



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Exploración de Recursos Geotérmicos del Volcán Azufral a partir de la Interpretación de Anomalías de Campos Potenciales

Anita Patricia Ponce Villarreal

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Maestría en Ciencias - Geofísica
Bogotá, Colombia
2013

Exploración de Recursos Geotérmicos del Volcán Azufraal a partir de la Interpretación de Anomalías de Campos Potenciales

Anita Patricia Ponce Villarreal

Código 194381

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Magister en Ciencias – Geofísica

Director:

Ph.D. Orlando Hernández Pardo

Línea de Investigación:

Geofísica Aplicada a la Exploración en Geotermia

Grupo de Investigación:

Maestría en Ciencias - Geofísica

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2013

Dedicatoria

A mis hijos Christian y Gabriela

A mi familia

La Tierra es el lugar más bello para nuestros ojos que cualquiera que conozcamos. Pero esa belleza ha sido esculpida por el cambio: el cambio suave, casi imperceptible, y el cambio repentino y violento. En el Cosmos no hay lugar que esté a salvo del cambio.

Carl Sagan

Agradecimientos

A Dios, por organizar el Cosmos en el momento justo para que algunos de nosotros pudiéramos cumplir un sueño.

A la Dra. Luz Amalia Ordoñez, Docente de la Universidad Nacional, quien impulsó y organizó el desarrollo de la cohorte de la Maestría en Ciencias en la ciudad de Pasto.

A la Universidad de Nariño y la Universidad Nacional de Colombia por propiciar la descentralización de la Maestría en Ciencias y llevarla a la ciudad de Pasto. A los profesores de la Maestría en Ciencias por tomar su tiempo de descanso en los fines de semana y dedicarlo a la docencia para la cohorte de Pasto.

A mi director de Tesis el Dr. Orlando Hernández Pardo, por su guía académica, sus consejos, por todo lo que nos enseñó.

Al Ingeominas, por facilitarme los recursos y los datos geofísicos para el desarrollo de éste trabajo y fomentar el avance de las Geociencias en Colombia.

A los Dres. Francisco Velandia y Claudia Alfaro, funcionarios de Ingeominas, por invitarme a participar en el proyecto Exploración de Recursos Geotérmicos, que permitió la toma en campo de los datos utilizados en éste trabajo. A los Dres. Gloria Patricia Cortés y John Makario Londoño, Jefes del Proyecto de Investigación de la Actividad Volcánica de Ingeominas, por el apoyo para éste trabajo. Al Geof. Wilson Quintero, funcionario de Ingeominas, por la dirección y guía de la campaña de toma de datos en campo. A la Dra. Marta Lucía Calvache, Subdirectora de Amenazas Geológicas del Ingeominas, por todo el apoyo.

Al Ing. Diego Gómez, Coordinador del Observatorio Vulcanológico de Pasto, por el apoyo y trabajo conjunto en campo y en oficina, en el proyecto Exploración de Recursos Geotérmicos.

A mis compañeros de Ingeominas y mis compañeros de la Maestría, por su apoyo, por sus consejos, por sus sugerencias y críticas constructivas. Mil gracias.

Resumen

Con base en los datos obtenidos durante las campañas de magnetometría, gravimetría y de posicionamiento terrestre en el Altiplano Nariñense en 2008, en la zona de influencia del volcán Azufral, se elaboró la presente investigación con el propósito de aplicar los métodos potenciales en la exploración de los recursos geotérmicos y hacer un aporte a la construcción del modelo geotérmico del volcán Azufral. Se implementó el análisis espectral a la anomalía magnética de la zona estudiada para estimar, la profundidad de la isoterma de Curie, los gradientes geotérmicos y el flujo de calor, encontrándose un área donde los gradientes geotérmicos varían entre 120°C y 250°C y cuyo modelo de estructura realizado con datos gravimétricos y magnéticos mostró litologías con anomalías de baja densidad que probablemente permitirían la presencia de fluidos calientes. Con base en los resultados del análisis se concluye que puede existir un campo geotérmico de media a alta temperatura en la zona de influencia del volcán Azufral.

Palabras clave: Volcán Azufral, Magnetometría, Gravimetría, Análisis Espectral, Gradiente Geotérmico, Campo Geotérmico

Abstract

Based on the data obtained during the surveys of magnetometry, gravimetry and terrestrial positioning in the Nariño High Plateau in 2008, within the Azufral volcano influence zone, this research was conducted with the purpose of applying potential methods in the exploration of the geothermal resources and to make a contribution to the development of the geothermal model of the Azufral volcano. Spectral analysis was applied to the magnetic anomaly of the studied area to estimate the depth of the Curie isotherm, the geothermal gradients and the heat flux, finding an area where geothermal gradients vary between 120°C and 250°C, whose modeled structure built with gravity and magnetic data, showed lithologies with low density anomalies, probably allowing the presence of hot fluids. Based on the results of these analyses it is concluded that there may exist a medium to high temperature geothermal field in the Azufral volcano influence zone.

Keywords: Azufral Volcano, Magnetometry, Gravimetry, Spectral Analysis, Geothermal Gradient, Geothermal Field.

Contenido

1. Los Datos.....	3
1.1 Objetivos	3
1.2 Localización de la zona de estudio.....	3
1.3 Estudios Previos	4
1.4 Metodología	6
1.5 Adquisición de datos en campo.....	8
1.6 Cálculo de anomalías gravimétricas.....	12
1.7 Cálculo de anomalías magnéticas.....	13
2. Marco Geológico	17
2.1 Geomorfología	17
2.2 Estratigrafía.....	20
2.3 Esquema estructural	34
3. Procesamiento e interpretación	39
3.1 Procesamiento de datos gravimétricos.....	39
3.2 Separación regional y residual de la anomalía de Bouguer	51
3.3 Interpretación de los resultados de gravimetría e integración con la geología ..	55
3.4 Procesamiento de datos magnéticos.....	57
3.5 Separación regional y residual de la anomalía magnética	70
3.6 Interpretación de resultados de magnetometría e integración con la geología .	70
3.7 Cálculo de índices de favorabilidad local.....	76
3.8 Interpretación de resultados del cálculo de índices de favorabilidad local e integración con la geología	81
4. Evaluación de los gradientes geotérmicos	83
4.1 Estimación de la profundidad de la isoterma de Curie.....	83
4.2 Estimación de los gradientes geotérmicos	91
4.3 Estimación del flujo geotérmico.....	92
4.4 Estimación del tamaño del recurso geotérmico	94
5. Modelamiento inverso del subsuelo	99
5.1 Modelo del subsuelo para el Perfil 1 (L1N).....	102
5.2 Modelo del subsuelo para el Perfil 2 (L2E)	103
5.3 Modelo del subsuelo para el Perfil 3 (L3E)	103
5.4 Modelo del subsuelo para el Perfil 4 (L4E)	107
5.5 Modelo del subsuelo para el Perfil 5 (L5N)	107
5.6 Modelo del subsuelo para el Perfil 6 (L6E)	107
5.7 Modelo del subsuelo para el Perfil 7 (L7N)	111
5.8 Modelo del subsuelo para el Perfil 8 (L8N).....	111
5.9 Evaluación de la presencia de fluidos en la zona de estudio	111

5.10	Aproximación a un modelo geotérmico del volcán AzufraI	112
6.	Conclusiones y recomendaciones	117
6.1	Conclusiones	117
6.2	Recomendaciones	118
7.	Bibliografía	127

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1-1. Localización general de la zona estudiada, con respecto a Colombia y Nariño, modificado de Geología y Geomorfología de la plancha 428, Túquerres.....	4
Figura 1-2. Localización de la zona de estudio en la región de influencia del volcán Azufral y el Altiplano Nariñense (Gómez & Ponce, 2009).....	5
Figura 1-3. Localización de las estaciones usadas en el levantamiento gravimétrico, magnético y de posicionamiento terrestre realizado en 2008, mostrando una distribución irregular dependiendo de la accesibilidad mediante carreteras, carreteables, caminos y recorridos a campo abierto en las laderas del volcán Azufral (Gómez & Ponce, 2009).....	8
Figura 1-4. Localización de las estaciones utilizadas como bases en el levantamiento gravimétrico, magnético y de posicionamiento terrestre realizado en 2008 (Gómez & Ponce, 2009).....	9
Figura 1-5. Acople de las tres bases Magnéticas para la campaña de 2008.	11
Figura 1-6. Modelo digital del terreno, de la zona estudiada.....	14
Figura 1-7. Mapa de la gravedad observada en la zona de estudio.....	15
Figura 1-8. Mapa del campo magnético medido en la zona de estudio.	16
Figura 2-1. Geomorfología de la zona estudiada, detalle tomado y modificado del mapa Geomorfológico, Plancha 428 Túquerres (Ingeominas, 2003).....	21
Figura 2-2. Columna estratigráfica generalizada de los depósitos piroclásticos del volcán Azufral, tomado de Cortés& Bernal, 1998.....	33
Figura 2-3. Columna estratigráfica generalizada del Altiplano Nariñense, tomada de Velandia et al., 2008.....	34
Figura 2-4. Esquema estructural generalizado con los rasgos más regionales y continuos para el Altiplano Nariñense, modificado de Velandia et al. (2006).	35
Figura 2-5. Detalle del corte geológico de la Plancha 428 Túquerres (González, Zapata & Montoya, 2002), que pasa por el cauce del río Verde, el volcán Azufral y el cauce de la quebrada San José.....	36
Figura 2-6. Geología de la zona estudiada, detalle tomado y modificado del mapa Geológico, Plancha 428 Túquerres (Ingeominas, 2003).....	37
Figura 3-1. Histograma de frecuencias de los datos interpolados de la Anomalía Total de Bouguer con sus parámetros estadísticos.....	40
Figura 3-2. Mapa de anomalía total de Bouguer para una densidad de 2.67 g/cm ³ , obtenido por el método de interpolación de Kriging.	41
Figura 3-3. Mapa de la segunda derivada vertical de la anomalía total de Bouguer más un filtro de continuación analítica a 1.000 m hacia arriba.	43
Figura 3-4. Mapa del gradiente horizontal en la dirección Y (primera derivada horizontal en la dirección Y) de la anomalía total de Bouguer más un filtro de continuación analítica a 1.000 m hacia arriba.....	44

Figura 3-5. Mapa de gradiente direccional (coseno direccional) dejando pasar la dirección de N40°E de la anomalía total de Bouguer. Esta dirección fue seleccionada con base en la baja distorsión que presenta con respecto a otras direcciones.	45
Figura 3-6. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía total de Bouguer para estimar la profundidad de las posibles fuentes gravimétricas usando un índice estructural de 0 (silo, dique, dislocación).....	47
Figura 3-7. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía total de Bouguer para estimar la profundidad de las posibles fuentes gravimétricas usando un índice estructural de 0.5 (franja).	48
Figura 3-8. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía total de Bouguer para estimar la profundidad de las posibles fuentes gravimétricas usando un índice estructural de 1 (chimeneas).....	49
Figura 3-9. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía total de Bouguer para estimar la profundidad de las posibles fuentes gravimétricas usando un índice estructural de 2 (esferas).	50
Figura 3-10. Mapa de efectos regionales de la anomalía de Bouguer obtenido por el método de superficie polinómica de tercer orden.	52
Figura 3-11. Mapa de efectos residuales de la anomalía de Bouguer obtenido por el método de superficie polinómica de tercer orden.	53
Figura 3-12. Mapa de efectos regionales de la anomalía de Bouguer obtenido por el filtro de continuación analítica para 5.000 m.	54
Figura 3-13. Mapa de efectos residuales de la anomalía de Bouguer obtenido por el filtro de continuación analítica para 5.000 m.	55
Figura 3-14. Histograma de frecuencias de los datos interpolados de la Anomalía Magnética con sus parámetros estadísticos.....	58
Figura 3-15. Mapa de Anomalía Magnética, obtenido por el método de interpolación de Kriging, para una inclinación $I = 24.4^\circ$ y una declinación $D = -2.8^\circ$	59
Figura 3-16. Mapa de anomalía magnética, reducida al polo, $I = 2.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$	60
Figura 3-17. Mapa de anomalía magnética reducida al ecuador, $I = 24.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$	61
Figura 3-18. Mapa de la segunda derivada vertical de la anomalía magnética reducida al ecuador, $I = 24.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$	62
Figura 3-19. Mapa de gradiente horizontal en la dirección Y (primera derivada en la dirección Y) de la anomalía magnética reducida al ecuador, $I = 24.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$	63
Figura 3-20. Mapa del gradiente direccional (coseno direccional) en N90°E de la anomalía magnética reducida al ecuador, $I = 24.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$	64
Figura 3-21. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía magnética para estimar la profundidad de las posibles fuentes magnéticas, usando un índice estructural de 0 (Contacto).....	65
Figura 3-22. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía magnética para estimar la profundidad de las posibles fuentes magnéticas, usando un índice estructural de 0.5 (dislocación marcada).....	66
Figura 3-23. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía magnética para estimar la profundidad de las posibles fuentes magnéticas, usando un índice estructural de 1 (silo, dique).	67
Figura 3-24. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía magnética para estimar la profundidad de las posibles fuentes magnéticas, usando un índice estructural de 2 (chimeneas).....	68
Figura 3-25. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía magnética para estimar la profundidad de las posibles fuentes magnéticas, usando un índice estructural de 3 (esferas).	69

Figura 3-26. Mapa de efectos regionales de la anomalía magnética obtenido por el método de superficie polinómica de tercer orden, $I = 24.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$ 71

Figura 3-27. Mapa de efectos residuales de la anomalía magnética obtenido por el método de superficie polinómica de tercer orden, $I = 24.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$ 72

Figura 3-28. Mapa de efectos regionales de la anomalía magnética obtenido por el filtro de continuación analítica hacia arriba a 5.000 m, $I = 24.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$ 73

Figura 3-29. Mapa de efectos residuales de la anomalía magnética por el filtro de continuación analítica hacia arriba a 5.000 m, $I = 24.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$ 74

Figura 3-30. Mapa de índices de favorabilidad local que muestra la correlación directa de los rasgos positivos ($SLFI > 0$) de la primera derivada vertical de la anomalía total de Bouguer y la anomalía magnética reducida al polo. 78

Figura 3-31. Mapa de índices de favorabilidad local que muestra la correlación directa de los rasgos negativos ($SLFI < 0$) de la primera derivada vertical de la anomalía total de Bouguer y la anomalía magnética reducida al polo. 79

Figura 3-32. Mapa de índices de favorabilidad local que muestra la correlación inversa ($DLFI > 0$) de la primera derivada vertical de la anomalía total de Bouguer (rasgos positivos) y la anomalía magnética reducida al polo (rasgos negativos). 80

Figura 3-33. Mapa de índices de favorabilidad local que muestra la correlación inversa de los rasgos negativos ($DLFI < 0$) de la primera derivada vertical de la anomalía total de Bouguer y la anomalía magnética reducida al polo. 81

Figura 4-1. Mapa de anomalía magnética con los trazos de los 8 perfiles de trabajo escogidos para el análisis espectral y la ubicación de las poblaciones, la Laguna verde y las estaciones geofísicas. 86

