la parte descriptiva se detallan cualitativa y cuantitativamente, haciendo énfasis a la estructura conocida de la caldera.

En la Figura 59 se muestra la distribución de las estaciones gravimétricas según el número de línea correspondiente a la campaña de adquisición de datos.

Los resultados del análisis gravimétrico se muestran de acuerdo a la metodología de corrección y al juste de los datos, con la generación de mapas que muestran cada una de las anomalías y su distribución en la zona de estudio. Cabe mencionar que el procesado de los datos y los mapas antes mencionados se realizaron mediante el uso del software Oasis Montaj el cual permite la pronta obtención de los cálculos tan complejos antes mencionados.

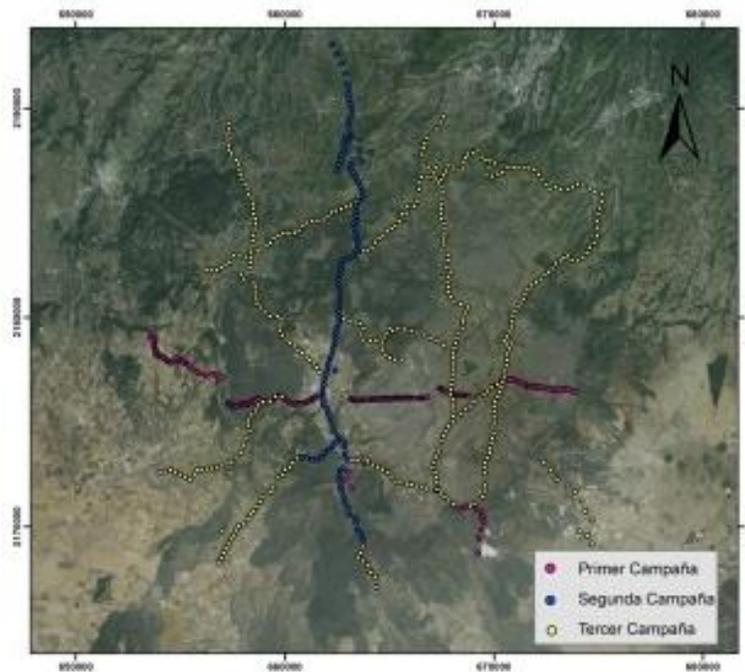


Figura 59. Campañas de adquisición de datos gravimétricos.

5.1.1. Anomalía de Bouguer Simple

A las lecturas gravimétricas obtenidas en campo se les aplicaron las correcciones necesarias para generar el mapa de anomalía de Bouguer simple que muestra una interpolación con valores que van de los -166.38 mGal a los -113 mGal.

Es importante resaltar la distribución de las lecturas ya que en la parte central del mapa se aprecia una tendencia radial con valores de -156 mGal rodeada por valores mayores en la parte norte de hasta 120 mGal y por la parte sur de hasta 148 mGal, este comportamiento hace resaltar lo evidente al estar estudiando una depresión topográfica (cráter) causada por un colapso calderico (Figura 60).

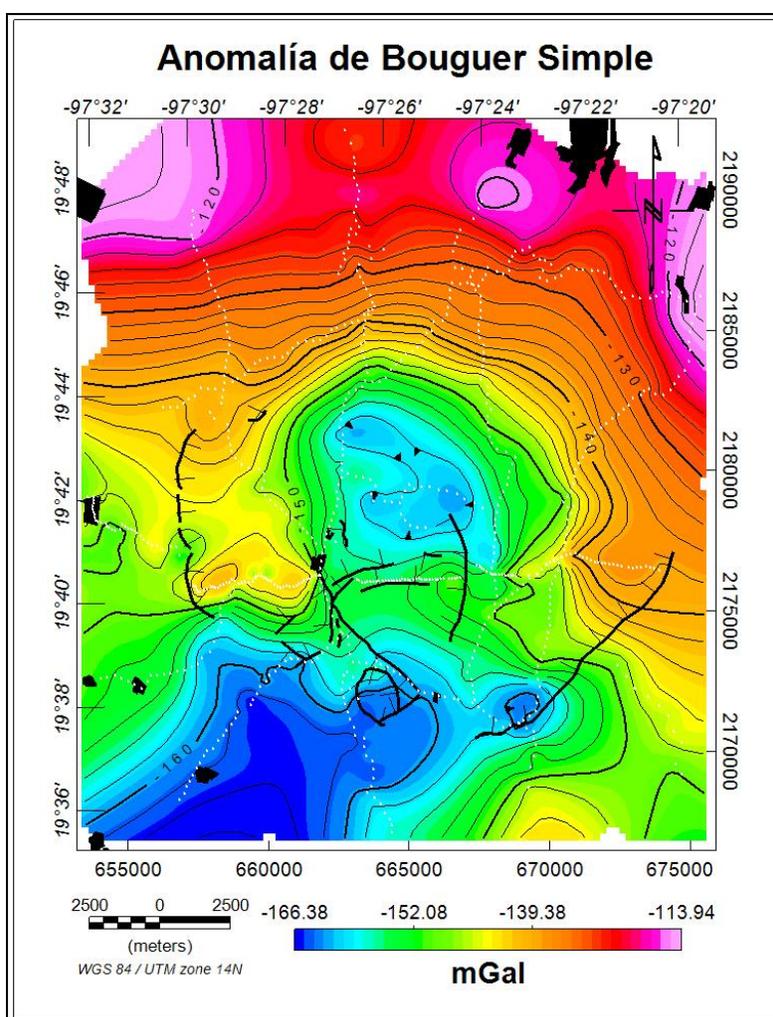


Figura 60. Anomalía de Bouguer simple Caldera de Los Humeros.

5.1.2. Anomalía de Bouguer Completa

Correspondiente a la metodología de corrección de datos, al trabajar con la corrección por terreno se obtiene la anomalía de Bouguer completa en donde se aprecia un resultado similar que continúa acentuando la tendencia radial de la anomalía en cuestión.

En el mapa se aprecian valores que oscilan entre -165 mGal y -110 mGal nuevamente en una configuración radial hacia el centro del mapa y con valores en la parte norte de hasta -120 mGal y en la parte sur de hasta -160 mGal (Figura 61). Es importante mencionar que después de realizar este proceso en ocasiones se cambia la forma de la anomalía, pero debido a la intensidad tan grande que genera el déficit de densidad el comportamiento se mantiene.

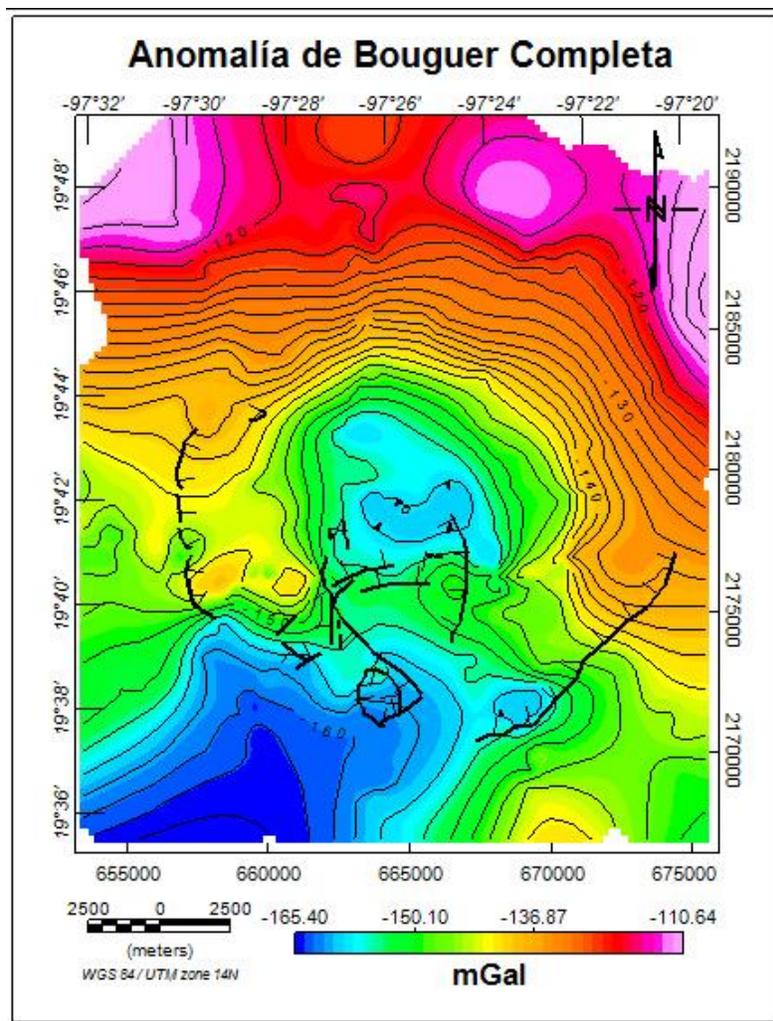


Figura 61. Anomalía de Bouguer completa de Caldera de Los Humeros.

5.1.3. Anomalía Residual de Bouguer

Para correlacionar en medida de lo posible la distribución litológica-estructural de la caldera de Los Humeros se llevó a cabo otro proceso que dio como resultado la anomalía residual de Bouguer, la cual permite analizar los datos de modo superficial (Figura 62).

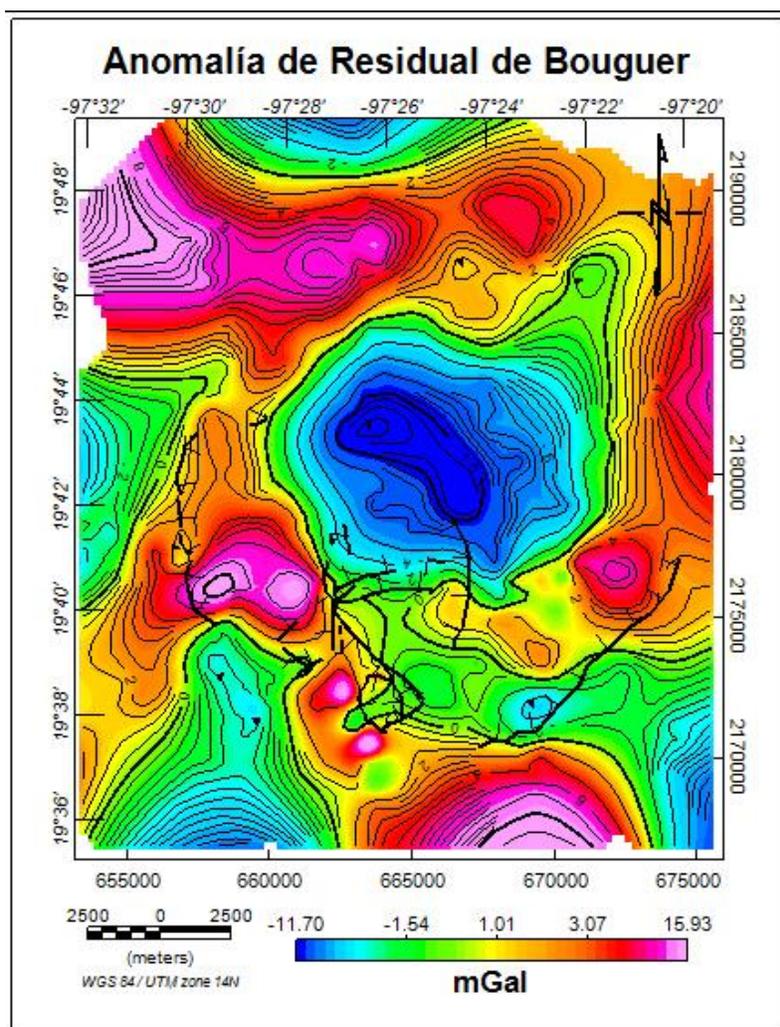


Figura 62. Anomalía residual de Bouguer de Caldera de Los Humeros.

El resultado muestra un mapa con una configuración radial bien definida en la zona central con valores de hasta -11 mGal rodeada por valores superiores que oscilan entre -1.7 hasta los 15 mGal. Al realizar el análisis cuantitativo de los datos y aunado con la información geológica se definieron dominios gravimétricos según el comportamiento de las anomalías resultantes, esto con el fin de correlacionar la respuesta gravimétrica con la litología del lugar (Figura 63).

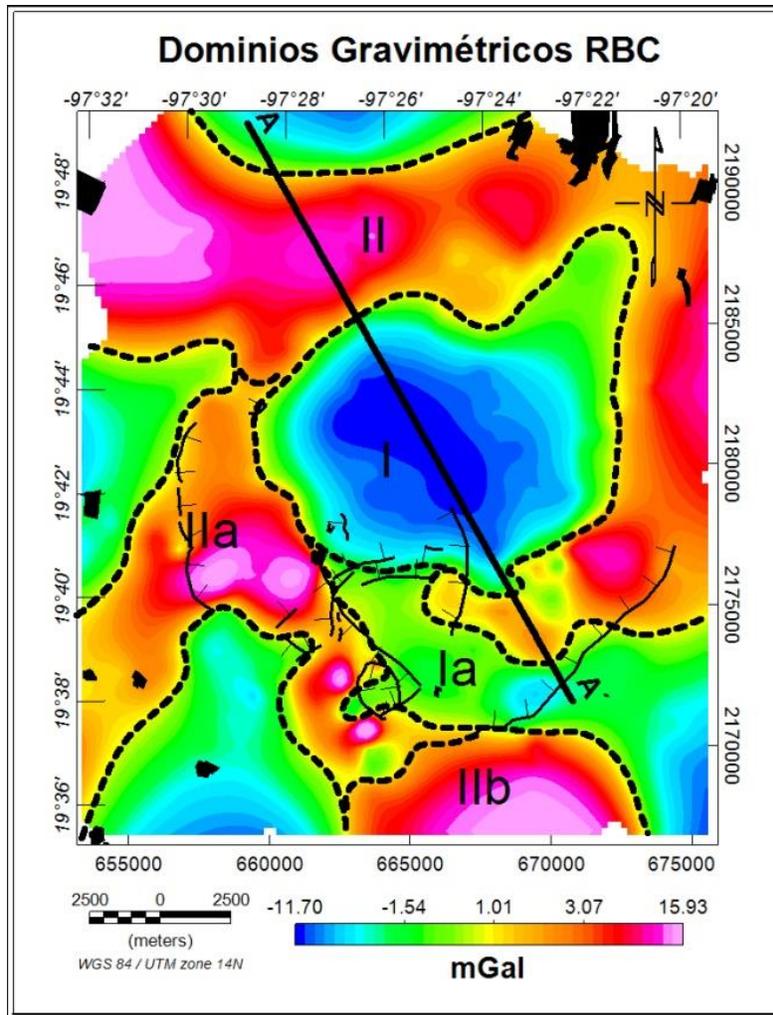


Figura 63. Dominios Gravimétricos en anomalía residual de Bouguer.

En la Figura 64 se muestra la sección A-A' que cruza de lado a lado la anomalía central con un rumbo preferencial NW-SE la cual sirvió como punto de partida para definir los dominios antes mencionados.

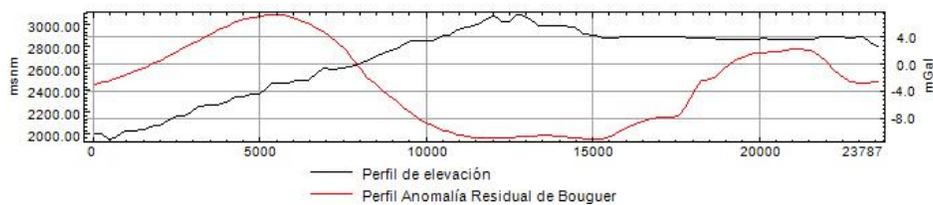


Figura 64. Perfil topográfico y respuesta de anomalía residual de Bouguer.

La correlación de los dominios interpretados con la geología del lugar en ciertos casos no es tan clara como en el caso de la anomalía central "I" y de la anomalía "IIb" en donde en ambos casos se enmascara el déficit de densidad por derrames de lavas de composición traquiandesítica en la parte norte de la anomalía "I" conocidas como Traquiandesitas San Antonio y en la parte sur correspondiente a la anomalía "IIb" como Traquiandesitas Victoria y El Pájaro (Figura 65).