Figura 4-2. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 1 (L1N). 87

Figura 4-3. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 2 (L2E). 87

Figura 4-4. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 3 (L3E). 88

Figura 4-5. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 4 (L4E). 88

Figura 4-6. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 5 (L5N). 89

Figura 4-7. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 6 (L6E). 89

Figura 4-8. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 7 (L7N). 90

Figura 4-9. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 8 (L8N). 90

Figura 4-10. Espectro de potencia promediado radialmente de la anomalía magnética de la zona estudiada. 91

Figura 4-11. Mapa de isolíneas de los estimados de la profundidad de la isoterma de Curie en la zona de estudio. 95

Figura 4-12. Mapa de isolíneas de los estimados del gradiente geotérmico en la zona de estudio. 96

Figura 4-13. Mapa de isolíneas de los estimados del flujo de calor en la zona de estudio. 97

Figura 5-1. Mapa residual de anomalía magnética, usado para obtener los modelos de estructura a partir de perfiles trazados en la zona de estudio. 100

Figura 5-2. Mapa residual de anomalía de Bouguer, usado para obtener los modelos de estructura a partir de perfiles trazados en la zona de estudio. 101

Figura 5-3. Detalle del mapa geológico, Plancha 428 Túquerres (Ingeominas, 2003) donde se muestra el trazado de los perfiles para obtener los modelos del subsuelo de la zona estudiada.....	102
Figura 5-4. Modelo del subsuelo para el Perfil 1 (L1N).....	104
Figura 5-5. Modelo del subsuelo para el Perfil 2 (L2E).....	105
Figura 5-6. Modelo del subsuelo para el Perfil 3 (L3E).....	106
Figura 5-7. Modelo del subsuelo para el Perfil 4 (L4E).....	108
Figura 5-8. Modelo del subsuelo para el Perfil 5 (L5N).....	109
Figura 5-9. Modelo del subsuelo para el Perfil 6 (L6E).....	110
Figura 5-10. Modelo del subsuelo para el Perfil 7 (L7N).....	113
Figura 5-11. Modelo del subsuelo para el Perfil 8 (L8N).....	114
Figura 5-12. Modelo geotérmico del volcán Azufraal con base en el modelo del subsuelo y los estimados del gradiente de temperatura para el Perfil 1 (L1N) en el que se indica con flechas el flujo ascendente a través de una zona de debilidad limitada por trazos de falla.	115

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 1-1. Coordenadas y descripción de las estaciones utilizadas como bases en el levantamiento gravimétrico, magnético y de posicionamiento terrestre realizado en 2008	10
Tabla 1-2. Atributos de los NP (IGAC, 1998) encontrados en la zona de estudio en 2008	11
Tabla 3-1. Índices estructurales.....	47
Tabla 4-1. Valores estimados mediante análisis espectral de las anomalías magnéticas para la profundidad de la isoterma de Curie, el gradiente geotérmico y el flujo de calor en la zona estudiada. En la última línea se consignan los valores generales de la zona.	94

Introducción

La energía geotérmica es catalogada como un recurso renovable, que aprovecha el calor interno de la tierra que se considera abundante. Tecnológicamente ofrece una alternativa a los combustibles fósiles, pues se utiliza para generar electricidad y también se aprovecha directamente el calor para calefacción y usos industriales¹ (GEA, 2011).

Las zonas de influencia de los volcanes activos pueden ser buenos prospectos para iniciar estudios de exploración geotérmica, pues son ambientes que tienen sistemas hidrotermales que pueden ser aprovechados para la generación de energía. Los campos geotérmicos de alta temperatura se localizan generalmente en las áreas de vulcanismo reciente relacionadas con las fajas sísmicas, por esa razón son las zonas que se seleccionan para efectuar los primeros trabajos de reconocimiento (GEA, 2011).

Según OLADE (1982), el volcán Azufral tiene asociado un sistema geotérmico cuyas manifestaciones superficiales incluyen manantiales termales, cráteres de erupción hidrotermal, fumarolas en uno de sus domos en la cima y zonas de alteración hidrotermal. La ocurrencia de estas manifestaciones y otras condiciones como su edad reciente, la persistencia de su actividad y la evolución completa del magma de composición andesítica a riolítica, han permitido identificar a este sistema como uno de los de mayor interés geotérmico en Colombia.

El volcán Azufral se encuentra ubicado al suroccidente de Colombia en las coordenadas 1°05' N y 77°43' W, con una elevación de 4.070 msnm. Es clasificado como un estrato volcán truncado por una caldera de 2.5 por 3 km que contiene un complejo de domos de lava riodacíticos del Holoceno y no hay registros de actividad en tiempos históricos. En su cima existe un lago denominado Laguna Verde, con forma de media luna que ocupa el lado noroccidental de la caldera, también hay cerca de una docena de domos, el último de los cuales se formó hace aproximadamente 3.600 años y tiene fumarolas activas. Las rocas de Azufral son más silíceas que las de los volcanes que se encuentran cerca y está rodeado por depósitos de flujos piroclásticos riodacíticos. La última erupción conocida del volcán Azufral tuvo lugar hace aproximadamente 1.000 años² (Smithsonian, 2010).

En su estado actual de actividad presenta solfataras y fumarolas con temperatura de 85°C y es monitoreado desde 2009 por el Servicio Geológico Colombiano a través del

¹ Geothermal Energy Association; http://geo-energy.org/geo_basics.aspx

² Global Volcanism Program; <http://www.volcano.si.edu/world/list.cfm>

Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto, con instrumentación para sismicidad, deformación, termografía y cambios geoquímicos³ (Ingeominas, 2009). En julio de 2009 se documentó en el volcán Azufral una pequeña erupción de azufre líquido, desde un punto ubicado en el costado noroccidental de la Laguna Verde, en la zona de la pequeña playa ubicada al frente del domo activo, fenómeno que se repitió en julio y agosto de 2010 y que dejó como huella un depósito de azufre que alcanzó a penetrar algunos metros dentro del cuerpo de la laguna y una cárcava en donde actualmente existen puntos que tienen 60°C de temperatura.

Muchos poblados quedan cerca de la zona de influencia del volcán Azufral, tales como Túquerres, Sapuyes, Guachucal, Mallama y Santacruz, los cuales se pueden ver beneficiados, en caso de que el recurso geotérmico asociado con su actividad sea aprovechable. Durante el transcurso del año 2008 se realizaron varias campañas de medida de datos gravimétricos, magnéticos y de GPS, ocupando un total de 307 estaciones, dentro del proyecto Exploración de Recursos Geotérmicos SUB09-23 del Instituto Colombiano de Geología y Minería – Ingeominas. A estos datos se les aplicaron diferentes tipos de filtros y procesamientos para la generación de mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas.

Como un aporte al modelo geotérmico del volcán Azufral, utilizando el método de Análisis Espectral aplicado a la anomalía Magnética se estableció la profundidad del tope y de la base de las fuentes magnéticas causantes (Spector & Grant, 1970; Tanaka et al., 1999), con lo cual se estimó la profundidad media de la isoterma de Curie en una parte de la zona de influencia del volcán Azufral. Con estos datos, la isoterma de Curie se encontró a una profundidad promedio de 3.7 km en la zona. Asumiendo una temperatura de Curie de 580°C y con la profundidad de la base de la fuente, se calculó un gradiente geotérmico superficial promedio de 157°C, el cual es acorde con los ambientes geotérmicos en volcanes activos. Con los datos de anomalía magnética, gravimétrica y la geología de la zona, se elaboraron varios modelos del subsuelo de la zona estudiada y se escogió uno de ellos para hacer una aproximación a un modelo geotérmico del volcán Azufral con base en los datos de campos potenciales y los estimados de los gradientes geotérmicos.

³ <http://www.ingecominas.gov.co/Pasto.aspx>

1. Los Datos

El proyecto se planteó con base en la necesidad de conocer la existencia de un yacimiento geotérmico en la zona del volcán Azufral y evaluar la posibilidad de que pueda convertirse en un recurso energético aprovechable, fundamentado en el estudio de anomalías de campos potenciales, aplicando técnicas de la Geofísica, tales como la Gravimetría y la Magnetometría, tomando su pertinencia desde el punto de vista de la búsqueda de fuentes más limpias de generación de energía, que sean autosustentables y económicamente viables, en un tiempo en el que el mundo presenta grandes requerimientos de energía y está aproximándose a una escasez de combustibles fósiles en un futuro no muy lejano.

1.1 Objetivos

El objetivo general fue la exploración de recursos geotérmicos del volcán Azufral a partir de la interpretación de anomalías de campos potenciales, como aporte a la búsqueda y aplicación en la generación de energías alternativas más limpias, sustentables y económicamente factibles.

Los objetivos específicos fueron:

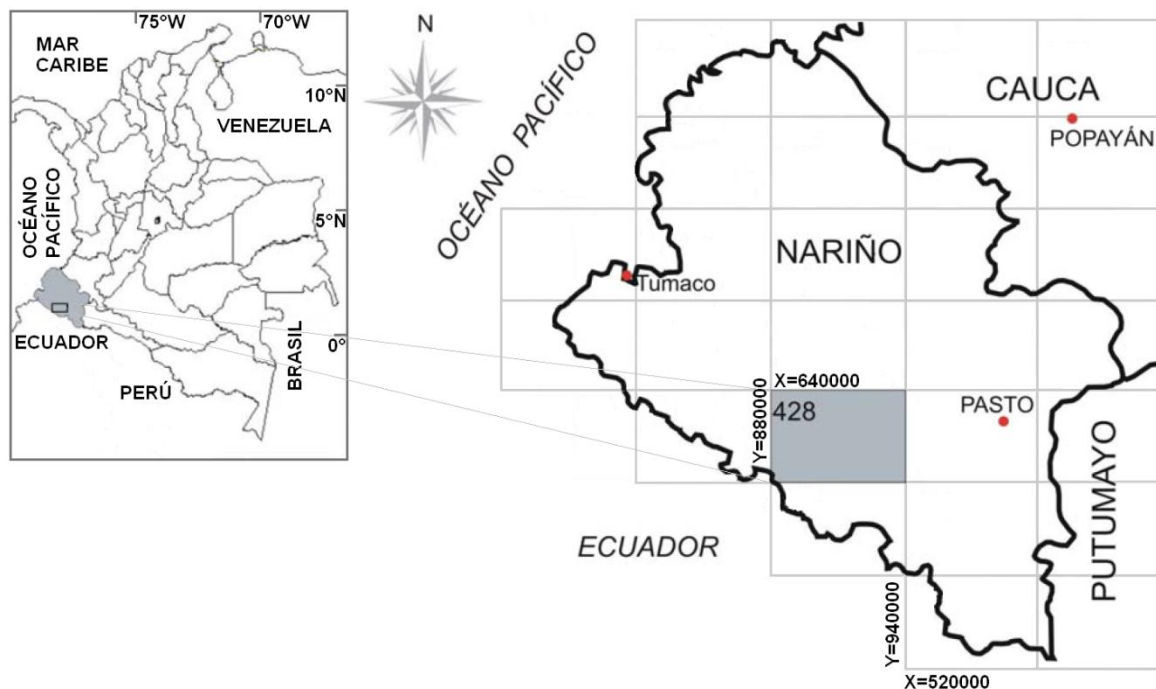
- Evaluar la presencia de fluidos en la zona de estudio
- Evaluar gradientes térmicos en la zona de estudio
- Definir el tamaño del recurso térmico en la zona de estudio

1.2 Localización de la zona de estudio

La zona de estudio se localiza en el Departamento de Nariño, al suroccidente de Colombia, en la región de influencia del volcán Azufral y el Altiplano Nariñense, en las coordenadas $0^{\circ}56' N$ a $1^{\circ}11' N$ ($X=595.000$ a $X=620.000$) y $77^{\circ}36' W$ a $77^{\circ}48' W$ ($Y=920.000$ a $Y=940.000$), comprendiendo un área aproximada de 450 km^2 .

El volcán Azufral se encuentra ubicado en las coordenadas $1^{\circ}05' N$ y $77^{\circ}43' W$, con una elevación de 4.070 msnm , cuya zona de influencia comprende los municipios de Túquerres, Sapuyes, Guachucal, Mallama y Santa Cruz. Las coordenadas planas tienen origen en el punto $4^{\circ}35'56.57''$ de latitud norte y $77^{\circ}04'51.30''$ de longitud oeste, las cuales tienen asignado valores de $X=1.000.000 \text{ m N}$ y $Y=1.000.000 \text{ m E}$. La localización de la zona de estudio se ilustra en las Figuras 1-1 y 1-2.

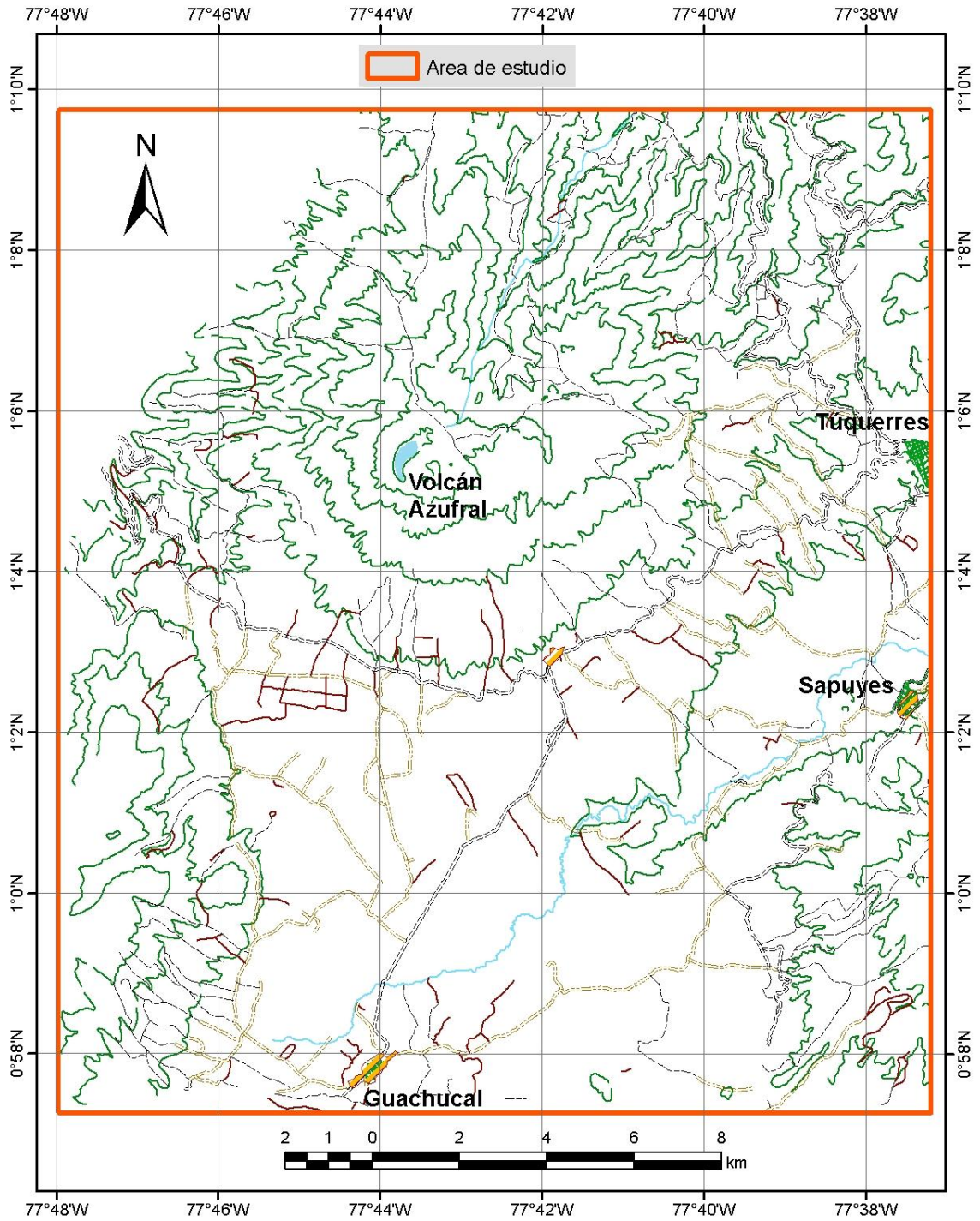
Figura 1-1. Localización general de la zona estudiada, con respecto a Colombia y Nariño, modificado de Geología y Geomorfología de la plancha 428, Túquerres.



1.3 Estudios Previos

En las últimas décadas se han realizado varios estudios en la zona de influencia del volcán Azufral y el Altiplano Nariñense, la mayoría de ellos desarrollados o auspiciados por el Ingeominas, entre éstos se pueden mencionar los siguientes, Estudio de Reconocimiento de los Recursos Geotérmicos de la República de Colombia 1982 (Olade, 1982), Características Químicas y Petrográficas de los Volcanes Azufral, Cumbal y Chiles-Cerro Negro (Cepeda, Acevedo, & Lesmes, 1987), Activité Récent Préhistorique du Volcán Azufral (S-W de la Colombie) (Bechon & Monsalve, 1991), Estudio Geológico de los Depósitos Piroclásticos Proximales del Volcán Azufral (Betancur & Correa, 1992), Evolution Pérologique et Géochimique du Complexe de Domes du Volcan Azufral, Colombie (Fontaine & Stix, 1993), Evolution Volcanologique et Géochimique du Volcan Azufral, Colombie (Fontaine, 1994), Informe Visita de Reconocimiento, Proyecto Prefactibilidad Geotérmica en el Volcán Azufral, Fase 1 (Calvache et al., 1997), Geología del Volcán Azufral Primera Fase (Cortés & Calvache, 1997), Reconocimiento y Cartografía de los Depósitos Volcánicos Distales del Azufral (Cortés & Bernal, 1998), Cartografía y Estratigrafía de los Depósitos Proximales del Volcán Azufral – Cuenca del Río Sapuyes (Cortés, 1999), Informe Volcán Azufral, Proyectos B98G04 y C98R06 (Calvache, 1999), Informe Preliminar Productos Piroclásticos Volcán Azufral Proyecto Evaluación de Amenazas y Riesgos Volcánicos C99R06 (Calvache, Monsalve, & Torres, 2000), Geología y Estratigrafía del Volcán Azufral, Colombia (Torres et al., 2001), Geoquímica del Sistema Geotérmico del Volcán Azufral (Alfaro, 2001), Geología y Geomorfología de la Plancha 428 Túquerres (González, Zapata, & Montoya, 2002).

Figura 1-2. Localización de la zona de estudio en la región de influencia del volcán Azufraal y el Altiplano Nariñense (Gómez & Ponce, 2009).



Durante los años 2005 y 2006 en una región que abarca parte de la zona estudiada en ésta investigación y otra zona ubicada hacia el sur y oriente del Altiplano Nariñense, se

llevaron a cabo campañas de campo para tomar datos gravimétricos, magnetométricos, geoelectrónicos, de sismica y el levantamiento geológico. Estos estudios se hicieron en el marco del proyecto de Exploración de Aguas Subterráneas del Instituto Colombiano de Geología y Minería – Ingeominas que se desarrolló dentro del acuerdo específico 046 de 2005 con la Universidad Nacional de Colombia, la información obtenida en campo se consignó en varios artículos publicados en revistas, congresos y documentos técnicos internos de Ingeominas, como son el Estudio Gravimétrico de la Cuenca Hidrogeológica del valle de Guachucal – Azufral, Nariño (Neiza, 2006), Estudio Gravimétrico en el Altiplano Nariñense (Garzón, 2006), Esquema Estructural para la Exploración Hidrogeológica en el Altiplano Nariñense (Velandia et al., 2006), Geochemical Data Interpretation of Thermal Springs in Colombia (Aguirre & Barragán, 2006), Magnetometría Aplicada a la Exploración de Aguas Subterráneas en Nariño (Vásquez, 2007), Prospección Geoelectrónica en el Altiplano Nariñense (Franco, 2007), Memoria Explicativa de la Cartografía Geológica y Geomorfológica del Altiplano Nariñense (Pinilla et al., 2007), Estratigrafía de los Depósitos Volcánicos del Altiplano Nariñense, Colombia (Velandia et al., 2008), El Neógeno Volcánico en el Altiplano Nariñense, Suroccidente Colombiano (Pinilla et al., 2008), Teledetección y SIG Aplicados a la Exploración Geológica-Geofísica en el Altiplano Nariñense – Colombia (Rodríguez, Velandia, & Cárdenas, 2008), Geoquímica Preliminar de Gases del Sistema Geotérmico del Volcán Azufral (Alfaro, Garzón, & Bobadilla, 2008), Contribución al Modelo Geotérmico del Volcán Azufral a partir de Identificación de Zonas de Alteración Hidrotermal (Carvajal et al, 2008), Evaluación Hidrogeológica Regional del Altiplano Nariñense (De Bermoudes, 2009), entre otros.

En 2008 se desarrolló la campaña de levantamiento de datos de gravimetría, magnetometría y GPS de precisión para el proyecto de Exploración de Recursos Geotérmicos del Ingeominas, que produjo el informe interno Levantamiento Geofísico (Gravimétrico y Magnético) en el Área Geotérmica del Volcán Azufral, Departamento de Nariño (Gómez & Ponce, 2009) y la Tesis titulada Modelamiento de Reservorios Magmáticos del Volcán Azufral (Departamento de Nariño) a partir de Anomalías de Campos Potenciales (Gómez, 2012). Todos estos estudios contribuyeron de una u otra forma al desarrollo de ésta investigación, especialmente los datos geofísicos de la campaña de 2008 y la información geológica de la Plancha 428 Túquerres.

1.4 Metodología

Para alcanzar los objetivos planteados se utilizaron los datos provenientes de campañas de medida de datos gravimétricos y magnéticos en la zona de estudio, incluyendo datos de GPS de precisión. Estas campañas de medida se realizaron en 2008, ocupando un total de 307 estaciones, dentro del proyecto Exploración de Recursos Geotérmicos SUB09-23 del Instituto Colombiano de Geología y Minería – Ingeominas. En las campañas de campo participaron el ingeniero Wilson Quintero como coordinador y los ingenieros Patricia Ponce y Diego Gómez como encargados de la toma de datos, depuración y procesamiento primario de los mismos, en parte de las campañas se contó el apoyo de las geólogas Nardy Neiza y María Luisa Monsalve.

Inicialmente se intentó hacer una cuadrícula regularmente espaciada para el levantamiento de datos pero no fue posible debido a inconvenientes en el campo, por

ejemplo zonas de difícil acceso como altas pendientes, escarpes pronunciados y bosques secundarios en la zona montañosa de Azufral, presencia de grupos armados en el sector noroccidental, problemas logísticos, especialmente de seguridad y de permisos, por lo cual se optó por tomar datos cerca de las carreteras, carreteables, caminos, recorridos a campo abierto con guías y en algunos terrenos donde fue posible conseguir el permiso. La separación de las estaciones de medida se fijó en 250 m para la mayoría, en otros casos varió entre 500 y 1000 m dependiendo de las condiciones del terreno.

Para la toma de datos gravimétricos se usó un gravímetro automático digital Scintrex CG5, con sensor de cuarzo, rango de medición superior a 8.000 mGals, con resolución de lectura de 0.001 mGal, deriva residual diaria de 0.02 mGal y compensación automática de temperatura, inclinación, deriva instrumental, mareas y ruido⁴ (Scintrex, 2009).

Para la medición de datos magnéticos se utilizaron cuatro magnetómetros tanto para las bases como para las estaciones móviles; dos instrumentos son de tipo Scintrex MP3 con sensor de precesión de protones, con un rango de operación de 20.000 a 100.000 nT, con precisión de 2 nT y resolución de 0.1 nT. Los otros dos instrumentos son de tipo Scintrex ENVI, con sensor de precesión de protones, rango de operación de 20.000 a 100.000 nT, precisión de medición del campo magnético de +/- 1 nT y sensibilidad de 0.1 nT a 2 segundos de tiempo de muestreo⁵.

Para las medidas de posicionamiento terrestre se utilizaron dos GPS Topcon GB 1000 tanto para las bases como para las estaciones móviles. Estos equipos son de doble frecuencia con precisión horizontal en modo estático de 3 mm + 0.5 ppm por distancia a la base y con precisión vertical de 5 mm + 0.5 ppm por distancia a la base⁶ (TopCon, 2009). Las coordenadas geográficas de las estaciones fueron tomadas con referencia al Datum WGS84 y luego se convirtieron a planas (Gauss-Kruger), referidas al origen Zona Colombia Oeste. En la Figura 1-3 se muestra la localización de las estaciones usadas en el levantamiento gravimétrico y magnético realizado en 2008.

A los datos obtenidos se les aplicaron las correcciones correspondientes para determinar la Anomalía Completa de Bouguer y la Intensidad del Campo Magnético en la zona de estudio. En la fase de procesamiento se utilizó la licencia de la Universidad Nacional de Colombia del programa Oasis Montaj^{TM7} (Geosoft, 2009), para elaborar mapas raster sobre los que se aplicaron diferentes filtros y operaciones tanto en el dominio del espacio como en el de la frecuencia, para facilitar la correlación de los resultados y la integración con la geología de la zona. Para la estimación de los gradientes geotérmicos se utilizó el método de Análisis Espectral y para el modelamiento de perfiles se utilizó el módulo GM-SYS de Oasis Montaj. En la presentación de los mapas se incluye las curvas de nivel cada 200 metros y los lineamientos estructurales.

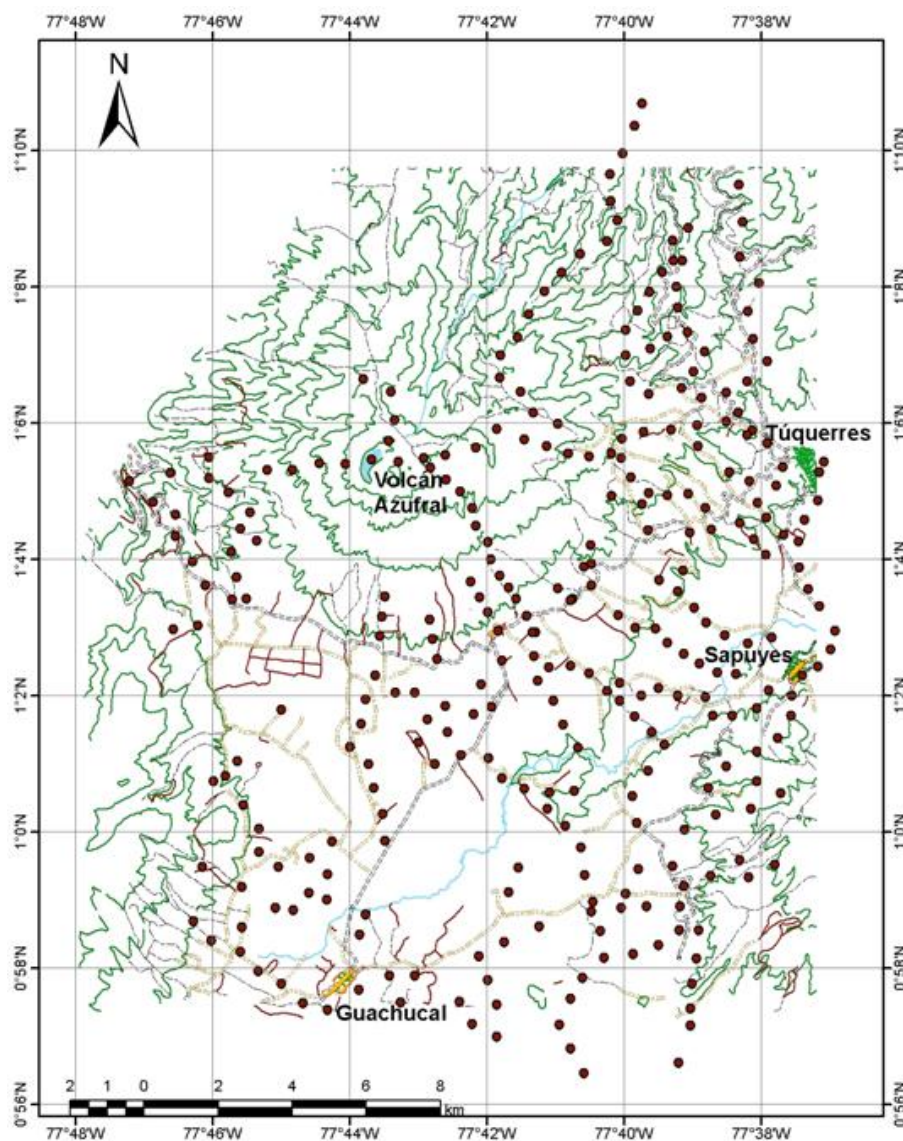
⁴ <http://www.scintrexltd.com/documents/CG5.v2.manual.pdf>

⁵ <http://www.scintrexltd.com/downloads/ENVIMAG.pdf>

⁶ <http://www.topcon.co.jp/en/positioning/products/product/gnss/gb1000.html>

⁷ <http://www.geosoft.com/products/oasis-montaj>

Figura 1-3. Localización de las estaciones usadas en el levantamiento gravimétrico, magnético y de posicionamiento terrestre realizado en 2008, mostrando una distribución irregular dependiendo de la accesibilidad mediante carreteras, carreteables, caminos y recorridos a campo abierto en las laderas del volcán Azufraal (Gómez & Ponce, 2009).