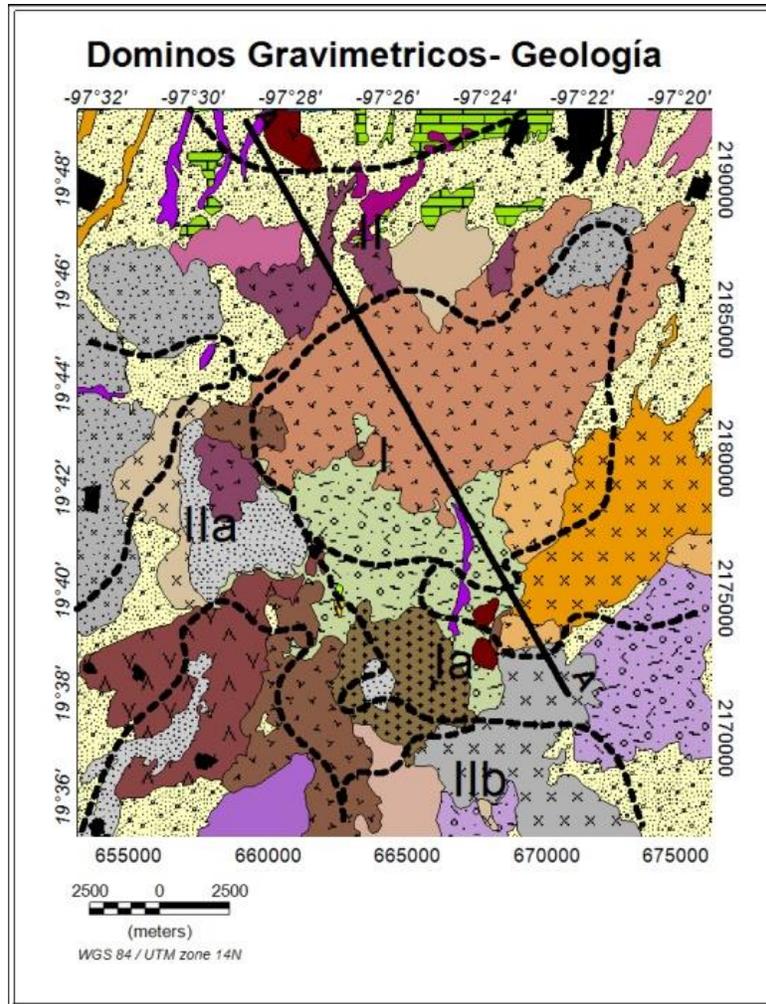


Figura 65. Correlación litológica superficial con dominios gravimétricos.

5.1.4. Señal Analítica

Complementando el análisis previo y siguiendo con el análisis geofísico tradicional se realizó el proceso correspondiente para generar el mapa de señal analítica el cual dio como resultado una configuración interpolada un tanto errática que a primera vista no dice mucho pero que al ser usada como base para marcar lineamientos (Figuras 66 y 67) con respecto al cambio en el gradiente (de 0.004mGal/m a 0.12 mGal/m) observado en la sección A-A´(Figura 66) vuelve a ser evidente un comportamiento abrupto que ya en un análisis direccional indica una tendencia radial con un esfuerzo preferencial N-S y NW-SE que se correlacionan con fallas locales superficiales y regionales que definen la estructura de la caldera.

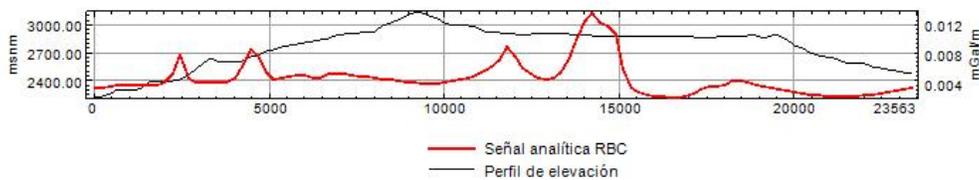


Figura 66. Perfil topográfico y respuesta de señal analítica de anomalía residual de Bouguer.

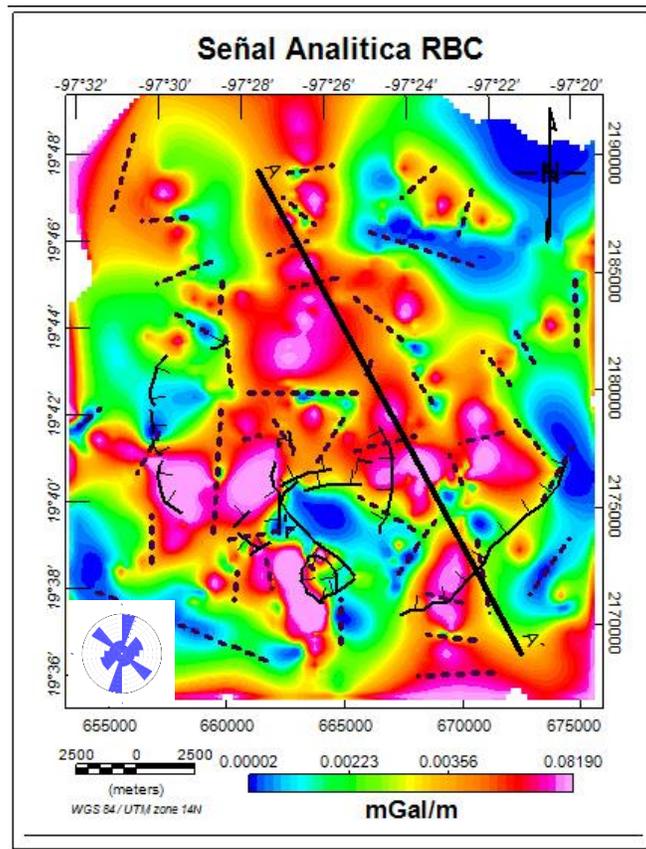


Figura 67. Señal analítica de anomalía residual de Bouguer.

5.1.5. 1era Derivada

1era Derivada Vertical (Z)

Realizada por medio del uso de Software Oasis Montaj la primera derivada Vertical (Z) muestra el comportamiento espacial en la componente Vertical (límites de anomalías), de modo que se obtuvieron nuevamente lineamientos que en cierto modo se correlacionan con el rumbo preferencial de ciertas fallas regionales en la zona (Figura 68), pero no con el comportamiento litológico (como se mencionó anteriormente en la parte de dominios de la anomalía residual de Bouguer).

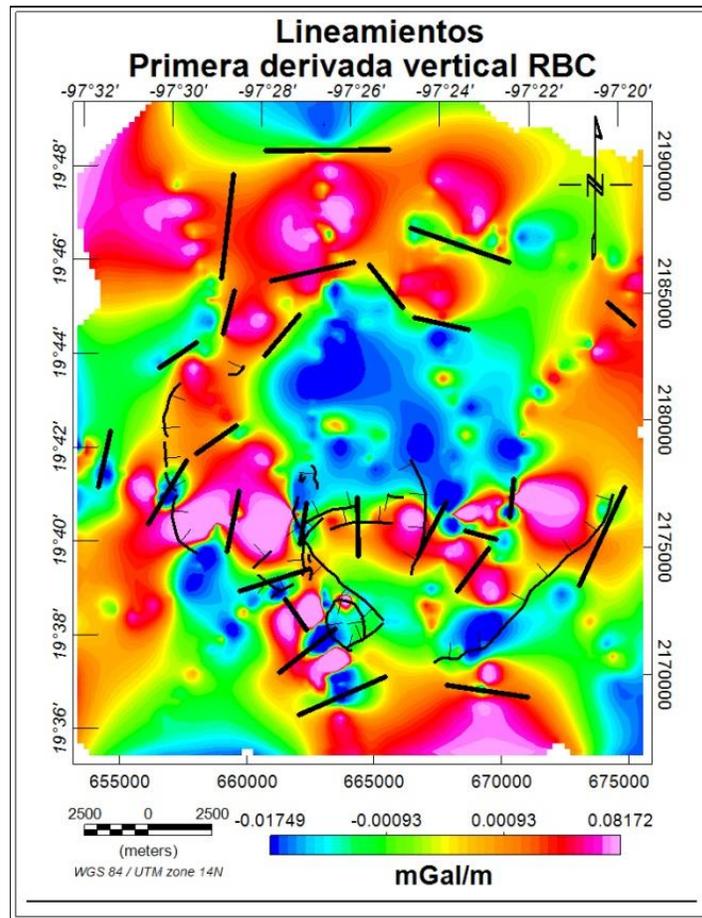


Figura 68. Lineamientos gravimétricos en primera derivada en Z.

Es interesante ver que el arreglo de los lineamientos muestra una dirección preferencial E-W y N-S lo cual indica una situación estructural caótica haciendo aún más evidente la existencia de una zona sumamente compleja por el lado estructural a causa del colapso calderico y una actividad tectónica aun en evolución.

1era Derivada Horizontal (X)

Este proceso es utilizado comúnmente para denotar lineamientos profundos que pudieran correlacionarse con la evidencia estructural en la zona (fallas), en el caso de la caldera en si se obtuvieron buenas correlaciones en lo que respeta a posición y a dirección pero en magnitud como se muestra en la parte interior de la caldera de Los Potreros, por otro lado no se obtuvieron resultados esperados como lo marcan las fallas que delinean el contorno actual de la caldera los humeros en la parte SW de la Figura 69.

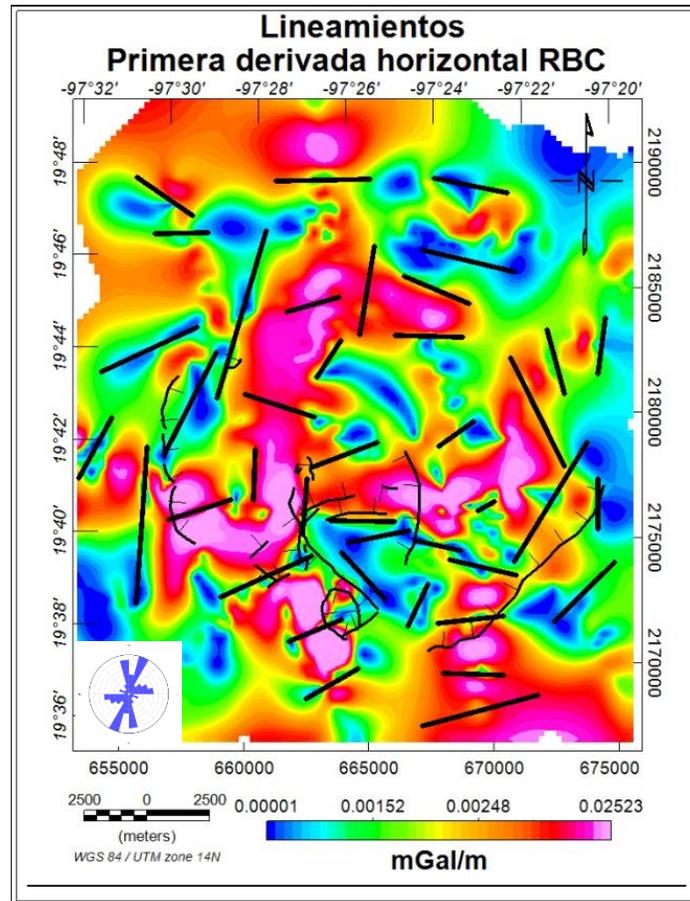


Figura 69. Lineamientos en primera derivada (X).

La tendencia de los lineamientos en el análisis con la roseta muestra un rumbo preferencial NE-SW con una leve tendencia E-W lo cual nos indica que el origen de los eventos recientes de actividad extrusiva se originaron alrededor de los bordes de la caldera.

5.1.6. Análisis espectral de potencia

Para llevar a cabo este análisis se utilizó la interpolación de los valores resultantes de la anomalía residual de Bouguer alimentando el software con parámetros definidos para estimar la profundidad del basamento pre volcánico de la caldera (Figura 70).

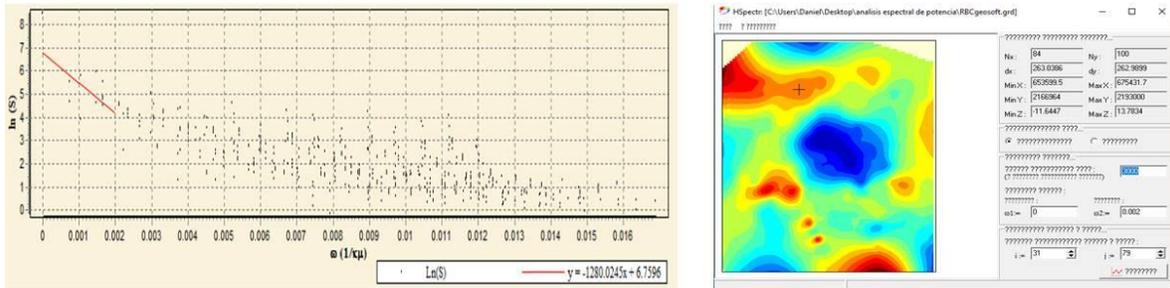


Figura 70. Grafica de dispersión de datos gravimétricos (RB) para acotar análisis espectral de potencia

El resultado del proceso es coherente con profundidades de basamento descritas en secciones geológicas hechas con registros litológicos de los pozos perforados en el campo geotérmico lo cual da un valor agregado para definir zonas no exploradas (Figura 71).

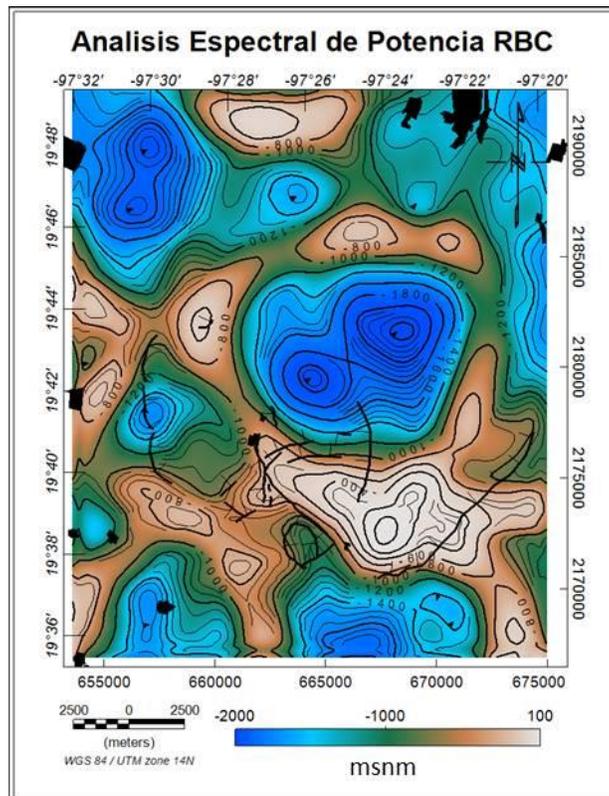


Figura 71. Análisis espectral de potencia de anomalía residual de Bouguer.

5.2. Análisis Aeromagnético

5.2.1. Campo Magnético Total

Por disposición del Servicio Geológico Mexicano no fue posible comprar la información aeromagnética correspondiente al campo magnético total por lo que se realizó un proceso inverso con los datos comprados a la dependencia antes mencionada de la carta “E14-B15 Teziutlán” y “E14-B25 Xonacatlán” que, aunque en su versión impresa contienen valores de campo magnético total en realidad la información comprada corresponde a valores de campo magnético residual.

El proceso inverso se realizó por medio del software Oasis Montaj en donde por medio de una serie de procesos y de una herramienta auxiliar que proporciona el valor del IGRF fue posible adicionar el valor teórico correspondiente para cada punto de acuerdo a la fecha en la que dicha información fue adquirida.

En la Figura 72 se muestran el mapa resultante de la interpolación del cálculo antes mencionado en donde se observa un rango de valores que va desde los 41200 nT a los 42971 nT.