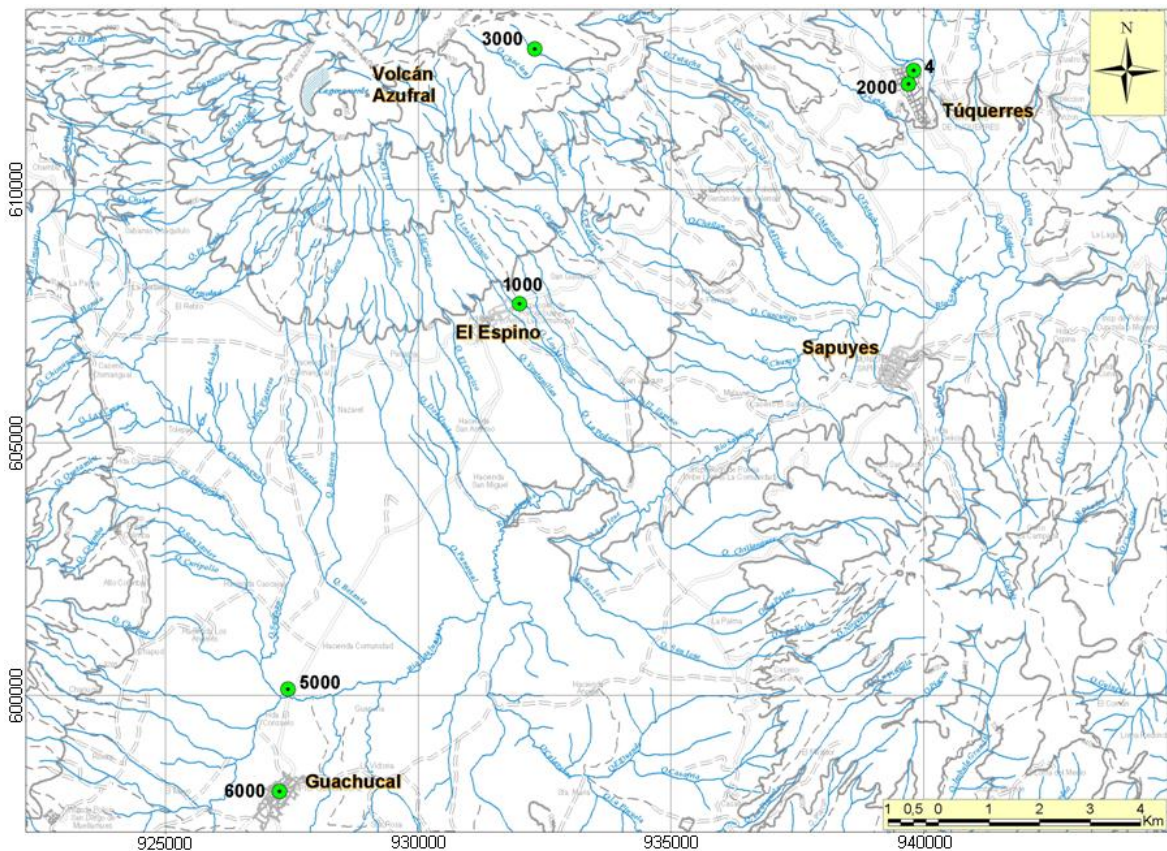


1.5 Adquisición de datos en campo

Las 307 estaciones fueron ocupadas para adquisición de dato magnético, gravimétrico y de posicionamiento terrestre con GPS de doble frecuencia, de la cuales se eligieron 6 para ser usadas como bases.

A la estación base inicial de coordenadas se le denominó 2000, está localizada en el parque principal de Túquerres y fue geo-referenciada durante las campañas de 2005 y 2006 por funcionarios del Ingeominas (Garzón, 2006; Neiza, 2006), con datos de precisión milimétrica tanto en la vertical como en la horizontal, con acople a la estación IIGM – Ipiales, instalada en el aeropuerto San Luis dentro del proyecto Geored⁸ (Geored, 2009). A partir de ésta estación se obtuvieron las coordenadas de las otras estaciones designadas como bases, cuyas localizaciones y descripción se pueden apreciar en la Figura 1-4 y en la Tabla 1.1.

Figura 1-4. Localización de las estaciones utilizadas como bases en el levantamiento gravimétrico, magnético y de posicionamiento terrestre realizado en 2008 (Gómez & Ponce, 2009)



Las coordenadas de las estaciones se acoplaron y corrigieron con las bases 1000, 3000 y 5000. Para obtener las alturas geoidales se utilizó el modelo Geocol2004⁹ (Geocol2004, 2009) del Instituto Geográfico Agustín Codazzi – IGAC, aplicando el modelo de geoide para Colombia (Sánchez, 2003), con lo cual para las estaciones

⁸ <http://geored.ingeminas.gov.co>

⁹ http://www2.igac.gov.co:8080/igac_web/UserFiles/File/MAGNAWEB_final/Geocol2004.htm

ocupadas que tienen altitudes entre 2500 y 4000 m, las alturas geoidales mostraron un rango entre 31.67 m y 32.10 m, con un valor promedio de 30.79 m.

Tabla 1-1. Coordenadas y descripción de las estaciones utilizadas como bases en el levantamiento gravimétrico, magnético y de posicionamiento terrestre realizado en 2008

Base	Coordenadas Geográficas (WGS84)		Coordenadas Planas Gauss (Bogotá Observatory)		Descripción
	Latitud y Longitud	Altura Elipsoidal	X e Y	Z Geoidal	
2000	1°05'16.95205N	3080.608	939717.067	3049.148	Plaza Principal Túquerres. Base de ajuste de coordenadas de GPS.
	77°37'09.24871W		612080.565		
1000	1°02'55.61033N	3175.458	932020.979	3143.728	El Espino. Base de GPS, gravimetría y magnetometría.
	77°41'18.13873W		607740.436		
3000	1°05'39.72756N	3674.453	932323.499	3642.583	Cabaña Corponariño Azufraal. Base de GPS, gravimetría y magnetometría.
	77°41'08.38666W		61278.,564		
4	1°05'25.96056N	3098.910	939822.315	3068.331	Iglesia de San Francisco, Túquerres. Base de gravimetría.
	77°37'05.84622W		612357.257		
6000	0°57'41.400N	3116.647	927262.859	3084.937	Iglesia de Guachucal. Base de gravimetría. Punto NP24 CW1 del IGAC.
	77°43'52.200W		598087.840		
5000	0°58'47.14278N	3045.210	927435.828	3013.510	Carretera Guachucal El Espino. Base de GPS y magnetometría.
	77°43'46.38523W		600109.122		

Para los acoples gravimétricos en la zona de estudio existen puntos de nivelación geodésica denominados NP, con dato de gravedad absoluta de la Red Gravimétrica Nacional que se encuentran en el libro Gravimetría (IGAC, 1998), cuyas líneas de nivelación correspondientes son CW-1 en la vía Rumichaca – Ipiales - Pasto y TS-1 en la vía El Espino – Tumaco. En campo se lograron encontrar 5 puntos, aunque cabe anotar que los dos puntos correspondientes a la línea TS-1 tienen erradas las coordenadas que aparecen en el libro, por lo cual, en campo se identificaron por su placa y se les asignaron nuevas coordenadas. A la base principal de gravimetría se le denominó 6000, corresponde al punto NP24 CW1, está localizado en el atrio de la iglesia de Guachucal y con ella se acoplaron todas las demás estaciones. En la Tabla 1-2, se presenta la información correspondiente a los puntos NP del IGAC encontrados en la zona y ocupados en la campaña 2008.

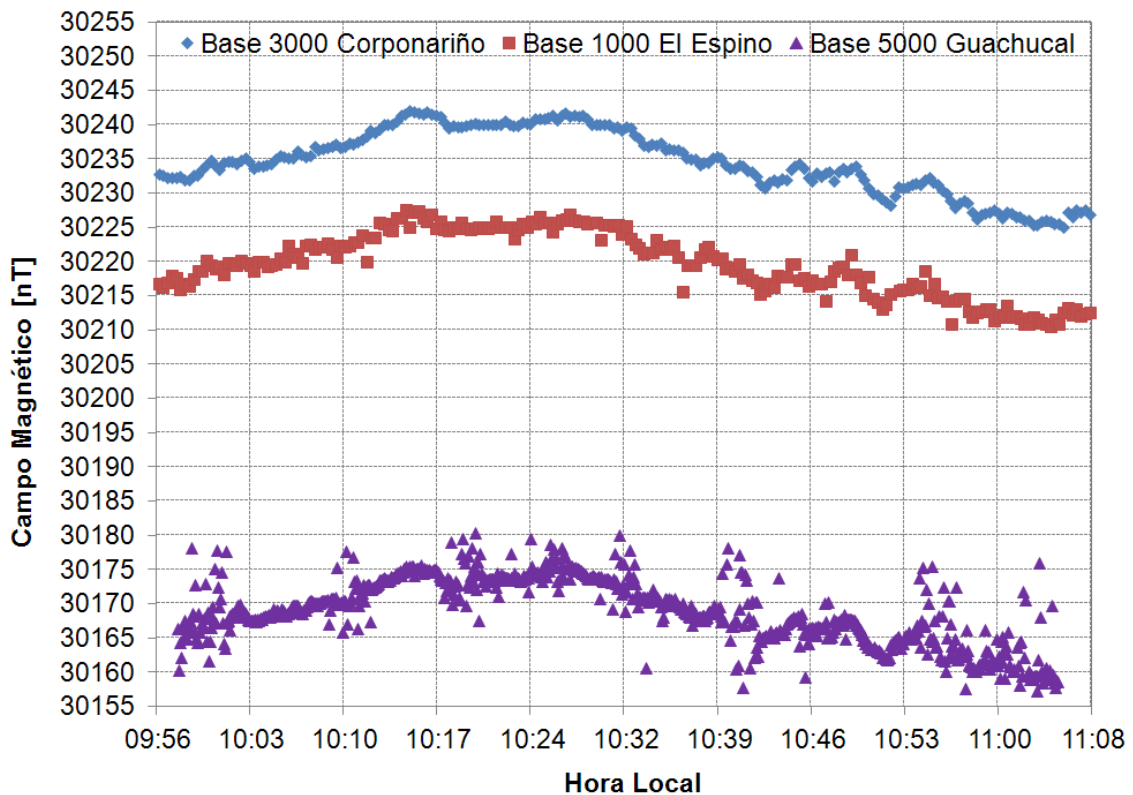
Para la elección de las bases de magnetometría se tuvo en cuenta que la zona estuviera libre de perturbación por agentes externos que pudieran afectar el registro continuo de las mismas. En la Figura 1-5 se muestra el acople de las bases, realizado en octubre 29 de 2008 entre las 09:56 a.m. y las 11:08 a.m. con registro continuo y con los equipos sincronizados, donde se observa que pese a que se encuentran en sitios diferentes en

localización y altura, el comportamiento del campo magnético es muy similar; durante el tiempo de acople la variación máxima para la base 3000 de la Cabaña Corponariño fue de 17 nT, para la base 1000 de El Espino fue de 17 nT y para la base 5000 de Guachucal fue de 20 nT. Adicionalmente, se sincronizaron los equipos móviles con las bases para las ocupaciones de las estaciones.

Tabla 1-2. Atributos de los NP (IGAC, 1998) encontrados en la zona de estudio en 2008

NP	Latitud	Longitud	Altura(m)	Gravedad (mgal)	Desv. Estand.	AAL (mgal)	ABS (mgal)	ABT (mgal)
NP 8 TS1	0°57.50'	77°45.70'	3046.1	977281.38	0.070	187.13	-153.65	-122.04
NP 15 TS1	0°58.00'	77°50.30'	2437.1	977411.18	0.076	129.10	-143.55	-112.18
NP 24 CW1	0°58.00'	77°43.40'	3087.0	977221.62	0.051	139.95	-205.40	-174.15
NP A29 CW1	1°01.70'	77°41.00'	3032.7	977241.76	0.063	143.16	-196.12	-167.49
NP A45 CW1	1°04.10'	77°35.50'	2941.6	977266.42	0.081	139.59	-189.49	-160.12

Figura 1-5. Acople de las tres bases Magnéticas para la campaña de 2008.



1.6 Cálculo de anomalías gravimétricas

Para el cálculo de la gravedad teórica se utilizó la fórmula del Sistema Geodésico de Referencia Internacional de 1980 (IGAC, 1998), según la cual:

$$\gamma = 978032.677 \times [1 + 0.00530244 \times \sin^2\varphi - 0.000005824 \times \sin^2 2\varphi] \quad (1-1)$$

Donde, γ es la Gravedad Teórica en mGal; φ es la Latitud de la estación en radianes. Se eligió esta expresión porque es la misma que se usó en el programa de cooperación entre Ingeominas e IGAC para la elaboración de los mapas de anomalía de Bouguer para Colombia.

La corrección de Aire Libre se realiza por efectos de altitud, es decir asumiendo la variación en distancia del punto de observación al centro de la Tierra (referencia). Se calcula restando de la gravedad absoluta, la corrección de la latitud (gravedad teórica) y agregando una corrección para la elevación de la estación. La expresión (Reynolds, 1997) viene dada por:

$$A_{AL} = G_O + C_{AL} - \gamma \quad (1-2)$$

Donde, G_O es la Gravedad observada (mGal); γ es la Gravedad teórica (mGal); C_{AL} es la Corrección de Aire Libre (mGal/m).

$$C_{AL} = 0.3086 \times h \quad (1-3)$$

Donde h es la altura geoidal en metros sobre el nivel del mar para la estación.

La Anomalía Simple de Bouguer se obtiene de sustraer la corrección de Bouguer de la anomalía de aire libre. La corrección de Bouguer corrige la anomalía por aire libre para la masa de roca que existe entre la altitud de la estación y el esferoide. La fórmula de la anomalía simple de Bouguer (Reynolds, 1997) viene dada por:

$$A_{SB} = A_{AL} - C_{SB} \quad (1-4)$$

Donde, A_{AL} es la Anomalía de Aire Libre (mGal); C_{SB} es la Corrección de Bouguer en mGal (Nettleton, 1976).

$$C_{SB} = 0.04192 \times \rho \times h \quad (1-5)$$

Donde, ρ es la densidad media de la corteza terrestre (2.67 g/cm^3) y h es la altura geoidal de la estación en metros.

La Corrección Topográfica tiene en cuenta el efecto de las masas vecinas del relieve alrededor del punto de medida y es siempre positiva, para lo cual se necesita conocer la topografía de la región, para efectuar esta corrección se utilizó el programa CORRTOP

(Ochoa, 2002). La corrección topográfica se calcula dividiendo el área que rodea la estación en compartimientos limitados por círculos concéntricos y radios trazados a intervalos angulares adecuados (φ). En cada compartimiento se calcula el valor de la cota promedio (z) y se determina la atracción debida a la masa por exceso o por defecto (el signo es igual) mediante la siguiente ecuación (Parasnis, 1970):

$$\Delta g_T = G\rho\varphi[r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2}] \quad (1-6)$$

Donde r_1 y r_2 corresponden a los radios de los círculos interior y exterior que limitan el compartimiento; G es la constante de gravitación universal; ρ la densidad del material; z es la altura media en metros; φ es el ángulo central del elemento.

Para la corrección topográfica de la zona estudiada se utilizó un mapa raster de 100 km² generado a partir de la imagen de la NASA de 90 m para la obtención del modelo de elevación digital del terreno, las coordenadas de las estaciones de campo y compartimientos circulares con radios entre 0 m (sitio de la estación) y 30.000 m (radio externo). Se consideraron 16 divisiones angulares y 16 círculos concéntricos y el valor de densidad promedio de la tierra de 2.67 g/cm³.

La Anomalía Completa o Total de Bouguer refleja el contraste de densidad de las masas anómalas con respecto a las densidades medias normales, considerando una densidad media de 2.67 g/cm³; se calculó según la siguiente expresión (Reynolds, 1997):

$$A_{TB} = G_O + C_{AL} - C_{SB} + \Delta g_T - \gamma \quad (1-7)$$

Donde, G_O es la Gravedad observada (mGal); C_{AL} es la Corrección de Aire Libre (mGal); C_{SB} es la Corrección de Bouguer (mGal); Δg_T es la Corrección Topográfica (mGal) y γ es la Gravedad teórica (mGal).

1.7 Cálculo de anomalías magnéticas

Para eliminar las variaciones diurnas del campo geomagnético se utilizaron magnetómetros que funcionaron como bases con registro continuo durante la campaña de 2008, así se obtuvo el campo medido corregido B_{MC} (Udías & Mezcua, 1997).

$$B_{MC} = B_{ME} - B_{MB} + \bar{B}_{MB} \quad (1-8)$$

Donde, B_{ME} es el campo medido en la estación en el tiempo t_i ; B_{MB} es el campo medido en la base en el tiempo t_i ; \bar{B}_{MB} es el campo promedio medido en la base.

La anomalía magnética ΔB se define como la variación entre el valor del campo escalar medido corregido y el valor teórico. Para calcular el valor teórico del campo se utilizó el

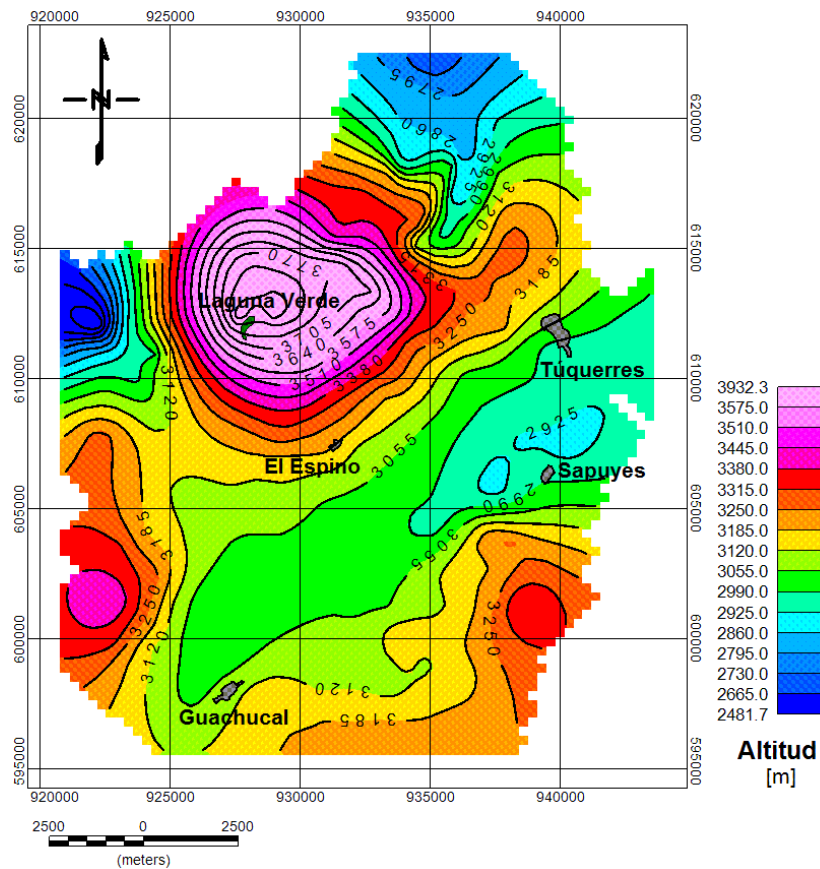
programa Geomag¹⁰ (NOAA, 2009) del Centro Nacional de Datos Geofísicos de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de los EE.UU. (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) que trabaja con el modelo del Campo Geomagnético de Referencia Internacional, IGRF10 (International Geomagnetic Reference Field)¹¹. Por lo tanto la anomalía magnética se encontró con la siguiente expresión (Udías & Mezcuca, 1997):

$$\Delta B = B_{MC} - B_{IGRF} \quad (1-9)$$

Donde, B_{MC} es el campo medido corregido en nT; B_{IGRF} es el campo teórico en nT.

En las Figuras 1-6, 1-7 y 1-8 se presentan los datos medidos en campo, el modelo digital del terreno, la gravedad observada y finalmente, el campo magnético observado en la zona de estudio, los datos se consignan también en el anexo A.

Figura 1-6. Modelo digital del terreno, de la zona estudiada.



¹⁰ http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/geom_util/utilities_home.shtml

¹¹ <http://www.ngdc.noaa.gov/IGA/vmod/igrf.html>

Figura 1-7. Mapa de la gravedad observada en la zona de estudio.

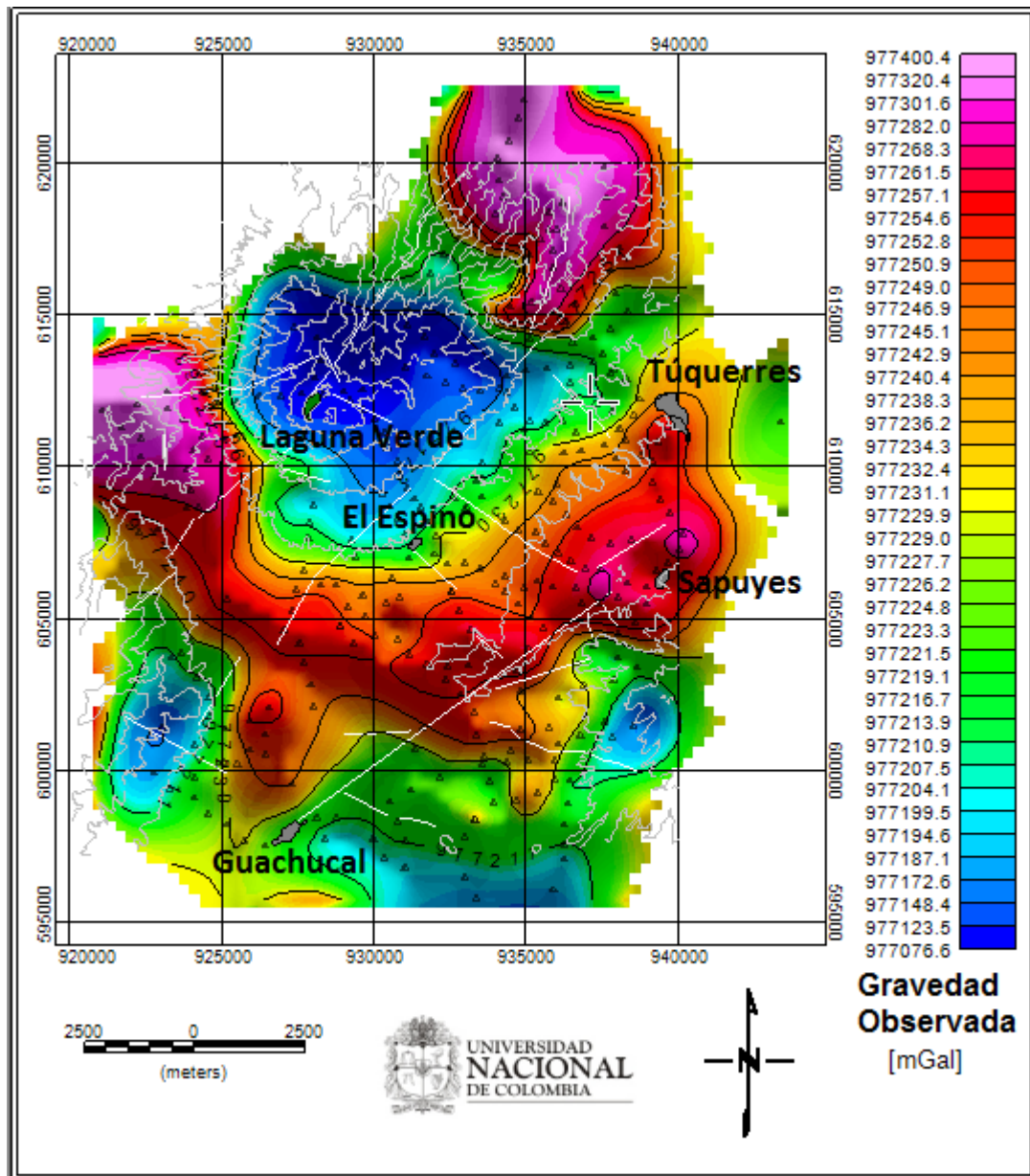
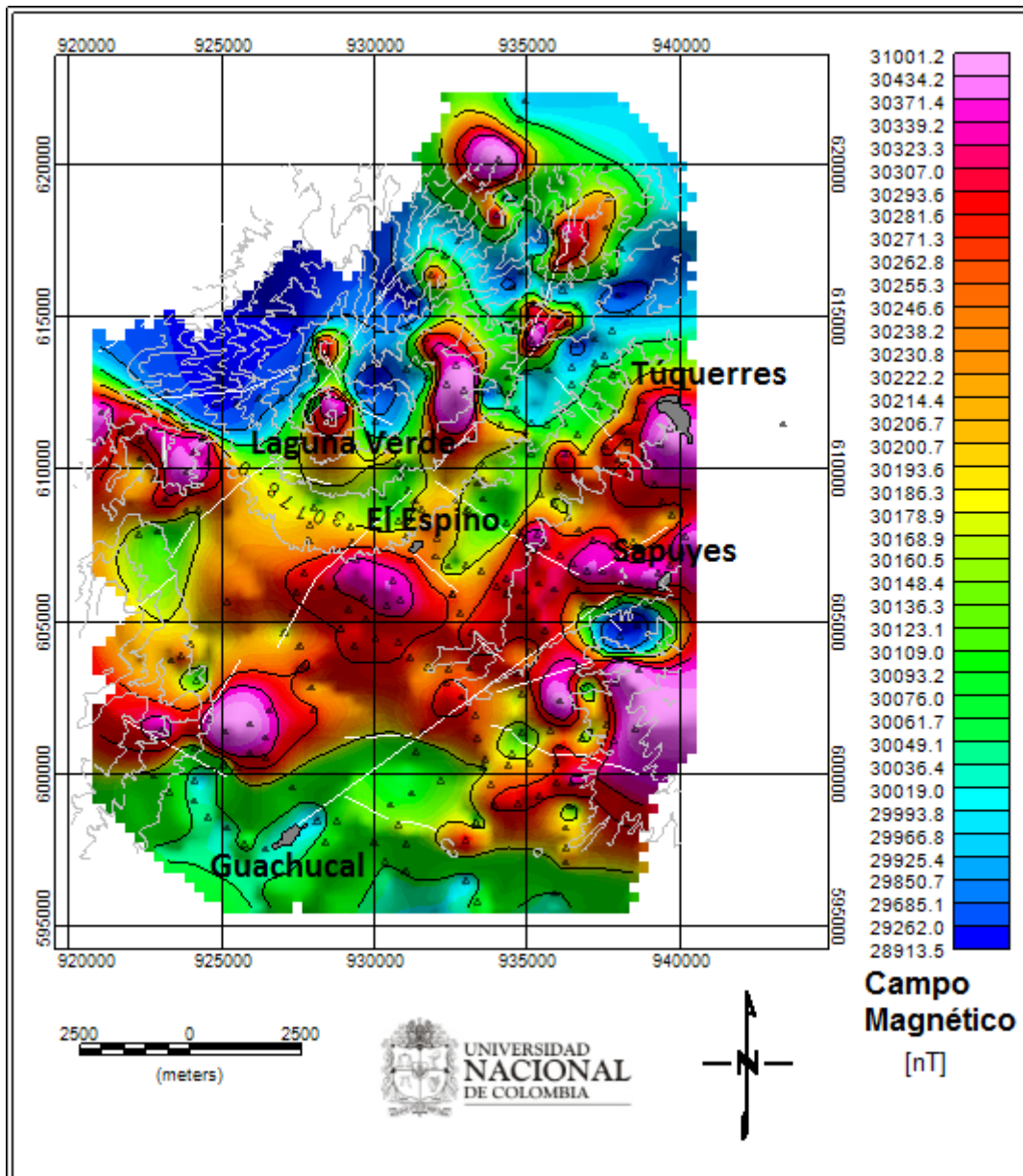


Figura 1-8. Mapa del campo magnético medido en la zona de estudio.

2. Marco Geológico

La descripción de los rasgos geológicos y geomorfológicos de la zona estudiada se tomó de la memoria explicativa de la Geología y Geomorfología de la Plancha 428 de Túquerres (González, Zapata & Montoya, 2002) y se transcribe a continuación.

2.1 Geomorfología

Las provincias fisiográficas principales que cubren la zona de estudio son el Altiplano Nariñense y la Cordillera Occidental.

El Altiplano Nariñense es una superficie relativamente plana, localizada al sur del Departamento de Nariño, que se extiende desde Túquerres, al norte, hasta los límites con la República del Ecuador; se caracteriza por presentar un relieve suave con alturas desde 2.800 hasta 3.200 msnm. Aproximadamente un 50% del área estudiada se ubica en el Altiplano Nariñense. En esta provincia fisiográfica se diferencian las siguientes unidades geomorfológicas: planicie del Cumbal y colinas bajas alargadas de Túquerres.

La provincia fisiográfica Cordillera Occidental se caracteriza por un relieve abrupto, presenta varios tipos de vertientes montañosas erosionadas, que se localizan altitudinalmente entre las cotas 1.500 m hasta los 4.000 m (volcanes), ocupa el otro 50% de la zona estudiada en la que se han identificado las siguientes unidades geomorfológicas: edificio volcánico muy antiguo de Pajablanca, edificio volcánico muy antiguo de Cumbal, edificio volcánico reciente del Azufral y vertientes montañosas escarpadas suavizadas por depósitos piroclásticos de Guachavés.

2.1.1 Planicie de Cumbal (P.C.)

La Planicie de Cumbal está localizada en el sector sur de la zona estudiada, corresponde a una altiplanicie de origen hidro-volcánico, formada por la acción de las aguas lluvias sobre productos volcánicos provenientes de los volcanes Azufral, Cumbal y posiblemente, de otros aparatos volcánicos. En general, esta planicie se caracteriza por una superficie plana con relación a las unidades que la circundan, está ubicada en la cota 3.200 m y no afectada por procesos de denudación e incisión actual de los drenajes.

La edad de formación de la planicie parece ser muy reciente (Holoceno), puesto que en ella no se pueden diferenciar los depósitos volcánicos recientes del Azufral, lo cual implica que durante las últimas erupciones del volcán, la unidad estaba en formación; además, la unidad tiene un grado de disección mínimo, solamente el río Juntas la corta a

menos de dos metros de profundidad y forma paredes subverticales. En cercanías al volcán Azufraal, se presentan pequeñas colinas dispersas, alargadas en dirección NW y con alturas de 3 a 5 m; producidas por erupciones violentas (flujos piroclásticos) denominadas como *mound field* (campo de montículos), las cuales son más antiguas, por encontrarse sus bases colmatadas por depósitos de esta planicie.

2.1.2 Colinas bajas alargadas de Túquerres (C.b.a.T.)

La unidad Colinas bajas alargadas de Túquerres abarca el 42% del área estudiada, se caracteriza por formar una superficie con relieve suave que tiene un ángulo de inclinación de 5°. Altitudinalmente se desarrolla entre las cotas 3.000 a 3.400 m que corresponde a la base del volcán Azufraal. En ella se encuentran localizadas las cabeceras municipales de Túquerres y Sapuyes. Esta unidad corresponde a una geoforma volcánica antigua que después de haber sido disectada y erodada en sus vertientes, fue cubierta por los depósitos volcánicos recientes, y resultaron las formas suaves actuales del paisaje; razón por la cual, las colinas reflejan una topografía preexistente que correspondía a antiguos depósitos piroclásticos del Azufraal semejantes a los depósitos recientes, que cubren y suavizan la unidad.