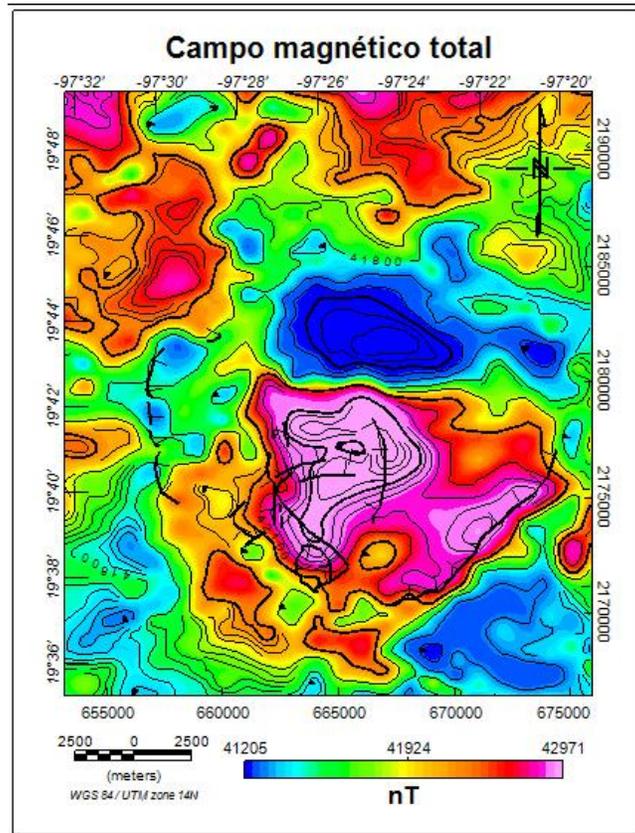


Figura 72. Campo magnético total.

5.2.2. Campo Magnético Residual

Un proceso que si bien se pudo omitir debido a que la información se compró ya con esta corrección es el de la substracción del IGRF para obtener el campo magnético residual, pero siendo con la metodología de corrección y ajuste de datos magnéticos se muestra el mapa resultante en donde se aprecia claramente una anomia dipolar tradicional con el alto magnético de hasta 984nT en su extremo sur y de -800 nT en el extremo norte (Figura 73).

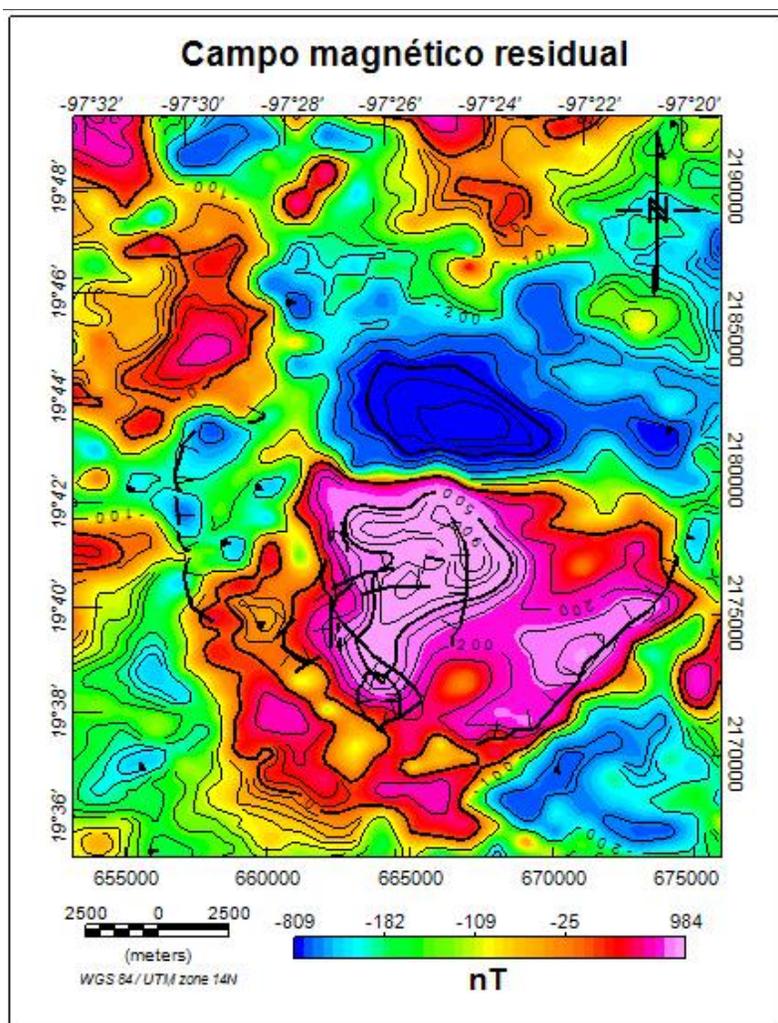


Figura 73. Campo magnético residual.

5.2.3. Reducción al Polo

Este proceso realizado nuevamente con el software Oasis Monaj toma la posición de los valores del campo magnético residual medidos que tienen un arreglo conforme a las líneas de flujo de campo magnético y los coloca geográficamente sobre la fuente que da origen a la anomalía en sí, dicho de otro modo, recalcula la posición en donde la declinación es de 0° y la inclinación de 90° (como en el polo norte magnético) (Figura 74).

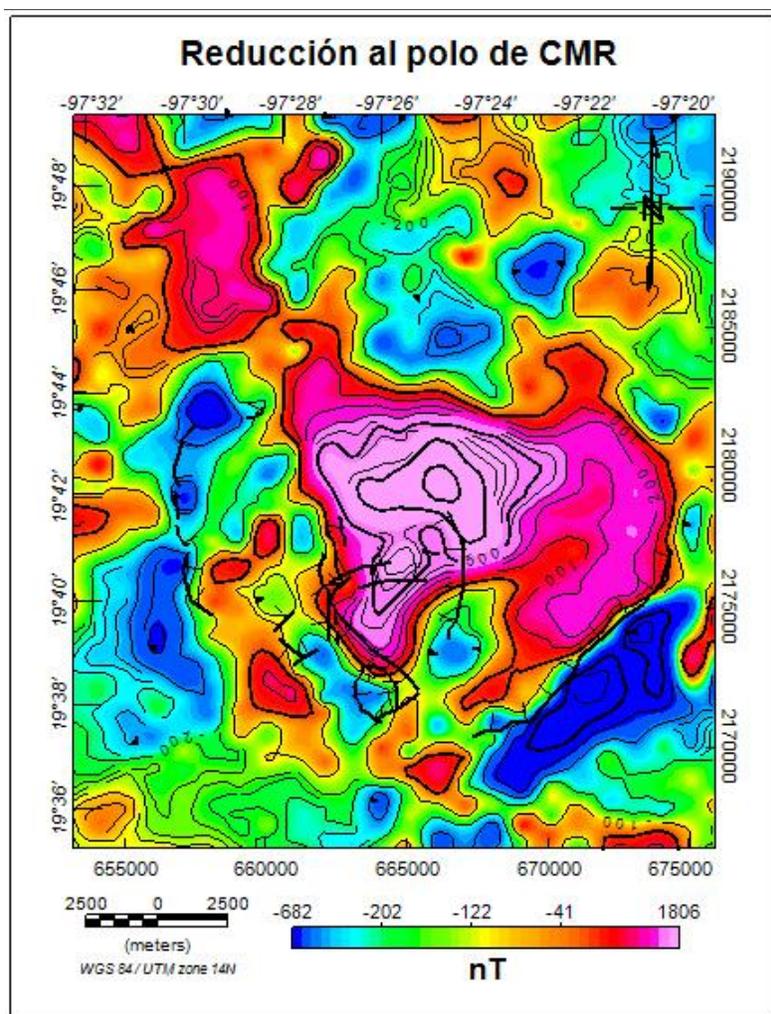


Figura 74. Campo magnético residual reducido al polo.

El comportamiento de la anomalía principal se ubica preferentemente al centro de la caldera y al ser tan intensa pudiera interpretarse una correlación casi perfecta con los límites estructurales de la caldera, pero de eso se hablará más adelante. Una vez realizada la corrección de reducción al polo, fue posible realizar el primer análisis cualitativo de la información, el cual consistió en definir los límites de la anomalía central por medio de un perfil A-A' (Figura 75) en donde el contraste del gradiente permitió marcar los dominios aeromagnéticos que pudieran correlacionarse con la litología de la caldera (Figura 76).

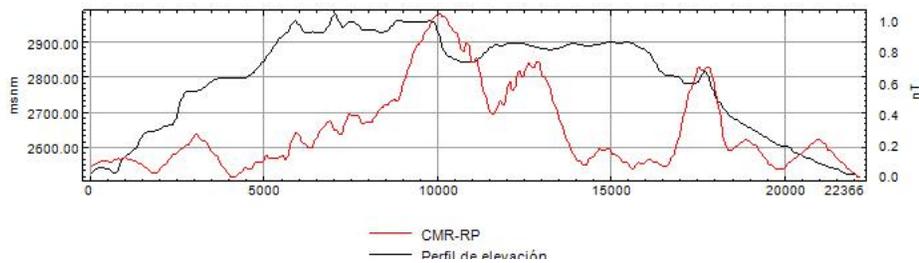


Figura 75. Perfil topográfico con señal de reducción al polo.

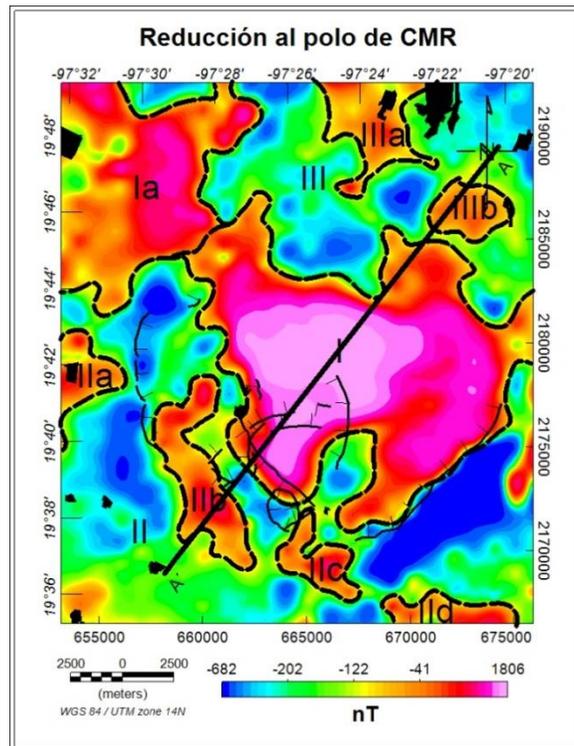


Figura 76. Dominios aeromagnéticos en reducción al polo.

A primera vista la correlación aeromagnética con la litología superficial no tiene similitud en el dominio "I", sin embargo, hay que hacer énfasis en que la zona central de la caldera se encuentra cubierta por material extrusivo (Toba Cuicuiltic) que pudiera enmascarar material de composición traquiandesítica-andesítica que aflora en partes más distales, sin embargo, el límite SE del mismo dominio coincide perfectamente con una falla que delimita el parte aguas del colapso de la caldera (Figura 77).

Los dominios secundarios que rodean a la anomalía principal al centro de la caldera (dominio "I") pudieran indicar posibles fuentes de actividad volcánica más reciente a excepción del sub-dominio "IIa" que coincide con el afloramiento del basamento pre volcánico (Cz).

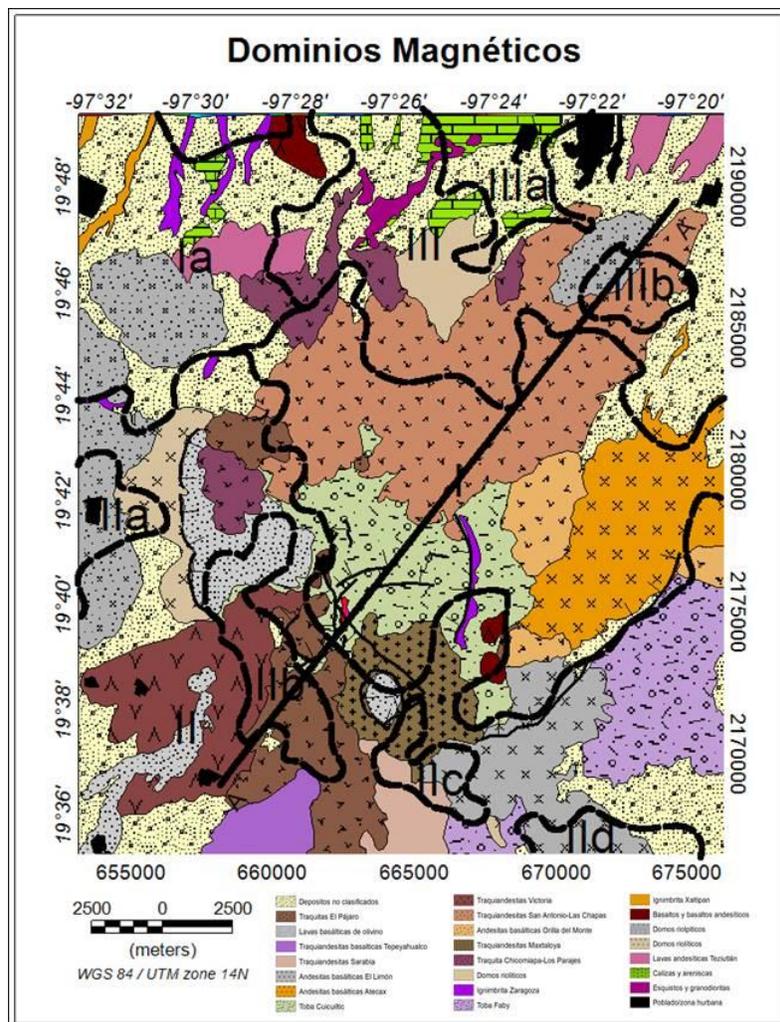


Figura 77. Correlación litológica superficial con dominios aeromagnéticos.

5.2.4. Señal Analítica

Utilizado comúnmente para encontrar la posición de las fuentes causales de anomalías, la respuesta al proceso de señal analítica en la zona de la caldera de Los Humeros muestra una interesante distribución de lineamientos que si bien no coinciden con la evidencia estructural en superficie (fallas) utilizando el perfil correspondiente a la sección en la Figura 78, de la señal analítica se observa claramente que existen múltiples fuentes de anomalías en el lugar, que varían de entre 0.114 nT/m a los 2.267nT/m.



Figura 78 Perfil topográfico y respuesta de señal analítica, diagrama direccional de esfuerzos.

El diagrama direccional muestra un mayor número de lineamientos NE-SW, que pudieran sugerir un esfuerzo transformante en dirección perpendicular (Figura 79).

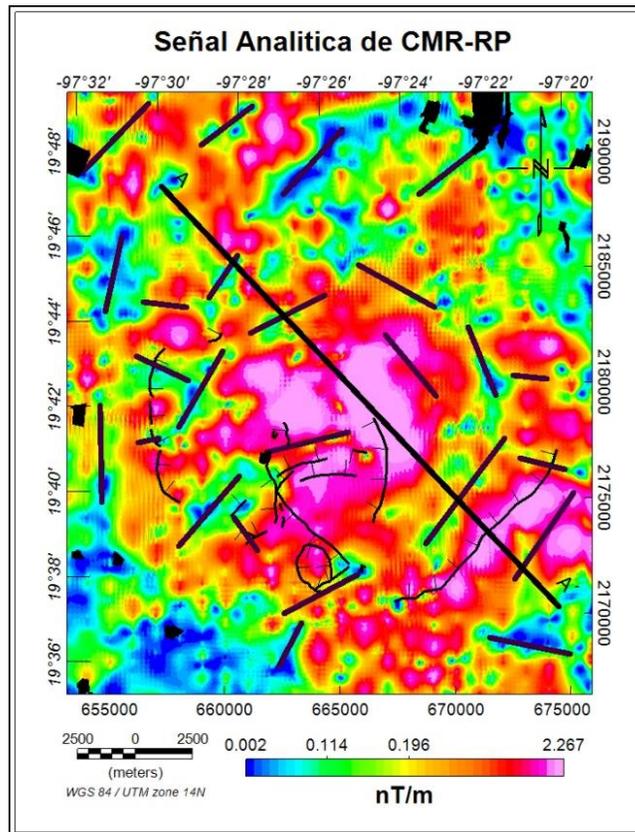


Figura 79. Señal analítica de reducción al polo.

5.2.5. 1era Derivada

1era Derivada Vertical (Z)

Al realizar el proceso correspondiente a la primera derivada de la componente vertical (z), los resultados sirvieron para confirmar la idea general de los cuerpos y estructuras que causan la anomalía central de la caldera, de modo que se marcaron los lineamientos aeromagnéticos en la Figura 80, que en superficie tienen relación con las estructuras (fallas) que afloran.

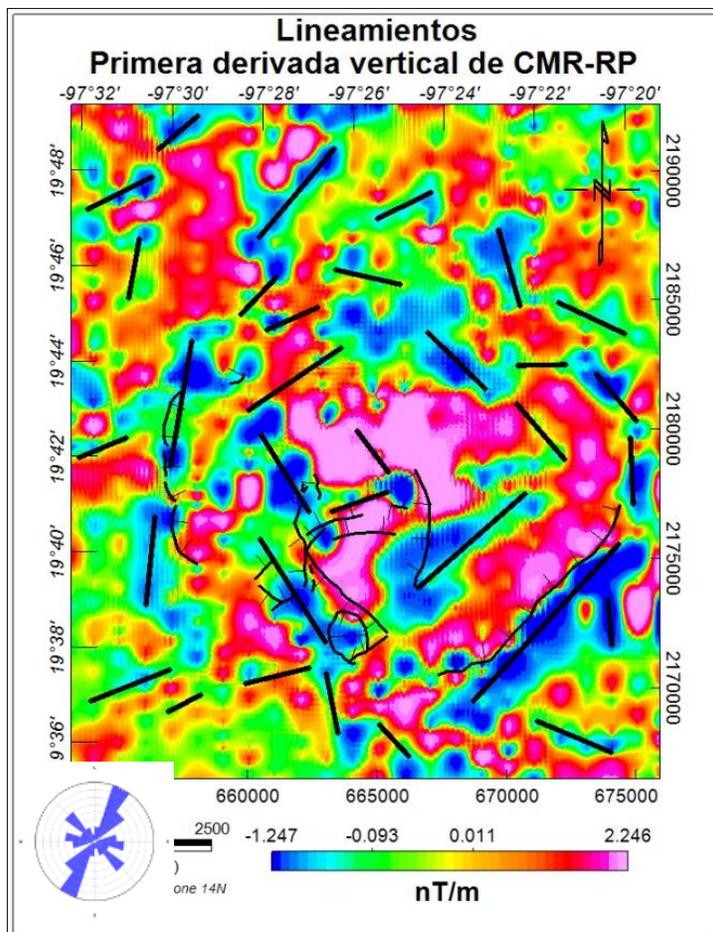


Figura 80. Primera derivada de reducción al polo.

El rumbo preferencia del análisis direccional indica que es NE-SW preferencialmente, lo cual es de esperar al tener un control estructural tan marcado.

1era Derivada Horizontal (X)

Complementando el análisis aeromagnético de la zona de la caldera de Los Humeros, la respuesta de la primera derivada horizontal al campo magnético residual reducido al polo indica los límites en la componente horizontal de la fuente causal de la anomalía, por lo que los lineamientos marcados en ocasiones coinciden con el rumbo de las estructuras que limitan dichas anomalías. Es importante recalcar que este proceso ayuda a determinar el comportamiento regional de las anomalías y que solo sirve como guía para un análisis profundo, es de esperarse que el diagrama direccional presente la misma tendencia en cada uno de los procesos ya que la intensidad promedio de las anomalías es de consideración con valores que oscilan entre los 0.14nT/m y los 1.19nT/m (Figura 81).

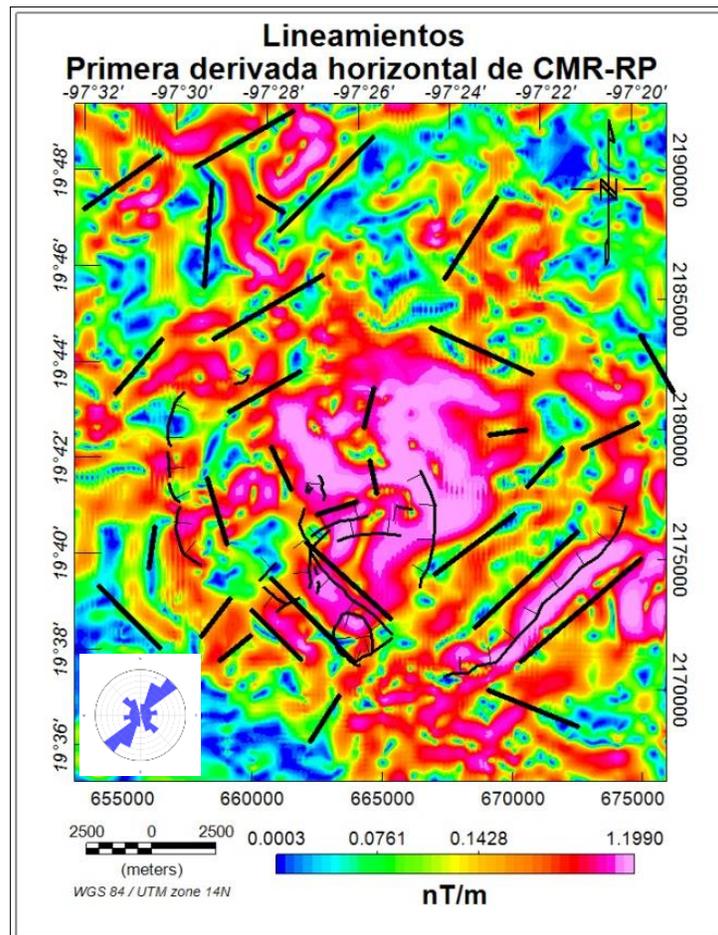


Figura 81. Primera derivada (x) con lineamientos marcados.

5.2.6. Análisis Espectral de Potencia CMR

Para llevar a cabo este análisis se utilizó la interpolación de los valores resultantes del campo magnético residual reducido al polo alimentando el software con parámetros definidos para estimar la profundidad del basamento pre volcánico de la caldera (Figura 82).

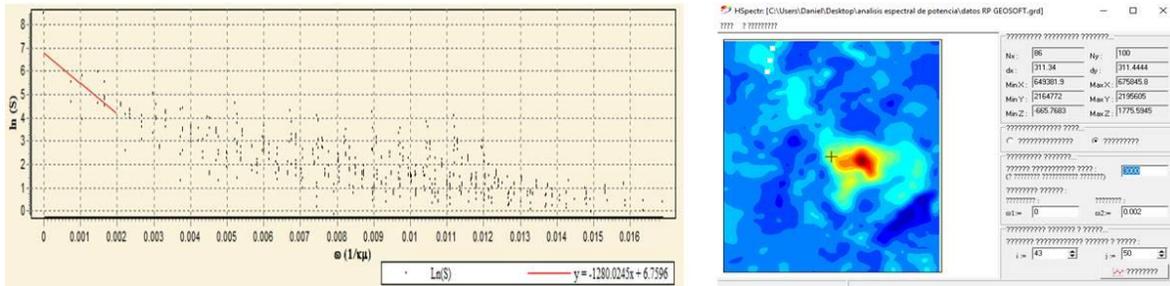


Figura 82. Grafica de dispersión de datos aeromagnéticos (RP) para acotar análisis espectral de potencia

El resultado del proceso es coherente con profundidades de basamento descritas en secciones geológicas hechas con registros litológicos de los pozos perforados en el campo geotérmico lo cual da un valor agregado para definir zonas no exploradas (Figura 83).

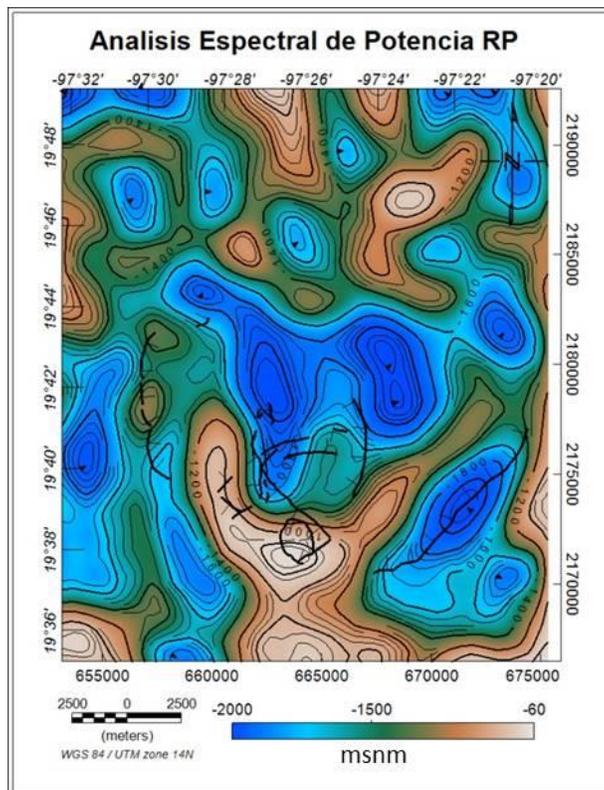


Figura 83. Análisis espectral de potencias de reducción al polo.

5.3. Modelación 2D (GMSYS)

Con el objetivo de proponer una distribución litológica-estructural interna de la caldera de los humeros se llevó a cabo una serie de modelos de inversión de datos conjunta tomando en cuenta aspectos geológicos, topográficos y estructurales en la zona de estudio. El modelado geofísico fue ajustado y referido a la evidencia litológica de los pozos existentes en el campo geotérmico y esta información se detalla en la descripción de cada uno de los modelos (secciones geológicas-geofísicas).

La distribución de los cinco modelos realizados se muestra en la Figura 84, donde se muestra el plano geológico de la zona de la caldera de los humeros con la distribución de las estaciones gravimétricas medidas y la ubicación de los pozos existentes en el campo geotérmico.

Los datos geofísicos corregidos utilizados para realizar la inversión fueron:

- a) CMR-RP (Reducción al Polo de Campo Magnético Residual).
- b) RBC (Anomalía Residual de Bouguer Completa).

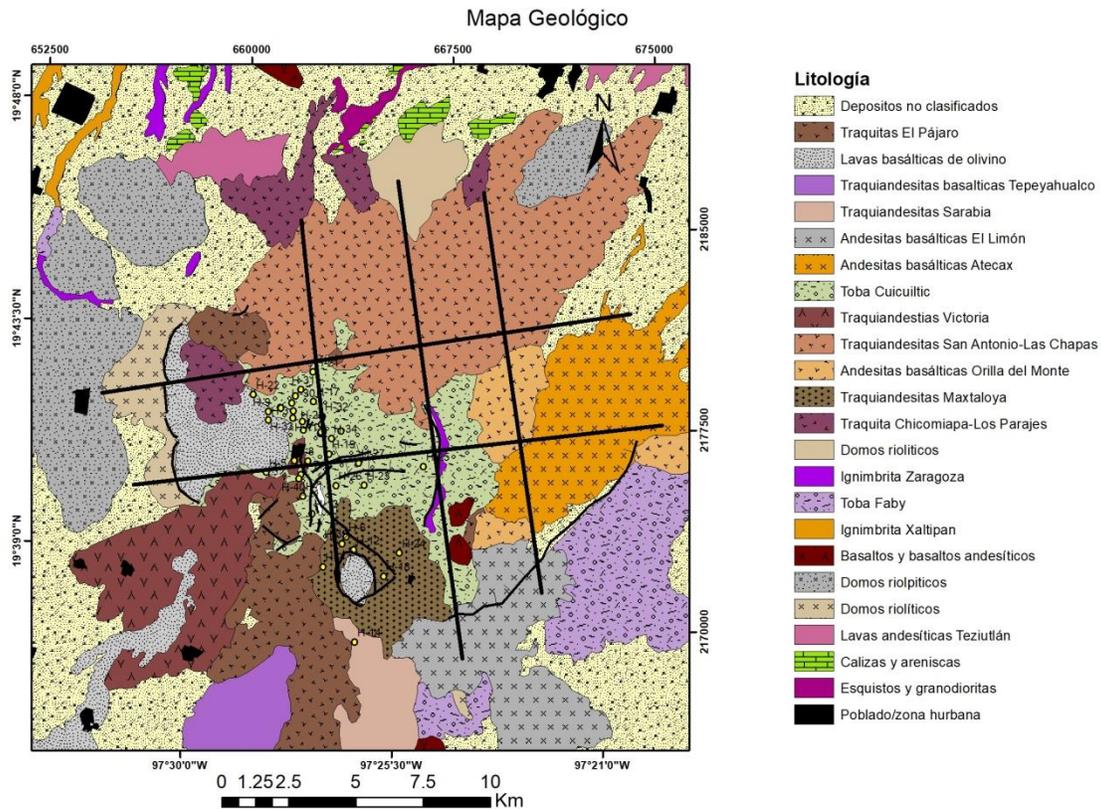


Figura 84. Geología superficial de la caldera de Los Hornos que muestra líneas de sección para modelado geofísico, modificado de Carrasco et al. (2018).

Perfil A-A´

El perfil A-A´ (Figura 85a,b,c,d) con un rumbo preferencial este oeste tiene una longitud de 19,900 metros y se encuentra ubicado en la parte norte centro de la zona de estudio como se muestra en la Figura 85d) ubicación de perfil.

La distribución litológica interpretada en la Figura 85c) perfil geológico se correlacionó con la información de los pozos H-09 y H-21 descritos por García Gutiérrez., 2009, misma que se distribuyó a lo largo del modelo en base a la geología superficial y a la respuesta geofísica de los métodos potenciales estudiados.

En la Figura 85a) se muestra la respuesta del RP-CMR (reducción al polo de campo magnético residual) en donde es evidente la existencia de una anomalía magnética positiva (1560nT/m) misma que en el perfil se le atribuye a una zona que si bien pudiera interpretarse como un cuerpo intrusivo es una zona que contiene diversas estructuras y cuerpos de composición andesítica-basáltica y a la presencia material de composición andesítico-traquítico (error de modelo: 9.1). Es importante mencionar que la respuesta gravimétrica en la Figura 85b) de tipo negativa ya que llega hasta los -17 mGal/m lo cual indica un déficit de densidad asociado al relleno calderico de composición Ignimbrítica correspondiente a la Ignimbrita Xáltipan y a la Ignimbrita Zaragoza (error de modelo 4.4).

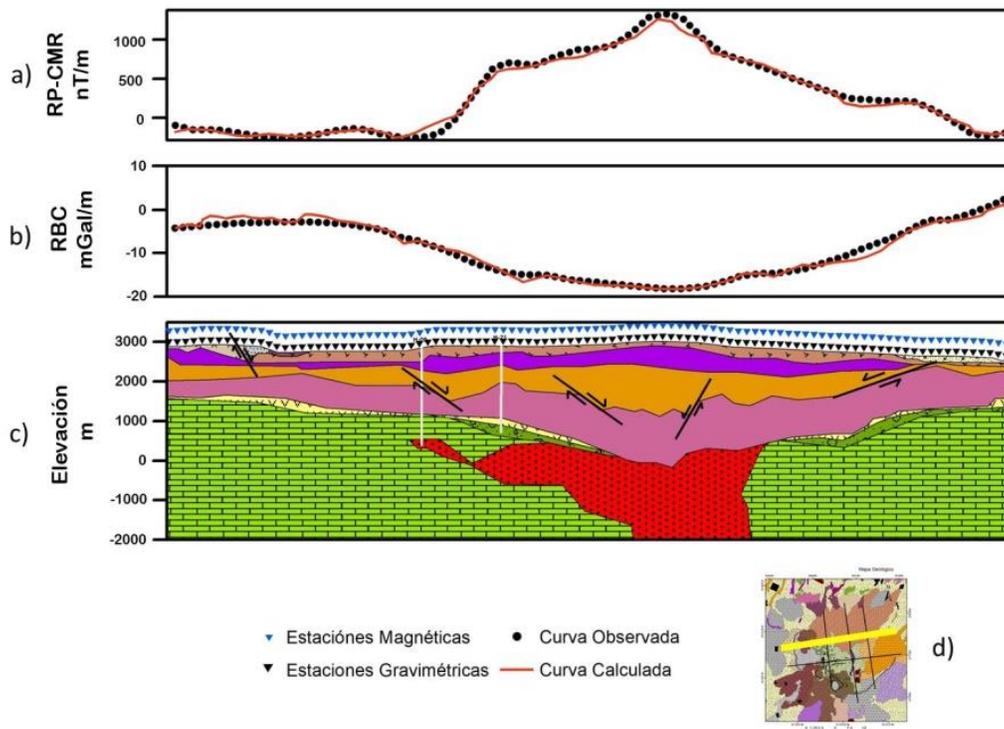


Figura 85. Perfil A-A´ a) Reducción al polo de campo magnético residual, b) Anomalía residual de Bouguer, c) Modelo geológico- geofísico, d) Ubicación del perfil propuesto.