Son colinas bajas, con alturas menores de 30 m, los filos son alargados con dirección sur, con longitud mayor a 3 km, redondeados y en ocasiones, escalonados, lo que refleja pulsos en el levantamiento de la cordillera y la antigüedad del edificio volcánico. Las vertientes son cóncavas cortas y con pendientes de ángulos suaves (20°) y refleja también la antigüedad del basamento de esta unidad. Es común observar, hacia el sector sur, montículos aislados formados por flujos piroclásticos recientes de la misma edad de los de la Planicie de Cumbal, *mound field*.

2.1.3 Edificio volcánico muy antiguo de Pajablanca (E.v.m.a.P.)

Se localiza en el extremo sur oriental de la zona estudiada, corresponde a colinas asociadas al centro volcánico erodado conocido como Pajablanca en la Planchas 429 Pasto y 428 Túquerres, presenta alturas entre los 3.200 m y los 3.600 msnm. Se caracteriza por presentar colinas cortas; de relieve escalonado, con cimas redondeadas, las vertientes son cóncavas, convexas, con pendientes moderadas (de hasta 30%). Los valles de primer orden presentan fondo plano por acumulación de material coluvial.

Tanto el relieve escalonado como las formas de las vertientes reflejan una topografía antigua, afectado por levantamientos y posteriormente suavizadas por una cubierta de cenizas. Esta topografía parece tener una edad más antigua que la de las Colinas bajas alargadas de Túquerres. Esta unidad se desarrolla sobre lavas o flujos piroclásticos antiguos provenientes del volcán Pajablanca.

2.1.4 Edificio volcánico muy antiguo de Cumbal (E.v.m.a.C.)

Al sur occidente de la zona estudiada, se encuentra una estructura semicircular (borde caldérico), abierta hacia el NW, lo que indica la existencia de una antigua caldera con flancos exteriores del antiguo edificio volcánico en dirección NE hacia el volcán Azufral. En ella se presentan varias geoformas posteriores, tales como un circo glaciar, un gran valle que refleja la caldera pre Cumbal y los domos del Colimba.

Este borde caldérico, tiene 2 km de ancho por 1 km de largo, contiene un circo glaciar y un valle de fondo plano y amplio, y las superficies antiguas están compuestas por colinas con filos redondeados, poco disecados y erodados. Esta unidad se desarrolla sobre lavas andesíticas y continúa en la Plancha 447 Ipiales como una unidad geomorfológica que hace parte de una caldera volcánica llamada caldera pre-Cumbal.

2.1.5 Edificio volcánico reciente del Azufral (E.v.r.A.)

El edificio volcánico del Azufral se localiza en el centro y hacia el norte de la zona estudiada, ocupa un área cercana a los 85 km², se caracteriza por presentar un cráter con un ancho de 1 km, dentro del cual se encuentran los lagos conocidos como Laguna Verde y Laguna Negra, a la cual llegan numerosos drenajes subparalelos; se puede considerar como edificio volcánico, la masa que se encuentra por encima de la cota 3.400 m, ligeramente por encima de la carretera Túquerres - Tumaco. El cráter está parcialmente abierto hacia el sur y en él se observan varias geoformas dómicas y una superficie que corresponde, tal vez, a un edificio volcánico anterior, localizado al NW del cráter actual. Al este del cráter principal se observa otro más antiguo, con un ancho de 1 km en la parte más ancha y longitud de 1,5 km, abierto al suroeste y el cual presenta mayor grado de incisión. Los filos principales son largos, redondeados y escalonados, y responden a la superposición de edificios volcánicos.

Las vertientes son escarpadas, rectas y cortas; a mitad de las vertientes presenta remanentes de flujos piroclásticos recientes a manera de terrazas que no se separaron de la unidad debido a su poca extensión, como se observa al oeste del volcán Azufral, en las proximidades del río Verde. Los valles son estrechos, en forma de V, rectos, de fondo estrecho con cauces de pendiente fuerte típicos de ríos de montaña. Esta unidad geomorfológica se desarrolla sobre lavas andesíticas correspondientes con edificios volcánicos antiguos y el edificio reciente serían los flujos piroclásticos y los domos.

2.1.6 Vertientes montañosas escarpadas suavizadas por depósitos piroclásticos de Guachavés (V.m.e.s.p.G.)

Esta unidad geomorfológica está localizada en extremo nororiental de la zona estudiada. Las alturas, en esta unidad, varían desde los 2.800 hasta los 2.100 msnm, con un desnivel entre valles y cimas de hasta 800 m y en ella se asientan los centros rurales de Guachavés, Manchag, Yascual y Balalaica. Esta unidad comprende a dos geoformas en sentido estricto, la primera formada por las vertientes sobre saprolitos de rocas cristalinas y la segunda corresponde a las partes altas y antiguos valles en los que se han podido preservar los depósitos piroclásticos de diferentes edades que suavizan la topografía.

Los fillos principales tienen dirección noreste y los menores longitudes de 2 a 3 km, con tendencia N40°W a E-W; en general, están suavizados por depósitos piroclásticos que asemejan terrazas o peldaños estructurales. Las vertientes son combinadas, en la parte superior, planas y cortas, con ángulos de hasta 15°, para formar luego vertientes largas y rectas con pendientes con ángulos de 45°. Esta unidad se desarrolló sobre depósitos piroclásticos antiguos y rocas cretácicas del Grupo Diabásico y al miembro silicificado del Grupo Dagua.

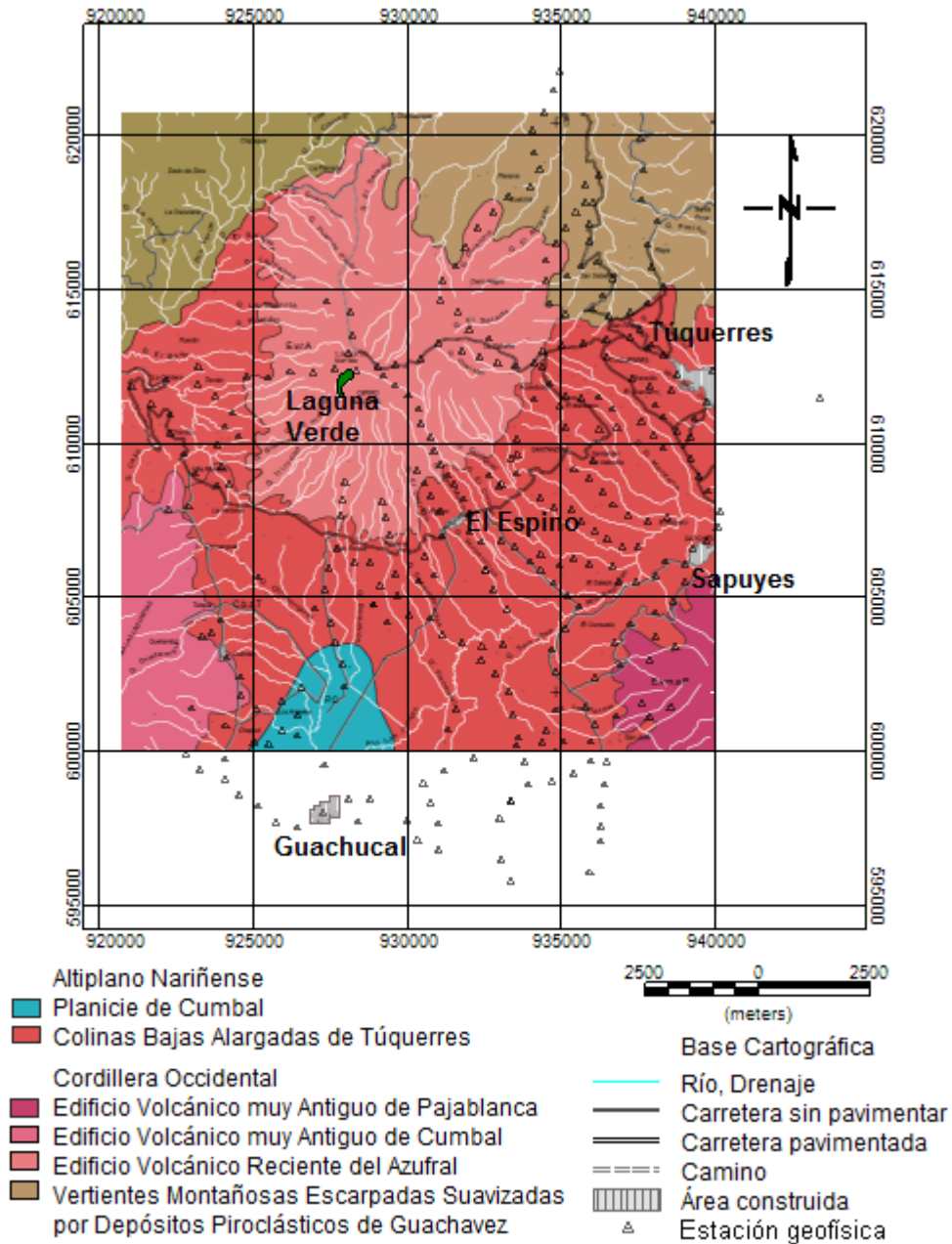
En la Figura 2-1 se puede apreciar un detalle de la geomorfología de la zona estudiada, tomado y modificado del mapa Geomorfológico, Plancha 428 Túquerres (Ingeominas, 2003), en el cual se incluyen los sitios de estaciones de medida de datos geofísicos de la campaña 2008.

2.2 Estratigrafía

El área de estudio se encuentra cubierta por la Plancha 428 Túquerres, hace parte del Altiplano Nariñense y de la Cordillera Occidental. La Cordillera Occidental está constituida principalmente por rocas volcánicas y sedimentarias de edad cretácica que han sido divididas en dos grupos: el Grupo Diabásico y el Grupo Dagua (Nelson, 1957; Arango & Ponce, 1982; McCourt et al., 1984; Millward et al., 1984; De Souza et al., 1984; González et al., 1988). El Grupo Diabásico conforma la parte oriental de la cordillera y está compuesto por rocas basálticas masivas o en lavas almohadilladas, con microgabros relacionados e intercalaciones tobáceas y de rocas sedimentarias. El Grupo Dagua aflora hacia el occidente y está constituido por sedimentitas con intercalaciones volcánicas afectadas por metamorfismo dinámico y localmente por eventos térmicos relacionados a la intrusión de plutones epizonales paleógenos y neógenos. Tanto el Grupo Diabásico como el Grupo Dagua son intruidos por cuerpos plutónicos de composición intermedia de edad entre el Paleógeno y el Neógeno, que han sido agrupados dentro de la Granodiorita de Piedranca, y por cuerpos hipoabisales andesíticos a dacíticos posiblemente relacionados en su origen, al cuerpo batolítico de Piedranca. A su vez, todas las unidades anteriores son cubiertas localmente por depósitos ignimbríticos, laháricos y lávicos del Neógeno superior – Pleistoceno y por depósitos piroclásticos del Holoceno.

El Altiplano Nariñense está relacionado al desarrollo de la actividad volcánica del volcán Azufraal en el Holoceno, la cual comienza con derrames lávicos de composición andesítica y pasa a una actividad explosiva de composición riodacítica durante la cual se generan depósitos piroclásticos de flujo, caída y oleadas asociados al emplazamiento de un complejo de domos de igual composición y fragmentos de los cuales se encuentran en algunos de los depósitos piroclásticos, lo cual permite su localización temporal en la estratigrafía del volcán. Los depósitos piroclásticos recubren las rocas más antiguas de la Cordillera Occidental que constituyen el basamento del volcán Azufraal y oscurecen las evidencias de las glaciaciones que afectaron la región y sólo localmente al norte y noroeste, éstas se marcan por la presencia de morrenas.

Figura 2-1. Geomorfología de la zona estudiada, detalle tomado y modificado del mapa Geomorfológico, Plancha 428 Túquerres (Ingeominas, 2003).



A continuación se transcribe las unidades lito-estratigráficas cartografiadas y descritas en la memoria explicativa de la plancha 428, para la zona de estudio, desde las más antiguas a las más recientes. Adicionalmente se consigna los valores de densidad y susceptibilidad magnética obtenidos de tabulaciones que se encuentran en el manual de constantes físicas de las rocas de la American Geophysical Union – AGU (Ahrens, 1995), y en la guía de propiedades físicas para rocas y minerales (Parasnis, 1971) que en teoría se podrían esperar para cada unidad.

2.2.1 Grupo Diabásico (K₂db)

El término lito-estratigráfico de “Grupo Diabásico” ha sido utilizado en el sector meridional de la Cordillera Occidental para agrupar las rocas volcánicas básicas de afinidad oceánica y edad cretácica, y que localmente se intercalan tectónicamente con sedimentitas marinas con edad similar que están agrupadas en el denominado “Grupo Dagua”. Esta unidad aflora en la parte occidental de la zona estudiada a partir de La Calera y hacia el este y noreste constituye el basamento del edificio volcánico del Azufraal. Conforman una morfología abrupta altamente disecada, de pendientes fuertes, con cañones profundos y un perfil de meteorización característico definido por saprolito arcilloso de color pardo rojizo a rojo anaranjado que es fácilmente identificable en el terreno. Exposiciones de rocas no meteorizadas de esta unidad y algunas de las cuales por su continuidad pueden servir como secciones de referencia para la zona estudiada se encuentran en la vía a Tumaco en el sector del río La Calera en el carretable La Oscurana – Piedrancha y en la carretera Túquerres – Samaniego en el sector de Balalaica.

Las rocas que constituyen la unidad son masivas, afectadas por un diaclasamiento predominante ortogonal de dirección y buzamientos variables con predominio de entre N30°E y E-W con buzamientos de unos pocos grados hasta verticales. De acuerdo con la granulometría y la composición, las rocas pueden clasificarse entre basaltos y diabasas con variación a microgabros. Las rocas varían en granulometría de afaníticas a faneríticas de grano fino, equigranulares a microporfídicas y se caracterizan por su tono verdoso que varía en tonalidades desde gris oscuro a verde manzana de acuerdo con el grado de uralitización y la presencia de epidota secundaria a veces en venas o como mineral de remplazamiento. Las rocas predominantes microscópicamente corresponden a diabasas y basaltos contexturas holocristalinas a hialinas. Los valores teóricos de densidad y susceptibilidad magnética que se podría esperar para ésta unidad están entre 2.9 y 3.11 gr/cm³ y 0.00025 y 0.25 (SI).

2.2.2 Grupo Dagua (K₂daa, K₂das)

Las rocas sedimentarias marinas asociadas espacialmente a las rocas volcánicas oceánicas correlacionables o continuación del Grupo Diabásico en el área de la Plancha 428 Túquerres, por las consideraciones establecidas para esta unidad, se consideran como prolongación meridional del Grupo Dagua (Barrero, 1979), ya que es posible definir por características litológicas dos unidades separables y cartografiables en sentido regional: Rocas siliciclásticas de composición areno arcillosa (K₂daa). Rocas silíceas y pelíticas con aporte volcánico y estructura esquistosa (K₂das). La edad de ésta unidad es cretácica, sus afloramientos son escasos para la plancha 428 y en la zona de estudio no se tienen.