Perfil B-B´

El perfil B-B´ (Figura 86 a,b,c,d), con un rumbo preferencial este oeste tiene una longitud de 19,800 metros y se encuentra ubicado en la parte centro- sur de la zona de estudio como se muestra en la Figura 86d) ubicación de perfil.

La distribución litológica interpretada en la Figura 86c) perfil geológico se correlacionó con la información de los pozos H-05, H-08, H-07, H-19, H-27 y H-25 descritos por Lermo (2008) y Carrasco (2017), dicha litología se distribuyó a lo largo del modelo con base a la geología superficial y a la respuesta geofísica de los métodos potenciales estudiados, es importante hacer énfasis que este perfil en particular ya que se correlaciono con la interpretación hecha con estudios de MT descritos en el artículo Arzate et al. (2017).

En la Figura 86a) se muestra la respuesta del RP-CMR (reducción al polo de campo magnético residual) en donde se observan una serie de anomalías de carácter positivo que oscilan entre los 50nT y los 770nT (error de modelo: 11.3). La anomalía de mayor magnitud que se concentra en la parte central del perfil y se atribuye a una zona que contiene material de composición andesítica-basáltica (enjambre de diques colapsados y material post-colapso) el cual en el esquema es representado por una sola unidad de color rojo carmín y en superficie a la presencia material de composición andesítico-traquíítico que corresponden a las unidades expuestas en superficie.

En la Figura 86b) se observa la respuesta gravimétrica de la anomalía residual de Bouguer completa (RBC), a lo largo del perfil interpretado se aprecia un comportamiento de la señal gravimétrica que oscila entre los -7mGal a los 9mGal (error de modelo: 3.3). La respuesta anómala negativa en la parte central del perfil se correlaciona con un déficit de densidad asociado al relleno de composición ignimbrítico post colapso de la caldera en la parte somera del perfil (+/-2000 msnm), y en la parte profunda a una zona de color rojo carmín que representa el enjambre de diques colapsados de composición andesítica basáltica y material post-colapso de menor densidad.

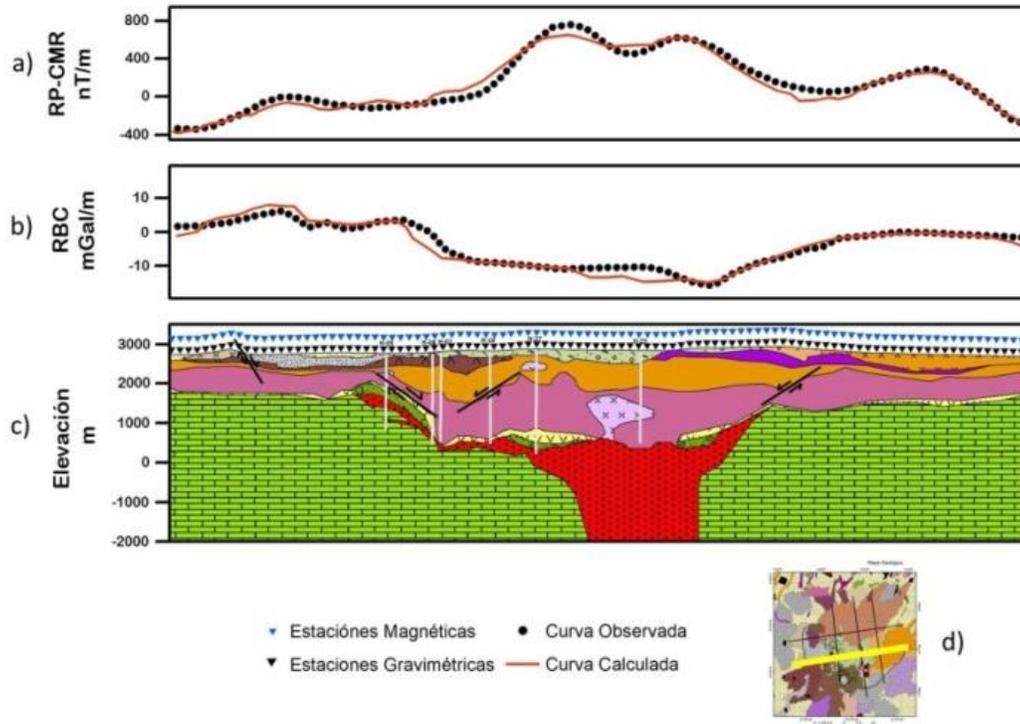


Figura 86. Perfil B-B´ a) Reducción al polo de campo magnético residual, b) Anomalía residual de Bouguer, c) Modelo geológico- geofísico, d) Ubicación del perfil propuesto.

Perfil C-C´

El perfil C-C´ (Figura 87a,b,c,d), con un rumbo preferencial norte-sur tiene una longitud de 13,520 metros y se encuentra ubicado en la parte central de la zona de estudio como se muestra en la Figura 87d) ubicación de perfil.

La distribución litológica interpretada en la Figura 87c) perfil geológico se correlacionó con la información de los pozos H-21, H-11, H-17 y H-19 descritos por Lermo (2008), Carrasco (2017) y Verma (1985), para este perfil se llevó a cabo una correlación de datos con las intersecciones de los perfiles A-A´ y B-B´ con el objetivo de lograr un ajuste coherente entre secciones

En la Figura 87a) se muestra la respuesta del RP-CMR (reducción al polo de campo magnético residual) en donde se observan una serie de anomalías de carácter positivo que oscilan entre los 250nT y los 650nT (error de modelo: 6.7) siendo la anomalía de mayor magnitud que se concentra en la parte central del perfil se le atribuye a una zona que contiene material de composición andesítica y material post-colapso. En la parte sur del perfil a depósitos de composición traquítica cortados por el pozo H-19 a una profundidad relativamente somera.

En la Figura 87b) se encuentra la respuesta gravimétrica de la anomalía residual de Bouguer completa (RBC), a lo largo del perfil interpretado se puede observar un comportamiento de la señal gravimétrica que oscila entre los -18 mGal a los -0.5 mGal (error de modelo: 8.2), la respuesta anómala negativa en la parte central del perfil se correlaciona con un déficit de densidad posiblemente asociado al relleno ignimbrítico post colapso de la caldera.

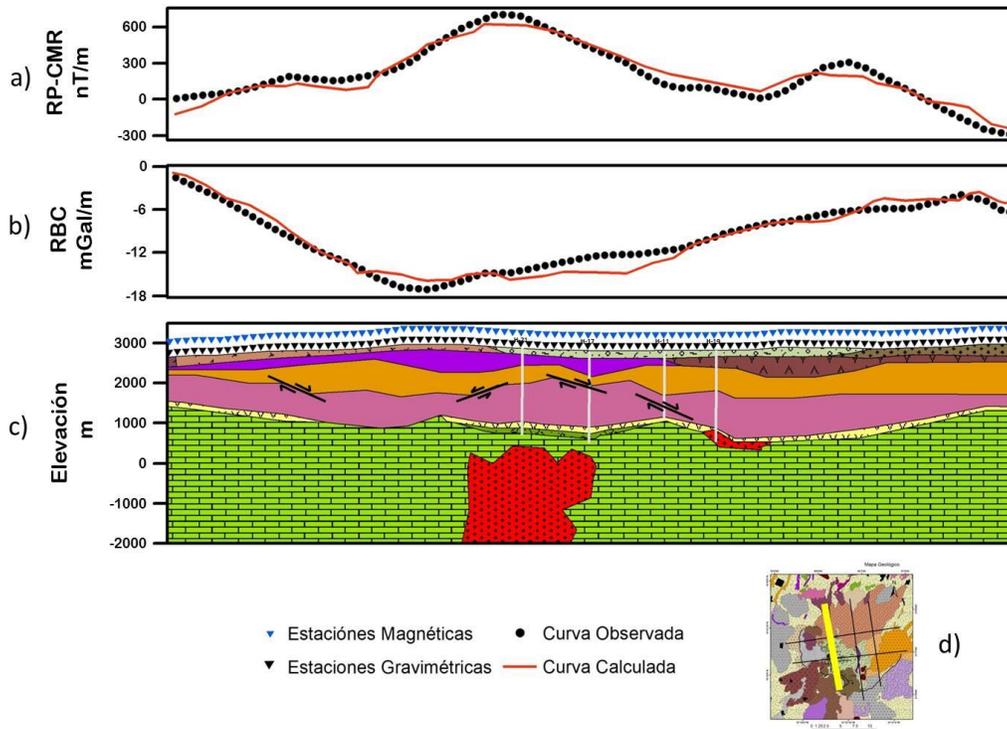


Figura 87. Perfil C-C' a) Reducción al polo de campo magnético residual, b) Anomalía residual de Bouguer, c) Modelo geológico- geofísico, d) Ubicación del perfil propuesto.

5.4. Modelos VOXI

La representación tridimensional de datos geofísicos es una herramienta utilizada como complemento en la interpretación y correlación geofísica – geológica. Con el uso del módulo VOXI del software Oasis Montaj, es posible realizar dicha representación con dimensiones y profundidades según la necesidad del estudio y la resolución deseada.

Los modelos de inversión que a continuación se proponen se realizaron con una resolución de celda de 500m X 500m X 500m a una profundidad de -2000 msnm esto para que el resultado no rebasara el tamaño de inversión incluida en la licencia educacional.

5.4.1 Voxi Gravimétrico

La representación generada por el módulo VOXI en el software Oasis Montaj se muestra en la Figura 88 con una vista oblicua hacia el noreste y cada una de las partes que la componen se describe a continuación:

- Distribución litológica en superficie contorneada por la representación topográfica de la caldera.
- Representación gráfica de la intensidad de la Anomalía Residual de Bouguer.
- Modelo de inversión 3D VOXI.

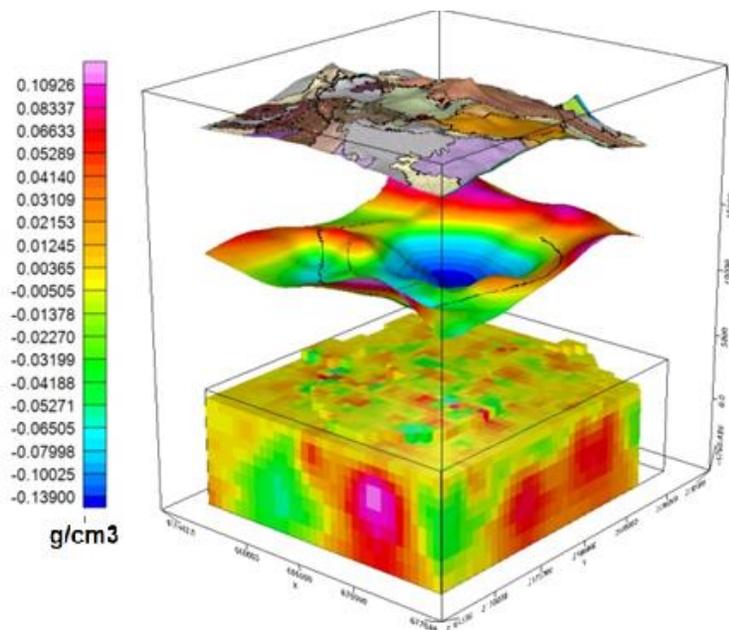


Figura 88. Modelo VOXI Gravimétrico, anomalía residual de Bouguer (Oasis Montaj).

La interpretación del modelo de inversión se concentró en la anomalía de carácter negativo en el centro de la caldera de Los Humeros, esta anomalía se asocia según los modelos 2D GMSYS al relleno calderico de composición ignimbrítica post colapso de la caldera, sin embargo, la isosuperficie generada de color azul (Figura 89), tiene una forma tabular que asemeja a un cuerpo y/o estructura de comportamiento distinto a lo interpretado en los modelos previos (2D gmsys).

Teniendo en cuenta que la inversión es una representación tridimensional de la anomalía en cuestión esta imagen sirve como referencia para proponer modelos que geológicamente tengan coherencia con lo estudiado en la caldera, por lo que en el capítulo siguiente se tomara en cuenta este resultado.

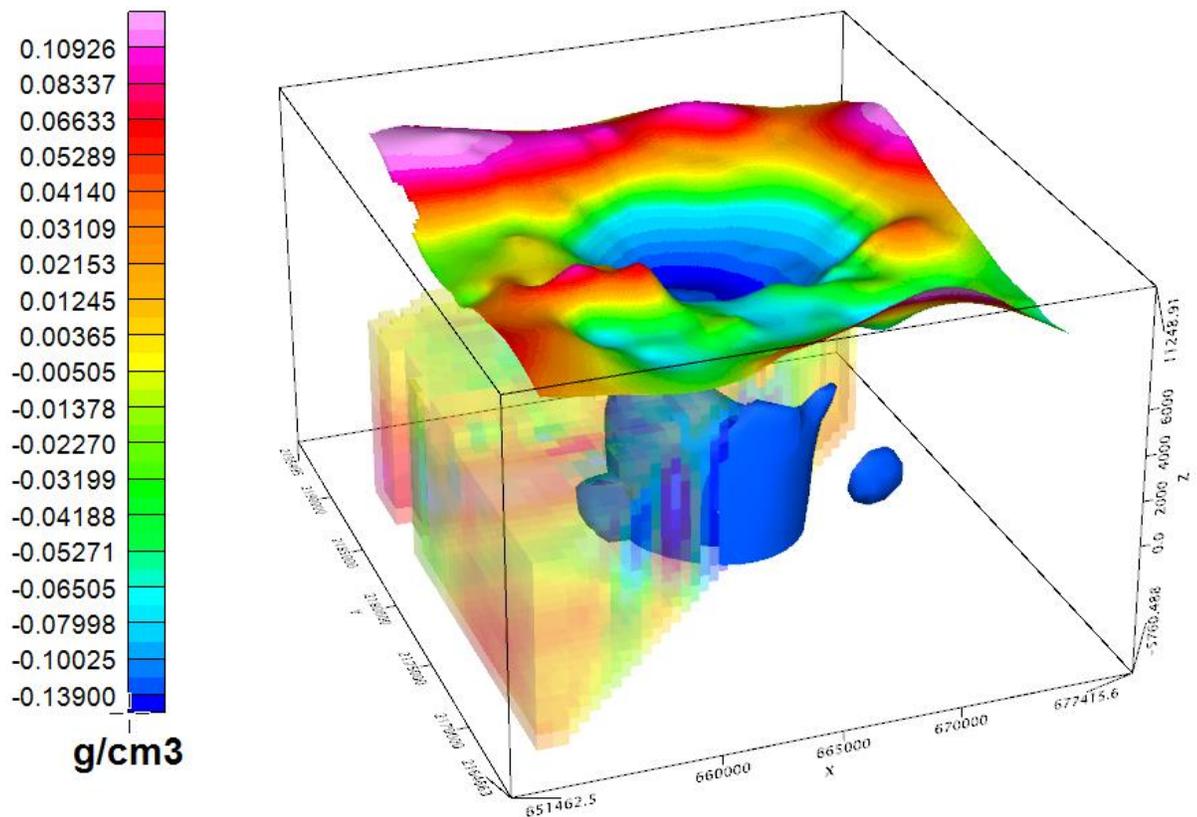


Figura 89. Isosuperficie, anomalía residual de Bouguer (Oasis Montaj).