Morfológicamente no son claras las expresiones topográficas que permitan separar al Grupo Dagua del Diabásico, pues se encuentran intercalados o asociados a éste y su extensión regional es reducida, por lo cual, no es posible seguir sobre el terreno una geoforma particular, aunque en términos generales por su menor competencia y

naturaleza lítica tienden a constituir formas más suaves que las de las rocas volcánicas a las cuales se relacionan, con drenajes paralelos a la dirección de los planos de estratificación predominante N10-30°E. Teóricamente para ésta unidad se podría esperar valores entre 2.11 y 2.24 gr/cm³ para la densidad y valores entre 0 y 0.025 (SI) para la susceptibilidad.

2.2.3 Lavas Andesíticas (N₂la)

Lavas andesíticas asociadas tanto a la evolución geológica del volcán Azufraal o sus antecesores como probablemente al volcán Cumbal o centros volcánicos no identificados, aparecen relacionadas a depósitos ignimbríticos y en muchos casos es difícil de separar de éstos, puesto que presentan características morfológicas similares y en algunos casos, han sido parcial o totalmente cubiertas por depósitos piroclásticos recientes provenientes del volcán Azufraal.

Algunas de estas lavas aparecen depositadas discordantemente sobre las ignimbritas a alturas superiores a los 2.600 m, mientras que otras no presentan una relación directa con estos depósitos y parecen cubrir directamente las rocas basálticas del Grupo Diabásico que constituyen el basamento de los volcanes recientes en el área. Algunos afloramientos de estas lavas se observan en el camino de la quebrada Blanca a Puerán y Tercán en las cabeceras de la quebrada El Baño, en el carreteable que lleva a Pueblo Viejo y en la carretera de Túquerres a Yascual. Existen dataciones (OLADE, 1982) por el método K/Ar de una muestra correspondiente a un flujo de lava "antigua" al este del volcán Azufraal, unos 5 km después de Imués, por la carretera a Túquerres, en la cual se obtuvo una edad de 4.2 Ma correspondiendo al Plioceno temprano y que en su interpretación consideran sería el inicio de la construcción del edificio volcánico del Azufraal. Por posición estratigráfica y relaciones con respecto a los depósitos ignimbríticos, se considera que esta sería la edad para los depósitos lávicos más antiguos que afloran en el área de la Plancha 428 Túquerres. Para ésta unidad teóricamente se podría esperar valores entre 2.55 y 2.65 gr/cm³ para la densidad y valores entre 0.003 y 0.17 (SI) para la susceptibilidad.

2.2.4 Andesitas del Cumbal Antiguo (N₂aca)

En la Plancha 447 Ipiales, se define un borde caldérico (OLADE, 1982) que bordea a la laguna de Cumbal, se prolonga hacia el norte, en la Plancha 428 Túquerres, alcanza un diámetro de 9 km y le asignan el nombre de Cumbal Antiguo a esta estructura (Velásquez & Parra, 2002), teniendo en cuenta su magnitud y que incluye la laguna del Cumbal como parte del fondo de la caldera. La expresión morfológica está marcada por un semicírculo abierto hacia el occidente con bordes caldéricos que definen un sistema montañoso con drenaje radial que separa las aguas que fluyen hacia el Guáitara (ríos Blanco y Juntas), de las que fluyen hacia el río San Juan - Mira (río Tambo). A pesar de ser la estructura bastante antigua y que ha sido afectada por las glaciaciones del Cuaternario, algunos de los flancos muestran la alternancia de lavas con algunos productos piroclásticos.

Los Domos del Colimba, aunque se encuentran bordeando esta estructura, no parecen pertenecer a la misma etapa de vulcanismo, debido a que no muestran efectos glaciales significativos ni una incisión tan marcada como la de la caldera del Cumbal Antiguo. Superficialmente, los flujos lávicos no conservan su forma original, ni forman escarpes rocosos como los de los domos, que son estructuras más recientes. Las lavas son de composición andesítica con estructura aglomerática y textura microporfídica con fenocristales (35%) de plagioclasa y piroxenos en matriz pilotaxítica. La forma de las vertientes del Cumbal Antiguo es semejante a la del Panecillo de Tufiño, por lo tanto, su edad probable sería similar, es decir, alrededor de 4 Ma (Aquater, 1987). Para esta unidad teóricamente se podría esperar valores entre 2.55 y 2.65 gr/cm³ para la densidad y valores entre 0.003 y 0.17 (SI) para la susceptibilidad.

2.2.5 Andesitas de Pajablanca (N₂apb)

En la Plancha 429 Pasto (Murcia & Cepeda, 1991), se delimitó un cráter antiguo en la cumbre del cerro Pajablanca. Los productos volcánicos de este edificio se extienden hacia el suroeste, hasta el caserío de Chires Bajo (Plancha 447 Ipiales), donde se pueden apreciar los flujos de lava más lejanos del edificio volcánico, que corresponden a la base del antiguo cono y hacia el norte se pueden encontrar algunos afloramientos de lavas que se extienden en la Plancha 428 Túquerres hasta la cabecera municipal de Sapuyes. Sobre el terreno son escasos los afloramientos debido a la cubierta eólica o piroclástica que tiene presencia regional. Macroscópicamente, las lavas andesíticas de Pajablanca se presentan como una roca maciza, de color gris verdoso oscuro, de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y en menor proporción, piroxenos en matriz afanítica de color gris y composición andesítica.

A escala de afloramiento se aprecian zonas de 30 a 40 cm con un diaclasamiento denso, de más de 30 fracturas/m, causado por enfriamiento; separadas entre sí, por 3 a 4 m de roca masiva afectada solamente por diaclasas de tipo regional; existe además, un bandeamiento reliquia dentro de los flujos individuales a escala centimétrica, definido por un cambio en la coloración de la matriz. Cerca de la localidad de Sapuyes, flujos piroclásticos del volcán Azufreal forman una cubierta con un depósito de flujos de pómez con más de 10 m de espesor que debido a su energía inicial, ascendió por las faldas del Pajablanca, por lo menos, 200 m en la vertical. No se tienen dataciones radiométricas de las lavas andesíticas de Pajablanca, pero teniendo en cuenta la conservación parcial del edificio volcánico, se considera que su edad es ligeramente más joven que la determinada para el Panecillo de Tufiño de alrededor de 4 Ma (Aquater, 1987). Para esta unidad teóricamente se podría esperar valores entre 2.55 y 2.65 gr/cm³ para la densidad y valores entre 0.003 y 0.17 (SI) para la susceptibilidad.

2.2.6 Domos de Colimba (N₂Q₁dc)

Al sur de la población de Colimba se encuentran, al menos, dos geofomas circulares que resaltan topográficamente sobre la morfología llana del altiplano conocidas como domos de Colimba y que podrían hacer parte de una estructura volcánica mayor, caldera del Colimba, en gran parte ya destruida. Aunque las formas más sobresalientes corresponden a los domos, en el área afloran lavas, depósitos de ceniza y pómez que no se han diferenciado y que se intercalan localmente, con depósitos glaciares en la

altiplanicie de Túquerres. Los afloramientos de esta unidad son escasos y se circunscriben a la cantera actualmente en explotación localizada sobre uno de estos domos, pues en gran parte se encuentran cubiertos por depósitos piroclásticos recientes provenientes, probablemente, del volcán Azufral; en la parte alta, hacia la loma Las Lagunetas, se observan sobre estos depósitos pequeñas lagunas circulares y en los valles, formas glaciares en U.

Las rocas son masivas, no vesiculadas, porfídicas con fenocristales de hasta 2 mm de plagioclasa, feldespato potásico rosado, escaso cuarzo bipiramidal y biotita en una matriz microcristalina felsítica a hipocristalina de color gris claro. La naturaleza de los fenocristales y su contenido indican que estas rocas son andesíticas. En algunos bloques se observan pequeños fragmentos oxidados de color negro y de vidrio pobre en ferromagnesianos con índice de color <5 y composición dacítica a riodacítica. En la cantera, la roca presenta un intenso fracturamiento y hacia la parte superior, diaclasamiento y está cubierta por un nivel de flujo piroclástico de 1 m de espesor.

La composición mineralógica y rasgos texturales de las rocas de Colimba difieren fundamentalmente de las observadas en los domos asociados al volcán Azufral y en parte de los depósitos ignimbríticos descritos al oeste de Colimba a lo largo del río Güiza, por lo cual es difícil establecer una posible relación genética entre estos depósitos y las fuentes volcánicas conocidas en la región y establecer, al menos, una edad relativa; es claro que son más antiguos que los depósitos piroclásticos más recientes del Azufral, pero otra posición con respecto a depósitos volcánicos de edad conocida, no es posible establecer. Por configuración geomorfológica se han considerado como del Pleistoceno. Aunque la configuración geomorfológica actual para parte de esta unidad es típica de domos, las características generales del área no es posible establecerlas puesto que los depósitos de flujos piroclásticos recientes modifican la topografía pre-existente y no se observan formas que pudieran indicar una caldera antigua a la cual pudieran relacionarse los domos. Además, las características estructurales y la litología del afloramiento de la cantera de Colimba, podrían indicar que ésta corresponde más a un depósito de avalancha que a un domo en sentido estricto. Para ésta unidad teóricamente se podría esperar valores entre 2.55 y 2.65 gr/cm³ para la densidad y valores entre 0.003 y 0.17 (SI) para la susceptibilidad.

2.2.7 Depósitos Ignimbríticos (N₂Q₁i)

Depósitos de flujos piroclásticos, por lo general consolidados, provenientes de antiguas estructuras volcánicas, se encuentran rellenando los valles de los ríos Guabo, Güiza, Sapuyes y Pacual y sus afluentes en la parte superior de sus cursos. Estos depósitos, por su origen en flujos piroclásticos y características generales de presentación, litología, estructuras y texturas en las unidades que los componen, se han denominado genéricamente como ignimbritas (Cas & Wright, 1993). Buenos afloramientos de esta unidad se encuentran en la carretera Túquerres – Tumaco cerca a El Espino; en el curso superior de las quebradas Gualchá, El Arrayán, al norte del volcán Azufral en la cuenca del río Pacual y en las cabeceras de las quebradas El Guamuco, Puente Piedra, Loma Chiquita y La Honda afluentes del río Verde en su curso superior.

Sobre esta unidad se han labrado geoformas de valles profundos en V con montañas de cima plana que conforman lenguas tabulares y taludes casi verticales donde se observan estructuras columnares con columnas de hasta 70 – 100 m de altura. Morfológicamente se diferencian dos niveles de depósitos ignimbríticos limitados lateralmente por escarpes semi-verticales producidos por erosión intensa y disección adyacente a los drenajes que ocupan; estos drenajes son fácilmente identificables aun a grandes distancias, porque se encuentran cubiertos por eflorescencias blancas debidas a la acumulación de líquenes y musgos. Su distribución y morfología indican que estas ignimbritas se formaron por avalanchas o flujos de material piroclástico provenientes del este, aunque no fue posible identificar, en muchos casos, los centros de esta actividad volcánica.

En general, los depósitos ignimbríticos están bien cementados y son altamente resistentes a la erosión, lo cual explica su morfología actual; corresponden a flujos piroclásticos de bloques con cenizas y pómez a veces con escorias o con éstas en lugar de pómez. En la cuenca del río Güiza, cerca de la desembocadura del río Verde, se presentan como varias unidades de flujo donde es posible observar el contacto basal con rocas básicas del Grupo Diabásico; en este sector, la ignimbrita presenta estructura columnar y se puede observar una zonación en el depósito, con líticos abundantes hacia la base, la ignimbrita (tobas soldadas) propiamente hacia la parte media y predominio de pómez hacia el techo y cenizas que al meteorizarse forman una delgada cubierta arcillosa de color blanco amarillento rojizo. Las tobas soldadas tienen apariencia similar a la de lavas, con estructura porfídica con abundantes pómez y láminas de biotita. Las rocas ignimbríticas son de color gris a pardo en diferentes tonalidades de acuerdo con el grado de oxidación, constituidas en proporciones variables por fragmentos juveniles de pómez, líticos accidentales tanto de vulcanitas recientes como de basaltos del Grupo Diabásico; cristales de cuarzo, biotita, oxihornblenda, feldespatos y opacos en una matriz vítrea que puede presentar diversos grados de devitrificación, desarrollo de *shards*, textura de flujo (eutaxítica), esferulitos y fragmentos aplanados (*fiammes*) de pumita.

Las ignimbritas representan flujos piroclásticos incandescentes relacionados con erupciones volcánicas explosivas y su emisión es en forma de coladas espumosas donde el magma viaja como una masa densa fluidizada a lo largo de canales pre-existentes y rellenan los valles y las depresiones para formar mesetas. El volumen extruido puede variar entre unos pocos metros cúbicos y centenares o miles de metros cúbicos y el espesor acumulado está controlado por las geoformas pre-existentes. Los depósitos ignimbríticos en el área de la plancha y regiones circundantes están asociados a estructuras de hundimiento, como calderas y depresiones volcano tectónicas pero su identificación y delimitación es difícil debido a la acumulación de productos piroclásticos recientes que modifican la morfología pre-existente, la suavizan y la oscurecen las formas típicas de las antiguas estructuras volcánicas. La composición riodacítica de las ignimbritas indica que la corteza continental ha jugado un papel importante en la generación de los magmas que las originaron; éstos pudieron haberse formado a diferentes niveles por fusión parcial e involucrar localmente corteza oceánica, lo cual explicaría la presencia de líticos accidentales basálticos – diabásicos probablemente del Grupo Diabásico, que formarían el basamento de los volcanes localizados en la Cordillera Occidental.

No se tiene dataciones en los depósitos ignimbríticos del área, pero teniendo en cuenta la historia evolutiva del volcán Azufra (Fontaine, 1994), se han asignado tentativamente al Plioceno – Pleistoceno. Murcia & Pichler (1987) presentan algunas dataciones radiométricas de las ignimbritas cenozoicas del sur de Colombia y para muestras de ignimbritas dacíticas en el Departamento de Nariño y al este de la Plancha 428 Túquerres, tienen edades K/Ar en biotita entre 5.9 ± 0.3 Ma y 1.5 ± 0.1 Ma. Teóricamente, para ésta unidad se podría esperar valores entre 2.35 y 2.45 gr/cm³ para la densidad y de 0.00025 y 0.012 (SI) para la susceptibilidad.

2.2.8 Depósitos Glaciares (Q₁dg)

Evidencias de glaciaciones se encuentran en los alrededores del volcán Azufra y al suroccidente de la población de Túquerres en una estructura semicircular abierta hacia el noreste donde se aprecia una geoforma que correspondería a un circo glacial. Depósitos piroclásticos recientes relacionados al volcán Azufra pueden estar cubriendo evidencias de antiguas glaciaciones en el área, pues éstas han modificado las geoformas pleistocénicas y más antiguas en el Altiplano Nariñense, especialmente alrededor del volcán donde se tienen las alturas máximas, por encima de los 4.000 m. La erupción de ± 17.000 años (Calvache, comunicación escrita 2002) produjo el colapso del edificio volcánico con la formación de montículos al sur del Azufra. Esta erupción dejó un anfiteatro que luego fue modificado por la acción glacial quedando algunas morrenas dentro de esta estructura, como las de las quebradas El Común y Chungel; esto confirmaría la extensión de las lenguas glaciales en el Pleistoceno tardío – Holoceno a estas elevaciones.