5.4.2. Voxi Magnético

La representación generada por el módulo VOXI en el software Oasis Montaj se muestra en la Figura 90, con una vista oblicua hacia el noreste y cada una de las partes que la componen se describen a continuación:

- a) Distribución litológica en superficie contorneada por la representación topográfica de la caldera.
- b) Representación gráfica de la intensidad del campo magnético residual reducido al polo.
- c) Modelo de inversión 3D VOXI.

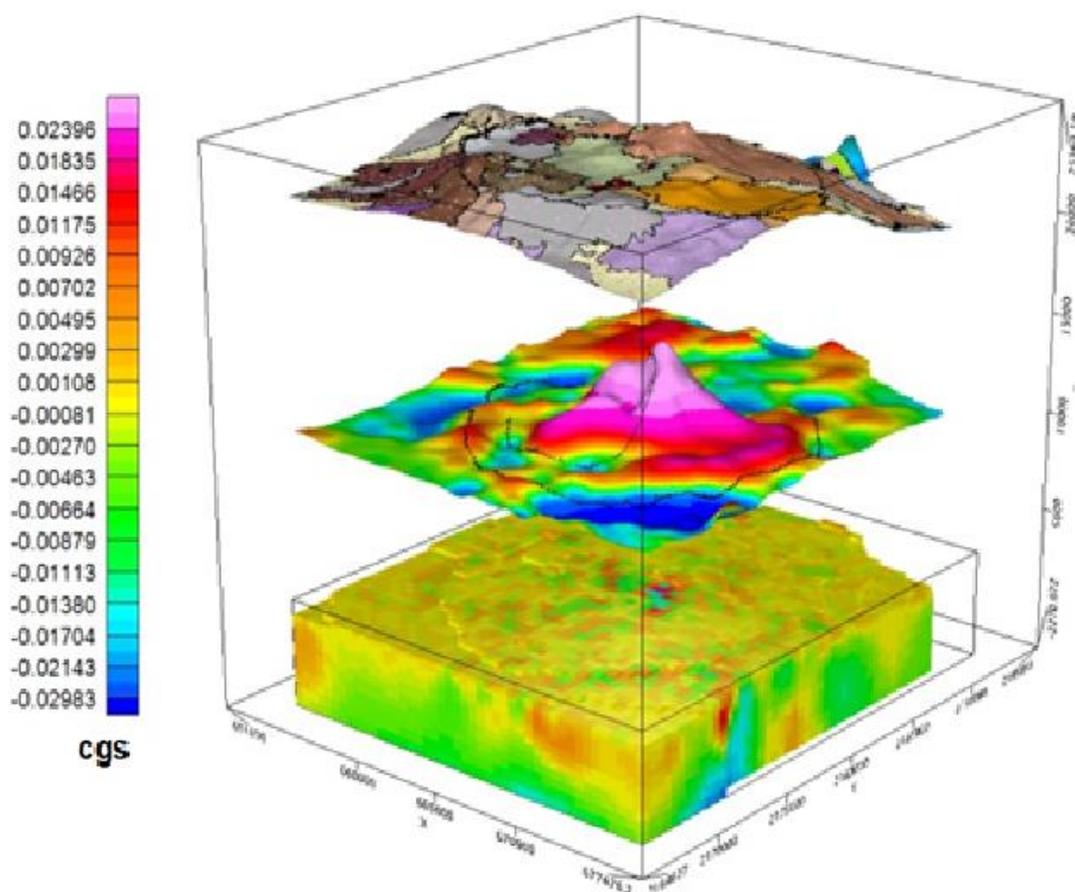


Figura 90. Modelo VOXI aeromagnético, campo magnético residual reducido al polo (Oasis Montaj).

Según lo observado en la Figura 91, la interpretación del modelo de inversión VOXI se concentró en la anomalía de carácter positivo en el centro de la caldera de Los Humeros. La anomalía en si como se mencionó anteriormente en los modelos 2D GMSYS se asocia a un conjunto de materiales post - colapso calderico de composición ignimbrítica, basáltica y andesítica que rellenan el hueco generado tras el colapso.

La representación tridimensional de la anomalía en cuestión se muestra con la isosuperficie en color rosa, la cual tiene una forma tabular achatada. El resultado del proceso será tomado en cuenta en la generación del modelo litológico tridimensional más adelante.

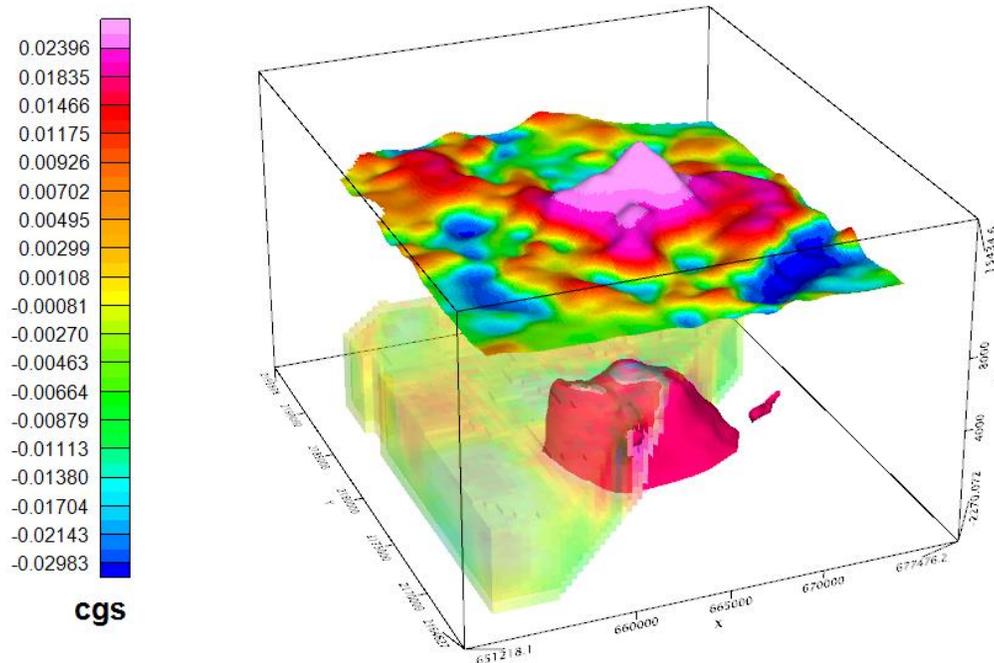


Figura 91. Isosuperficie campo magnético residual reducido al polo (Oasis Montaj).

5.5. Modelo 3D

Con el fin de generar una representación clara de la estructura interna de la Caldera de los Humeros se llevó a cabo una técnica de modelado no convencional utilizando como base los modelos geofísicos 2D GMSYS y la interpretación realizada con los modelos de inversión 3D VOXI.

Para hacer una representación 3D de la distribución litológica de cualquier sitio es necesario conocer a detalle la secuencia estratigráfica del lugar y contar con una base de datos que indique la posición espacial de los pozos perforados en la zona de estudio con sus respectivos cortes estratigráficos.

En caso de la Caldera de los Humeros la información de los pozos en el campo geotérmico se recopiló a partir de artículos, tesis y publicaciones, sin embargo, al ser el campo geotérmico una zona muy pequeña dentro de la caldera como se muestra en la Figura 92 (ubicación de pozos perforados) fue necesario inferir pozos en zonas no exploradas de manera directa.

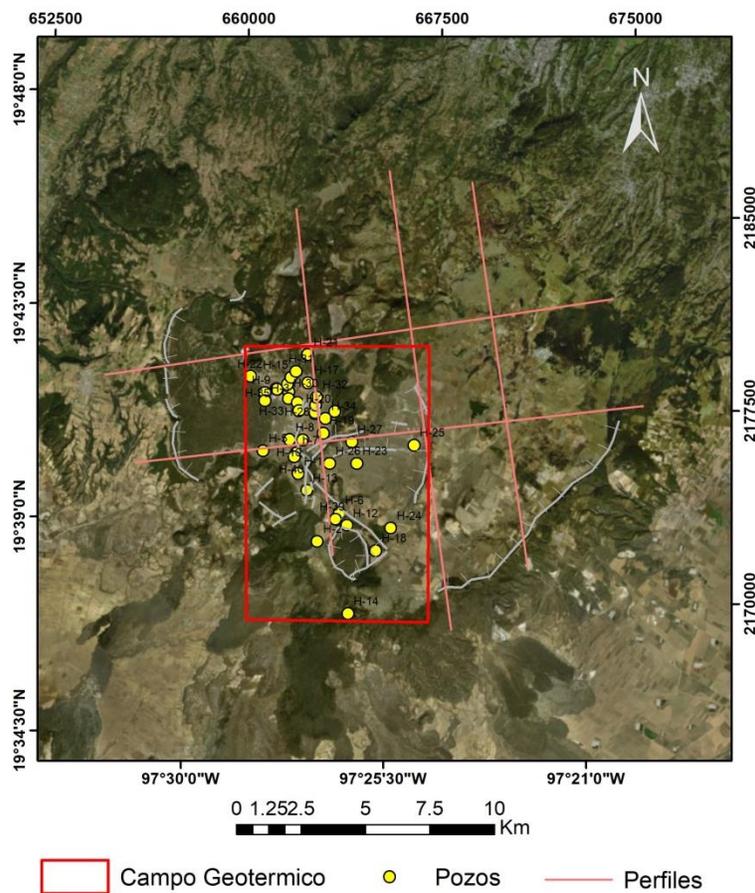


Figura 92. Campo geotérmico Los Humeros.

Para generar la base de datos de los pozos inferidos se tomaron en cuenta los cinco perfiles 2D realizados de modo que la ubicación de cada pozo se encuentra a rumbo de cada línea de sección y los cortes estratigráficos de cada pozo representan los espesores interpretados en cada perfil. La Figura 93 muestra el perfil B donde en la parte central están los pozos reales perforados correspondientes al campo geotérmico (nombre en color rojo) y en los extremos del perfil los pozos inferidos (nombre en color negro).

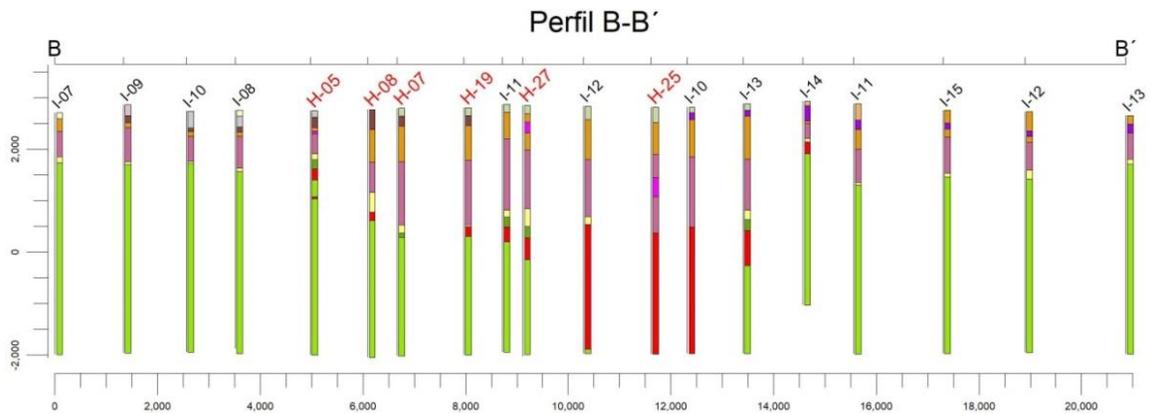


Figura 93. Perfil B-B' pozos inferidos con nombre en color negro y pozos perforados en color rojo.

El modelo 3D consta de 12 pozos reales perforados que se encuentran dentro de la zona del campo geotérmico y de 60 pozos inferidos que están distribuidos a discreción a rumbo de los perfiles generados a partir del modelado geofísico, (Figura 94), distribución espacial de pozos reales e inferidos.

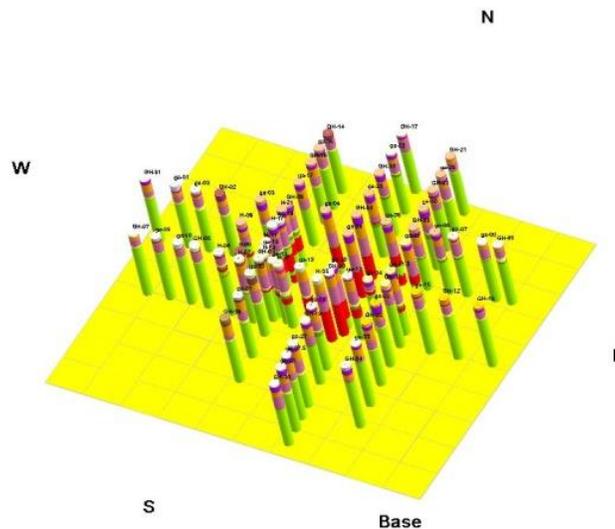


Figura 94. Red de pozos inferidos y perforados con rumbo de perfiles interpretados GMSYS.

El resultado final de la interpolación de los pozos reales (los del campo geotérmico) y los pozos inferidos (zona no explorada con barrenación) muestra de manera clara las partes que definen morfológicamente la estructura interna de una caldera de colapso, en la Figura 95 se muestra con una vista oblicua hacia el noroeste el basamento sedimentario pre volcánico colapsado que tiene correlación con lo demostrado en el análisis espectral de potencia magnético y gravimétrico.

El diámetro estructural de la caldera oscila entre los 6 km y 10km y como se mencionó anteriormente se encuentra relleno de material de composición andesítico, basáltico, e ignimbrita o tobas, la profundidad de la subsidencia observada en los perfiles 2D Gmsys y en el modelado 3D oscila entre los 300 m y 500m en la parte distal (zona de collar de colapso) y de hasta 2000m en la parte central.

El comportamiento radial que se observa en la parte central demuestra un claro fallamiento de anillo (también llamado de tipo pistón) lo que supone los límites espaciales de la cámara magmática que dio origen al vulcanismo de la caldera y que actualmente se encuentra rellena por el material post colapso descrito en los modelos anteriores.

Cabe resaltar que en la zona central del basamento no se muestra el material que rellena dicha zona, esto con la finalidad de hacer más evidente la correlación con los modelos 3D VOXI.

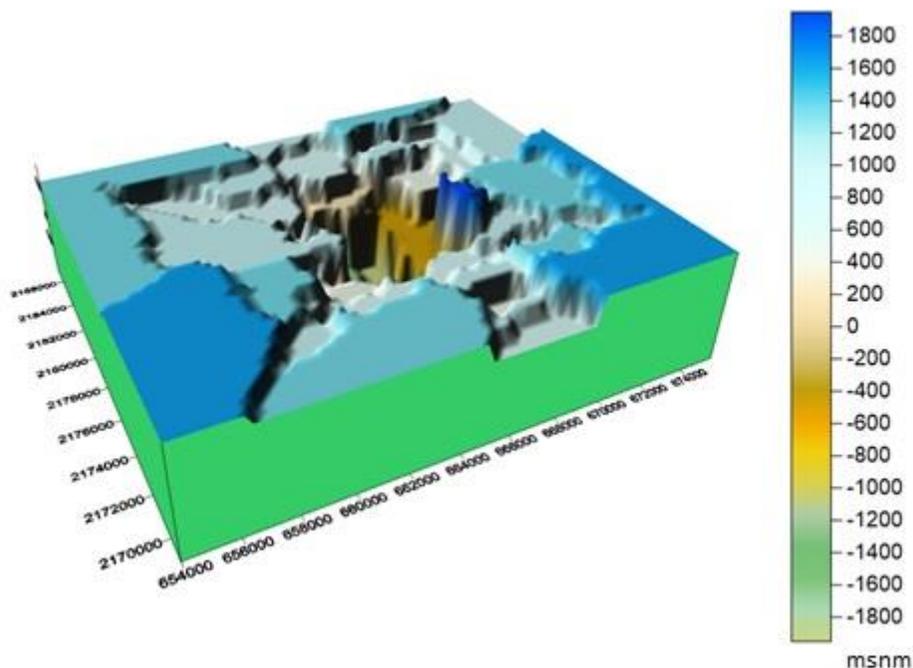


Figura 95. Basamento pre volcánico interpretado.

El resultado de la interpolación de los datos a profundidad antes mencionados (reales e inferidos) con el respectivo corte litológico interpretado y correlacionado se muestra de manera generalizada en la Figura 96, con el objetivo de resumir las etapas de formación de la caldera a su estructura interna actual.

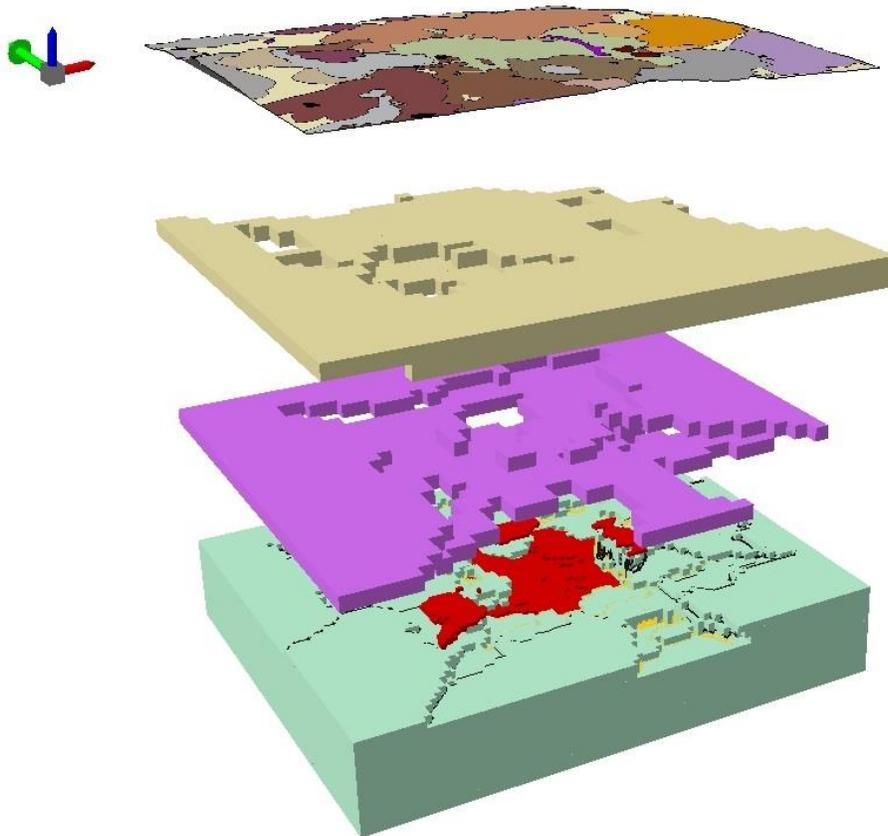


Figura 96. Modelo 3D de La Caldera de Los Humeros, que muestra distribución propuesta de etapas del lugar.

Con la generación del modelo 3D mostrado en la Figura 96 fue posible estimar el volumen de los materiales que rellenan la estructura interna de la caldera en las distintas etapas de formación.

Es importante recalcar que los modelos 2D GMSYS y 3d VOXI influenciaron directamente la posibilidad de inferir una zona en el centro de la caldera que morfológicamente pareciera una cámara magmática que se encuentra rellana de un conjunto de materiales alterados producto del colapso principal de la caldera de Los Humeros, reactivaciones volcánicas y también del colapso de la caldera Potreros.

Para modelar la zona antes mencionada se decidió atribuirle propiedades como las de un sólido y el resultado se muestra a continuación.

En la Figura 97, se muestra a la roca encajonante de la estructura propuesta (basamento volcánico colapsado) con una transparencia al 50% que permite ver el sólido 3D generado con los pozos reales e inferidos el cual tiene una correlación con los modelos generados con la inversión de los modelos 3D VOXI tanto en su parte gravimétrica como en la magnética.

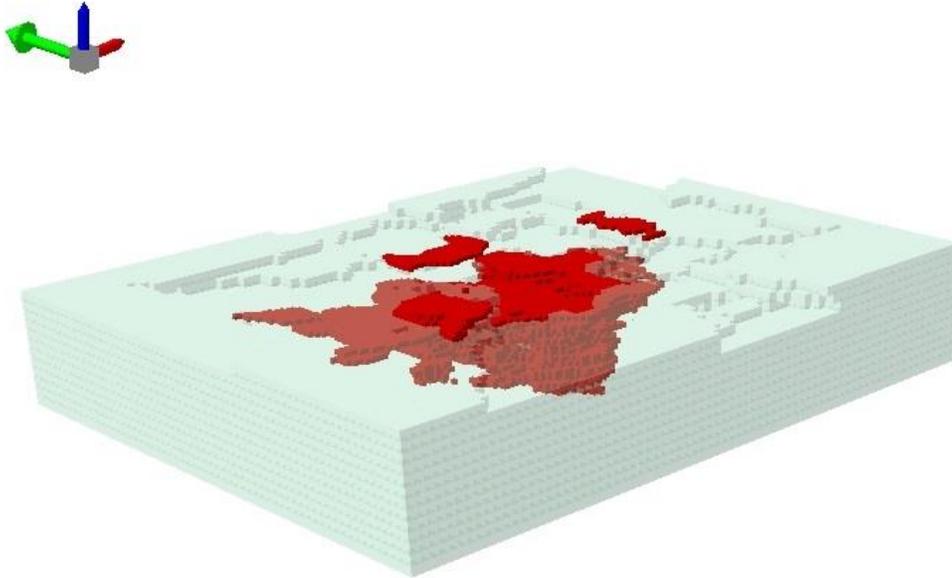


Figura 97. En verde basamento pre volcánico de la caldera, en rojo zona anómala que asemeja sistema de diques alimentadores.

6. Conclusiones

El uso de métodos potenciales como herramienta de exploración indirecta, tiene un papel importante en proyectos donde la exploración geológica se ve limitada, por escasos afloramientos o por cuestiones topográficas. El uso de estas técnicas de exploración en la caldera de Los Humeros, contribuyó de manera significativa ya que los resultados muestran de primera vista un centro volcánico distinto al propuesto según la morfología superficial, esto es de esperarse debido a las etapas volcánicas de formación y a la evidente actividad tectónica que causó el colapso caldérico.

Tomando en cuenta la respuesta de las anomalías gravimétrica y aeromagnética, con respecto a los lineamientos se confirmó que la metodología es válida y que la tendencia estructural se mantiene independientemente de la cantidad de datos ya que está bien definida por el colapso de tipo pistón característico del lugar.

Al utilizar la información litológica obtenida a partir de los pozos perforados en el campo geotérmico de Los Humeros, el modelado geofísico bidimensional tiene un respaldo tácito y real de la distribución litológica en dicha zona, mientras que la interpretación en las partes distales de los perfiles cuenta con un respaldo inferido válido según el ajuste de las curvas observadas y calculadas.

Los modelos VOXY, muestran una distribución espacial de las anomalías gravimétricas y magnéticas que se asemejan en gran medida a la distribución propuesta en los modelos bidimensionales. La iso-superficie generada en ambos modelos es atribuida al material del colapso calderico y al sistema de diques alimentadores propuesto en los modelos bidimensionales.

El modelo tridimensional de la caldera de Los Humeros muestra una distribución espacial total de la estructura interna de la caldera, con el basamento pre-volcánico colapsado y sus elementos estructurales muy marcados acompañado de manera general con las etapas volcánicas extrusivas que contornean la morfología actual de la caldera. Este modelo fue resultado de una técnica de modelado tridimensional, no convencional que integra la distribución litológica interpretada en los modelos bidimensionales con barrenos inferidos a conveniencia en zonas donde no hay pozos que brinden esta información.

El resultado final muestra en su parte central una zona que contiene el sistema de diques alimentadores y material remanente del colapso calderico, este material se encuentra a una profundidad mayor a la que se perforaron los pozos en el campo geotérmico, por lo que la interpretación es complementada con los resultados obtenidos por Arzate et al. 2017, donde interpreta perfiles magnetotelúricos a una profundidad mayor que asemejan una distribución similar, pero en 2D.

7. Bibliografía

- Álvarez, R., 1978. Telluric, self-potential and surface temperature profiles on los Humeros caldera. *Geofís. Int.* 17 (4), 445–460.
- Álvarez, Román & Corbo-Camargo, Fernando & Yutsis, Vsevolod. (2017). Geophysical modelling of Isla Isabel: A volcanic island on the Mexican continental margin. Geological Society, London, Special Publications. SP446.13. 10.1144/SP446.13.
- Aragón, A.A., Arellano, G.V., Izquierdo, M.G., García, G.A., Barragán, R.M., Verma, M.P., Pizano, A., 2000. Comportamiento de los índices de calentamiento en el yacimiento geotérmico de los Humeros, Puebla, México. *Geotermia, Revista Mexicana de Geo energía* 16, 2.
- Arellano, V.M., García, A., Barragán, R.M., Izquierdo, G., Aragón, A., Nieva, D., 2003. An updated conceptual model of the Los Humeros geothermal reservoir (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 124, 67–88.
- Arredondo, A., 1987. Estudio gravimétrico a detalle para el desarrollo del campo geotérmico de la caldera de Los Humeros, Puebla. *Geotermia Rev. Mex. Geoenerg.* 3, 53–63.
- Bahr, K., 1991. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion
- Arredondo-Fragoso, J.J., 1984.
- Bacon, C., 1983: Eruptive history of Mount Mazama and Crater Lake caldera, Cascade Range, USA.- *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, 18:57–115.
- Bradley, J., 1965: Intrusion of major dolerite sills.- *Transactions of the Royal Society of New Zealand*, 3:27-55.
- Burdhardt, S., 2009: Mechanism of magma emplacement in the upper crust.- 125 pags. University de Georg-August, Göttingen [Tesis Ph.D.].
- Burov, E., & Guillou-Frottier, L., 1999: Thermomechanical behavior of large ash flow calderas.- *Journal of Geophysical Research*, 104: 23,081- 23,109.
- Campa, M. F., Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Can. Journ. of Earth Sci.*, 20(6), 1040-1051.
- Campbell, W. H. (1997). Introduction to geomagnetic fields.

- Campos-Enriquez, J. O., & Arredondo-Fragoso, J. J. (1992). Gravity study of Los Humeros caldera complex, Mexico: Structure and associated geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 49(1–2), 69–90. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90005-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90005-X)
- Campos-Enriquez, J., Garduño-Monroy, V. H. (1987). The shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, Mexico. *Geothermics*, 16 (5-6), 539-554.
- Campos-Enríquez, J.O., Domínguez-Méndez, T.F., Lozada-Zumaeta, M., Morales-Rodríguez, H.F., Andaverde-Arredondo, J.A., 2005. Application of the Gauss theorem to the study of silicic calderas: the calderas of La Primavera, Los Azufres, and Los Humeros (México). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 147, 39–67.
- Carrasco-Núñez, G., & Branney, M. J. (2005). Progressive assembly of a massive layer of ignimbrite with a normal-to-reverse compositional zoning: The Zaragoza ignimbrite of central Mexico. *Bull. of Volc.*, 68(1), 3–20.
- Carrasco-núñez, G., Arzate, J., Bernal, J. P., Carrera, J., Cedillo, F., Dávila-Harris, P. México, A. De. (2015). A New Geothermal Exploration Program at Los Humeros Volcanic and Geothermal Field (Eastern Mexican Volcanic Belt). *World Geothermal Congress 2015*, (April), 19–25.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., López, M., Vargas, V., Aranda, J.J., Cedillo, F., Origel, G., 2008. Estudio de estratigrafía volcánica de la secuencia andesítica del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. *Gerencia Proyectos Geotermoeléctricos. Comisión Federal de Electricidad* Internal report DEX-HT-19-08.
- Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M., Hernández, J., Vargas, V., 2017. Subsurface stratigraphy and its correlation with the surficial geology at Los Humeros geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geothermics* 67, 1–17.
- Carrasco-Núñez, G., McCurry, M., Branney, M.J., Norry, M., Willcox, C., 2012. Complex magma mixing, mingling, and withdrawal associated with an intraplinian ignimbrite eruption at a large silicic caldera volcano: Los Humeros of central Mexico. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 124, 1793–1809.
- Castillo-Román, J., Verma, S.P., Andaverde, J., 1991. Modelación de temperaturas bajo la caldera de Los Humeros, Puebla, México, en términos de profundidad de la cámara magmática. *Geofís. Int.* 30, 149–172.

- Cedillo, F., 1997. Geología del Subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros, Pue., Internal report. Comisión Federal de Electricidad, México 30 pp.
- Cedillo, F., 2000. Hydrogeologic model of the geothermal reservoirs from Los Humeros. In: Proceedings World Geothermal Congress 2000. Puebla, México Kyushu – Tohoku Japan. pp. 1639–1644. Cumming, W., Mackie, R., 2010.
- Cumming, W., 2009: Geothermal Resource Conceptual Models using Surface Exploration
- Daly, R., 1903: The mechanics of igneous intrusion.- American Journal of Science, 15: 269- 298.
- Dávila-Harris, P., Carrasco-Núñez, G., 2014. An unusual syn-eruptive bimodal eruption: the holocene cuicuiltic member at los humeros caldera, Mexico. J. Volcanol. Geotherm. Res. 271, 24–42.
- De la Cruz, V., 1983. Estudio geológico a detalle de la zona geotérmica Los Humeros, Pue. Internal Report 10/83. CFE 51 pp.
- Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. V. 53, p.84-92.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., (1999). Spacetime patterns of Cenozoic arc volcanism in Central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* 27 (4), 303–306.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V.C., Manea, M., (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, p. 122-149.
- Ferriz, H., & Mahood, G. a. (1984). Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10), 8511–8524.
- Ferriz, H., Mahood, G., 1987. Strong compositional zonation in a silicic magmatic system Los Humeros, Mexican neovolcanic belt. *J. Petrol.* 28, 171–209.
- Flores-Luna, C., R. Álvarez, S. K. Singh and J.Urrutia, 1978. Aeromagnetic survey of Los Humeros caldera, Mexico. *Geofis. Int.*, 17,415-428.

- García, A., Arellano, V., Aragón, A., Barragán R:M, Izquierdo, G., Pizano, A., 2000. Distribución de temperatura inicial en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. *Geotermia* 16 (1–3), 97–115.
- Garduño, V.H., Romero, F., Torres, R., 1985. Análisis estructural del campo geotérmico de Los Humeros, Pue. (México). CFE, pp. 26–85 Internal Report.
- Gudmundsson, A., 1988: Formation of collapse calderas.- *Geology*, 16:808–810.
- Gudmundsson, A., 2012: Magma chambers: Formation, local stress, excess pressures, and compartments.- *Journal of Volcanology and Geothermal Research* June: 19-41.
- Hildreth, W., & Mahood, G., 1986: Ring-fracture eruption of the Bishop Tuff.- *Geological Society of America Bulletin*, 97: 396–403.
- Idea & Igme., 2007: Manual de Geotermia. - 204 págs.- Ministerio de Industria, Turismo y
- Lermo, J., Antayhua, Y., Quintanar, L., Lorenzo, C., 2008. Estudio sísmológico del campo geotérmico de Los Humeros, Parte I, Sismicidad, mecanismos de fuente y distribución de esfuerzos. *Geotermia* 21, 25–41.
- Lermo, J., Lorenzo, C., Antayhua, Y., Ramos, E., Jimenez, N., 2016. Sísmica pasiva en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla-México y su relación con los pozos inyectores. XVIII Congreso Peruano de Geología.
- Lipman, P.W., 1984. The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.* 89B, 8801–8841.
- Lipman, P.W., 1992. Ash-flow calderas as structural controls of ore deposits—recent work and future problems. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 2012, L1–L12.
- Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma chamber geometry. *Bull. Volcanol.* 59, 198– 218
- Lipman, P.W., 2000b. Calderas. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Francisco, pp. 643– 662.
- López-Hernández, A., 1995. Estudio regional volcánico y estructural del campo geotérmico de Los Humeros, Pue., México. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía* 11 (1), 17–36.

- López-Loera, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Alva-Valdicia, L., (2011). Estudio aeromagnético del complejo volcánico de Colima, occidente de México – implicaciones tectónicas y estructurales: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 28, n. 3, p. 349-370.
- Lund, J., 2007: Characteristics, Development, and Utilization of Geothermal Resources.- *GHC Bulletin*, June: 1-9.
- Marti, j., Mblay, G.J., Redshaw, L.T., & Sparks, R.S.J., 1994: Experimental studies of collapse calderas.- *Journal Geological Society of London*, 151: 919–929.
- Mena, M., González-Morán, T., 1978. Regional gravity of The Humeros volcanic area. *Geofís. Int.* 17, 429–443.
- Mortensen, A., & Axelsson, G., 2013: Developing a conceptual model of a geothermal system, El Salvador.- *Short Course on Conceptual Modelling of Geothermal Systems.* : 1 10.
- Noda, A., 2013: Strike-Slip Basin – Ints Configuration and Sedimentary Facies.- <http://cdn.intechopen.com/pdfs-wm/45342.pdf> [Consulta: 16 de noviembre del 2015].
- Norini, G., Gropelli, G., Sulpizio, R., Carrasco-Núñez, G., Davila-Harris, P., Pellicoli, C., Zucca, F., De Franco, R., 2015. Structural analysis and thermal remote sensing of the Los Humeros volcanic complex: implications for volcano structure and geothermal exploration. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 301, 221–237.
- Paterson, S., & Vernon, R., 1995: Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple process.- *Geological Society of America Bulletin*, 107: 1356-1380.
- Pérez-Reynoso, 1978. Geología y petrología de Los Humeros, Pue. *Geomimet* 91, 97–106.
- Pignotta, G., & Paterson, S., 2007: Voluminous stoping in the Mitchell Peak granodiorite, Sierra Nevada Batholith, California.- *Canadian Mineralogist*, 45: 87-106. SMITH, R., & BAILEY, R., 1968: Resurgent cauldrons.- *Geological Society of America Memoirs*, 116: 83–104.
- Prol-Ledesma, R.M., 1990. Recent cooling in Los Humeros geothermal field México, inferred from clay minerals distribution. *Geotherm. Resour. Council Trans.* 14, 959–964.

- Prol-Ledesma, R.M., Browne, P.R.L., 1989. Hydrothermal alteration and fluid inclusion geothermometry of Los Humeros geothermal field, México. *Geothermics* 18, 677–690.
- Rodriguez, H., Lermo, J., Urban, E., 2012. Analysis of seismic anisotropy in Los Humeros geothermal field, Puebla, Mexico. Thirty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, SGP-TR-194.
- Rojas, E., 2016. Litoestratigrafía, petrografía, y geoquímica de la Toba Llano, y surelación con el cráter El Xalapazco. Caldera De Los Humeros, Puebla. MSc. Thesis. IPYCYT, México.
- Servicio Geológico Mexicano, (2011). Carta Magnética de Campo Total, E14-B15, Teziutlán, Puebla. (1:50 000).
- Servicio Geológico Mexicano, (2011). Carta Magnética de Campo Total, E14-B25, Xonacatlán, Puebla. (1:50 000).
- Serway, R. A., (1997). Física tomo II. Editorial McGraw-Hill, 906-917.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics Second Edition*. New York, USA: Cambridge University Press.
- Verma, S.P., 1983. Magma genesis and chamber processes at Los Humeros caldera, Mexico- Nd and Sr isotope data. *Nature* 302, 52–55.
- Verma, S.P., 1985. Heat source in los humeros geothermal area, Puebla, Mexico. *Transactions. Geotherm. Resour. Counc.* 9 (Part 1).
- Verma, S.P., 2000. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros Caldera, Puebla, Mexico. *Chem. Geol.* 164, 35–60.
- Verma, S.P., Gómez-Arias, E., Andaverde, J., 2011. Thermal sensitivity analysis of emplacement of the magma chamber in Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *J. Int. Geol. Rev.* 53 (8), 905–925.
- Willcox, C.P., (2011). Eruptive, magmatic and structural evolution of a large explosive caldera volcano, Los Humeros, Central Mexico. Unp. PhD Thesis University of Leicester, UK.
- Yáñez García, C., & García Durán, S. (1982). Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Los Derrumbados estados de Puebla y Veracruz (No. 333.88 Y3).

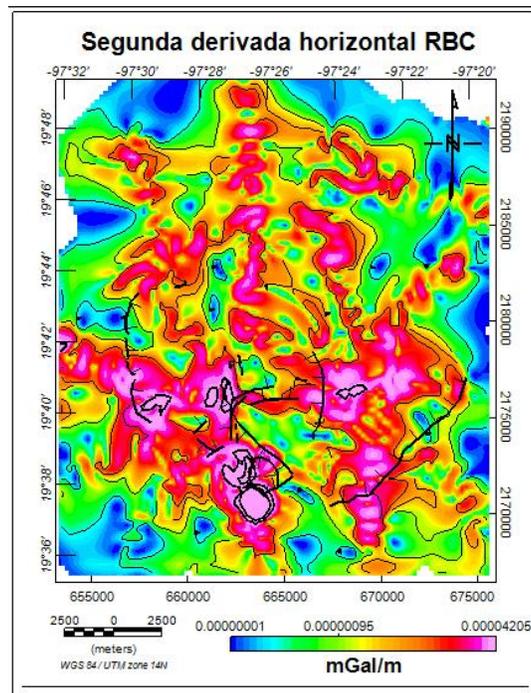
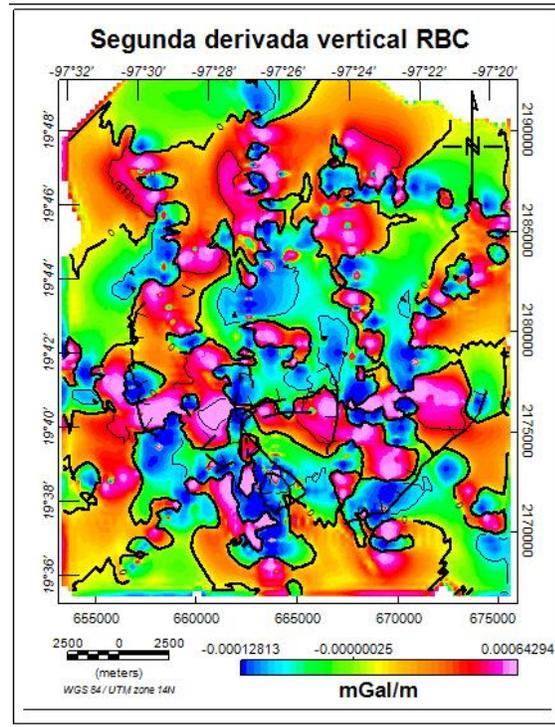
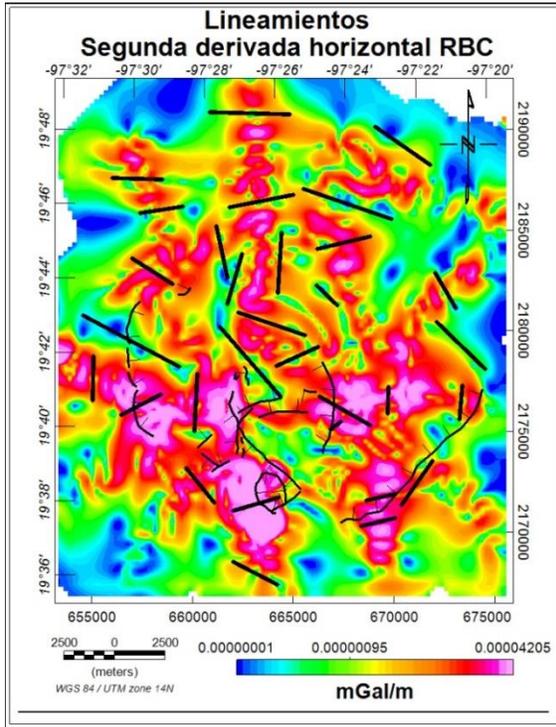
Yáñez, C., García, S., 1980. Exploración De La región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz. C.F.E, Internal report 96 pp.

Zecúa, I., 2017. Estudio geofísico integral del cráter de Los Humeros, Pue., Tesis de maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Centro de Geociencias-UNAM.

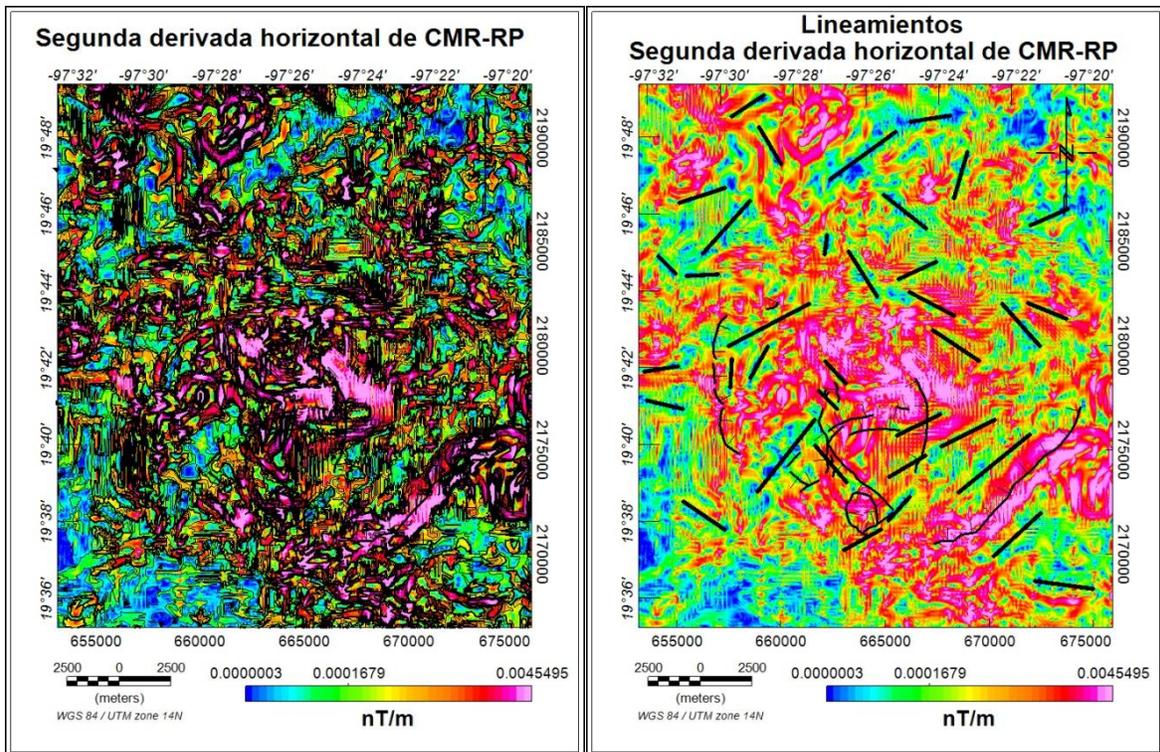
Carrasco-Núñez G, Hernández J, De León L, Dávila-Harris P, Norini G, Bernal JP, Jichad B, Navarro M, López-Quiroz P. 2017. Geologic Map of Los Humeros volcanic complex and geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. Terra Digitalis, Volume: 1, Issue: 2, Pages: 1-11.

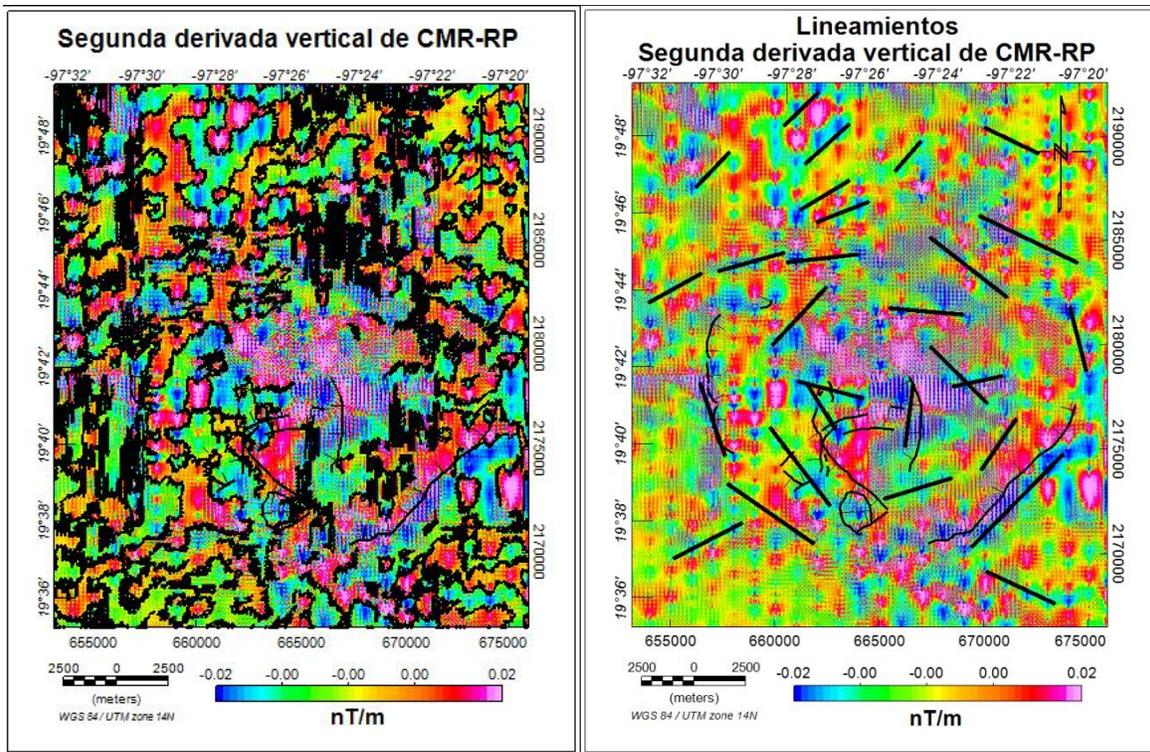
Anexos

Mapas Gravimétricos

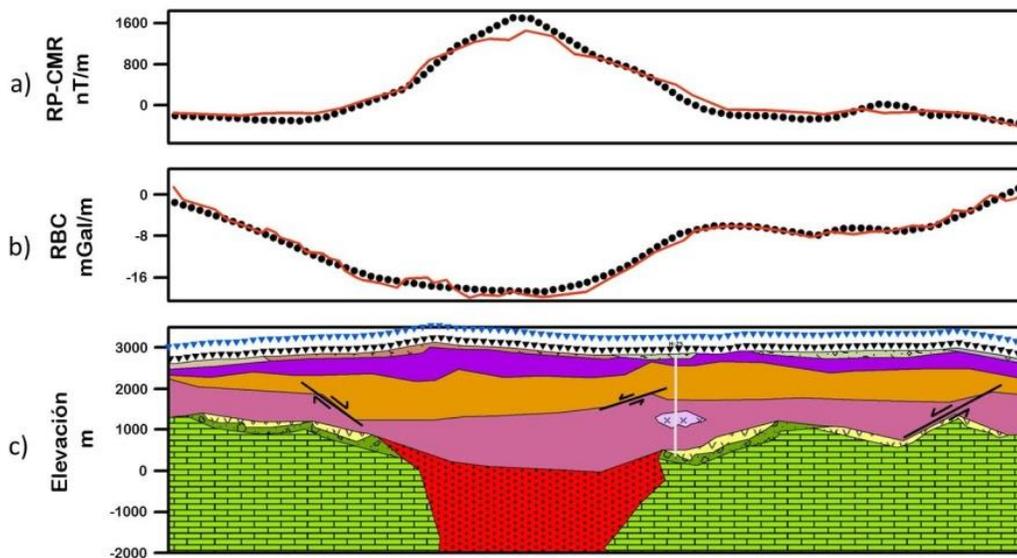


Mapas Aeromagnéticos

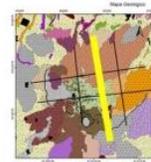




Perfil D-D'



- ▼ Estaciones Magnéticas ● Curva Observada
- ▼ Estaciones Gravimétricas — Curva Calculada



Perfil E-E'