Los depósitos morrénicos del Azufra se componen de bloques de lavas andesíticas y lavas de composición similar dispuestas en forma caótica sin ninguna clase de selección, ni de estratificación interna, en una matriz areno arcillosa de color amarillo a blanco amarillento y su continuidad está interrumpida por depósitos piroclásticos recientes. Las glaciaciones del Pleistoceno tardío cubrieron de hielo la alta montaña andina hasta unos 3.000 m de altura (Thouret, 1983). Los glaciares debieron haber cubierto extensiones mayores durante su época de máxima extensión, hasta 2.800 m en el Tardiglacial y 3.000 m de altura en el Holoceno (Van der Hammen, 1958). Sin embargo, la fuerte actividad volcánica del Holoceno produjo o aceleró el deshielo en la región y los productos de este vulcanismo cubrieron en gran parte, los vestigios de las glaciaciones que afectaron la región. Para ésta unidad teóricamente se podría esperar valores entre 2.55 y 2.65 gr/cm³ para la densidad y valores entre 0.003 y 0.17 (SI) para la susceptibilidad.

2.2.9 Lavas recientes del volcán Azufra (Q₁la)

Como unidad lito-estratigráfica de origen volcánico se han agrupado los depósitos lávicos de composición predominantemente andesítica que constituyen la base del edificio volcánico actual del Azufra y que está compuesta por lavas andesíticas masivas y en bloques, estas últimas asociadas a depósitos laháricos y flujos piroclásticos de igual composición. Fontaine (1994) considera que estas lavas de composición andesítica representan la etapa inicial de la actividad actual del volcán Azufra que se inicia con coladas masivas que forman la base del edificio volcánico y posteriormente, las

erupciones producen coladas de lavas en bloques, lavas masivas y piroclastitas de composición andesítica y que en la removilización de las coladas en bloques y de los flujos piroclásticos producen los depósitos laháricos.

La mayoría de estos depósitos lávicos se encuentran al norte de la caldera actual y en gran parte se hallan cubiertos por los depósitos piroclásticos riódacíticos que representan la actividad más reciente del volcán. Las rocas que constituyen los bloques son similares en todos los depósitos: de color gris medio a oscuro, moteado de blanco, textura porfídica y matriz afanítica. Según dataciones de las lavas basales del edificio actual del volcán Azufral se tienen dos edades radiométricas K/Ar: una de 0.58 ± 0.03 Ma y otra de 0,4 Ma (Bechon & Monsalve, 1991; OLADE, 1982) que corresponderían al principio del Pleistoceno tardío, edad que marca el inicio de la actividad reciente de este volcán (Fontaine, 1994). Para ésta unidad teóricamente se podría esperar valores entre 2.55 y 2.65 gr/cm^3 para la densidad y valores entre 0.003 y 0.17 (SI) para la susceptibilidad.

2.2.10 Depósitos de Cenizas de Rumichaca ($Q_1\text{dcr}$)

El sector suroriental de la Plancha 428 Túquerres se encuentra cubierto de depósitos arenosos, limo-arenosos con intercalaciones de pumitas de caída que pueden alcanzar un espesor de 200 m en la depresión formada por el río Guáitara, al sur de Ipiales (Plancha 447 Ipiales). La unidad se caracteriza por suavizar la topografía en el extremo suroriental de la plancha, en especial las zonas de menor pendiente. La expresión cartográfica de las cenizas sobre el mapa se minimiza, pero la unidad tiene espesores mínimos de 2 a 10 m en el sector oriental de la plancha, aun en las vertientes de los antiguos edificios volcánicos. El depósito se compone de capas de caída de ceniza y pómez de espesor variable entre unos pocos centímetros y más de dos metros, que se intercalan con capas de espesor decimétrico, formadas por arenas finas y limos, producto de transporte eólico de cenizas volcánicas. Además, algunas intercalaciones subordinadas de depósitos aluvio coluviales que revelan condiciones climáticas secas durante la deposición de todo el conjunto.

El componente eólico es el resultado de una actividad volcánica muy intensa ocurrida en el cuaternario reciente en los volcanes de la Sierra Ecuatoriana, allí se conoce esta unidad con el nombre de Cangagua. La deposición de la unidad estuvo acompañada de condiciones climáticas secas, que permitieron que después de cada erupción volcánica grande, el paisaje permaneciera con características semidesérticas para favorecer el arrastre de las fracciones finas por el viento y su posterior deposición. En todas las capas de loess se aprecia una estructura de tubos, de un milímetro o menos de diámetro que indica que al momento de la caída de las partículas, existía una vegetación que quedaba sepultada. La edad de las cenizas volcánicas poligénicas de Rumichaca es muy amplia en términos de tiempo, pues abarca desde finales del Plioceno, por reposar discordantemente sobre las Lavas Andesíticas del Guáitara, hasta el Reciente, por incluir suelos posteriores a la erupción del Soche (Velásquez & Parra, 2002). Para ésta unidad teóricamente se podría esperar valores promedio de 1.2 gr/cm^3 para la densidad y de 0.0004 (SI) para la susceptibilidad.

2.2.11 Domos del volcán Azufra (Q_{2da})

Algunos de los eventos explosivos que caracterizan la actividad reciente del volcán Azufra estuvieron relacionados al emplazamiento de un complejo de domos al interior de su cráter. Este complejo dómico está compuesto por cuatro generaciones; la más antigua forma el borde occidental del cráter y está separado actualmente de las otras tres por una zona lacustre de color verde denominada Laguna Verde. Utilizando la información analítica de Fontaine (1991), estos domos son de composición riodacítica.

Aunque no se tienen dataciones radiométricas de estos cuerpos dómicos, su relación con los depósitos piroclásticos recientes del volcán Azufra y su estructura actual, permite localizarlos en el tiempo con respecto a las edades conocidas para los depósitos piroclásticos. Para Fontaine (1991), los domos más antiguos (generación 1) serían anteriores o singenéticos con el flujo de detritos y el flujo piroclástico de 3.600 años AP puesto que éstos engloban y retrabajan fragmentos de estos domos, pero no es posible determinar si existían al momento del flujo piroclástico de 4.045 años puesto que no se han encontrado fragmentos de estos domos en ellos.

Según Fontaine (1991), la segunda generación de domos se emplazó con posterioridad al flujo piroclástico de 3.600 años AP y antes del flujo de detritos del Espino y fue seguido por el emplazamiento de dos nuevas generaciones (3 y 4) de domos de las cuales a la última se relaciona a la actividad fumarólica actual.

La composición riodacítica de los últimos productos de la actividad volcánica del Azufra sería consecuencia de la cristalización fraccionada de un magma más básico, probablemente andesítico, teniendo en cuenta la composición de las lavas más antiguas relacionadas a la estructura del edificio volcánico y la variación en la composición de los cuerpos dómicos, más félsica. La generación 1 podría estar relacionada a un mayor grado de contaminación cortical y de introducción de un nuevo magma a la cámara magmática (generación 2) que sufre cristalización fraccionada y cambia su composición a través del tiempo (generación 3 – 4).

Teóricamente, para ésta unidad se podría esperar valores entre 2.35 y 2.45 gr/cm³ para la densidad y de 0.00025 y 0.012 (SI) para la susceptibilidad.

2.2.12 Depósitos Piroclásticos (Q_{2dp})

La configuración geológica de gran parte de la zona de estudio está relacionada con la acumulación de depósitos piroclásticos recientes provenientes del volcán Azufra; estos mismos depósitos suavizan la geomorfología hacia el occidente a lo largo de los cauces de varios de los ríos que nacen en este volcán donde en pequeños valles u hondonadas se han acumulado sobre las rocas más antiguas que conforman el flanco occidental de la Cordillera Occidental.

Según su forma de deposición, la secuencia piroclástica está constituida por depósitos sin consolidar o poco consolidados de flujos, oleadas y caída (?), conformados por proporciones variables de pómez, líticos y cristales que de acuerdo con su origen pueden ser juveniles, accesorios o xenolitos. El tamaño de los constituyentes varía ampliamente, así como su distribución a lo largo del depósito. En el mapa geológico de la Plancha 428 Túquerres, debido a la escala de trabajo, los depósitos piroclásticos recientes del volcán Azufral han sido agrupados como una sola unidad de cartografía; sin embargo, el conocimiento actual de este volcán y, en especial, los estudios estratigráficos detallados del área (Betancur & Correa, 1992; Fontaine, 1994; Calvache et al., 2000) indican que existen varias unidades. La geología y estratigrafía de los depósitos de los últimos 20.000 años del volcán Azufral está definida por seis unidades estratigráficas constituidas principalmente por secuencias de flujos piroclásticos de ceniza y bloques, de ceniza y pómez y oleadas piroclásticas, con amplia distribución en el área e importantes espesores, lo que permite concluir que la actividad del estratovolcán Azufral ha sido altamente explosiva.

Las características principales de cada una de estas unidades, de la más antigua a la más reciente, se presentan a continuación de acuerdo a los trabajos efectuados por el Observatorio Vulcanológico de Pasto en el área de influencia del volcán Azufral (Calvache, comunicación escrita, 2003).

Unidad Túquerres (UT): Está constituida por depósitos de flujos y de oleadas de piroclastos con espesores máximos observados hasta de 3,50 m. Afloran al oriente y al suroriente del Volcán Azufral, los mejores afloramientos se encuentran localizados sobre los taludes de los caminos de las veredas San Roque, El Chamarro, Tutachá y El Manzano, en la carretera Túquerres - Santander de Valencia; en el carreteable a la Laguna Verde en la parte alta de la vía Túquerres - Samaniego, en el sector de los Pulises sobre la vía El Espino – Panamal y en la carretera Guachavés - La Planada, en el sector de Chapuésquer, al norte del volcán, donde constituye la base de la secuencia. En la base de las oleadas piroclásticas en la zona de Santander de Valencia se encuentran fragmentos pequeños de madera carbonizada, datados por ^{14}C , con una edad de 17.970 ± 190 años A.P. Esta unidad también incluye un depósito de avalancha de escombros localizado al sur del área de estudio, desde el nacimiento de la quebrada Chimangual al suroccidente hasta las cercanías de la quebrada El Común al sur oriente en elevaciones entre 3.100 y 3.000 m. presentan una morfología de pequeños montículos aislados unos de otros.

Unidad La Calera (ULC): Esta unidad está constituida por depósitos de flujos de ceniza y bloques, de ceniza y pómez y por un nivel de oleadas de piroclastos localizado hacia la base, con un espesor total estimado en 10 m. Estos depósitos afloran principalmente al occidente y sur occidente, al sur, al oriente, norte y nororiente del volcán Azufral, sobre los taludes de la carretera Túquerres – Laguna Verde y en el camino que conduce desde la Cabaña de Corponariño a Potrerillos, en estas últimas localidades se localizan hacia la base de la secuencia piroclástica. Los depósitos de la unidad ULC, han sido datados en 3.990 ± 60 años A.P. por Fontaine (1994) en muestras colectadas cerca al caserío de Chambú; en 4.090 ± 70 años A.P. (González, Zapata & Montoya, 2002) en depósitos

localizados en el sector de La Calera y en 4.070 ± 90 años A.P. por Bechon y Monsalve (1991).

Unidad La Cortadera (ULCo): Está constituida principalmente por depósitos de flujos de ceniza y pómez intercalados con depósitos de oleadas de piroclastos, con un espesor total estimado en 9 m. Esta unidad es una de las de más amplia distribución, aflorando en toda el área próxima al cráter del volcán Azufraal y aún en áreas distantes como Páramo de Chapuesquer al norte, La Oscurana al occidente y El Tambillo en la vía a Miraflores, al suroccidente del volcán Azufraal, cerca del volcán Cumbal (Plancha 447 Ipiales). Los afloramientos más representativos se localizan al oriente, en los sectores de La Cortadera y de la quebrada Chaitán, y al occidente, en Guaicés, donde se observa la secuencia completa, constituida por dos depósitos de oleadas y dos de flujos de piroclastos. Suprayace un paleosuelo arenoso, de color negro y de pocos centímetros de espesor. Dataciones de ^{14}C (González, Zapata & Montoya, 2002), en las localidades de La Calera y la quebrada El Arrayán Salado, arrojan edades para estos depósitos de 3.930 ± 80 y 3.920 ± 70 años A.P.

Unidad El Espino (UEE): Corresponde a una secuencia de depósitos piroclásticos entre los que se destacan depósitos de flujos de ceniza y pómez, de oleadas piroclásticas, un depósito de flujo de escombros y lahar. Los depósitos de esta unidad en los diferentes niveles muestran, generalmente, una pobre selección en una matriz tamaño lapilli medio a ceniza fina, se encuentran fragmentos de lapilli grueso hasta bloques sub-redondeados a sub-angulares de más de 50 cm de diámetro, distribuidos en forma no homogénea a través de todo el espesor del depósito de composición riódacítica.

La UEE presenta una distribución tan amplia como la de la Unidad La Cortadera. Se reconoce desde el sector norte, hasta el suroriente, llegando hasta el río Sapuyes y hasta el sector occidental en la cuenca del río Güiza y afluentes como el río Verde. Los afloramientos más representativos se localizan a lo largo de la cuenca del río Azufraal, sobre la vía Túquerres - Tumaco, en el sector Espino - Panamal y en alrededores de la Laguna Verde. Los depósitos de esta unidad se encuentran rellenando los valles de los ríos y quebradas que nacen en el volcán Azufraal con espesores observados de más de 10 m, sin alcanzar la base de estos. Es muy común encontrar en estos depósitos fragmentos de madera carbonizada, lo cual ha permitido obtener varias dataciones de esta unidad. Para su emplazamiento se tiene una edad de 3.650 años A.P. (Fontaine, 1994 y Fontaine & Stix, 1993). En dataciones realizadas para la Plancha 428 Túquerres (González, Zapata & Montoya, 2002) se reportan edades ^{14}C entre 3.750 ± 70 y 3.500 ± 50 años A.P.

Unidad El Carrizo (UEC): La unidad El Carrizo está constituida por un depósito de flujo de ceniza y bloques que aflora en forma muy localizada, al suroriente del volcán Azufraal, hacia el sector de Panamal y Aduanal siguiendo las márgenes de las quebradas El Carmelo y El Carrizo. Se trata de un depósito de flujo de ceniza y bloques, con un espesor de 6 m máximo observado. En este depósito es común encontrar madera carbonizada, que ha arrojado una edad de 3.470 ± 60 años A.P. (Fontaine, 1994).

Unidad Laguna Verde (ULV): La unidad Laguna Verde corresponde a los depósitos piroclásticos, asociados a la actividad más reciente del volcán Azufraal. Los depósitos más característicos se localizan en sectores próximos al volcán, como la parte alta de la carretera Túquerres - Laguna Verde, sobre el camino que del cráter conduce a la localidad de La Planada. Se trata de un depósito constituido principalmente por ceniza fina a media, aunque en algunos sitios también se encuentra fracción tamaño lapilli, masivo, con espesor variable máximo de 40 cm. Por su distribución, espesor y tamaño de componentes, se ha interpretado como un depósito de oleada de piroclastos. El depósito suprayace un paleosuelo delgado de color negro, cuya base presenta niveles de oxidación y a su vez infrayace el suelo actual, el cual en algunos sitios tiene más de 1 m de espesor y presenta en su interior líneas irregulares con fragmentos de pómez, que pueden indicar pequeñas explosiones de edad aún más reciente.

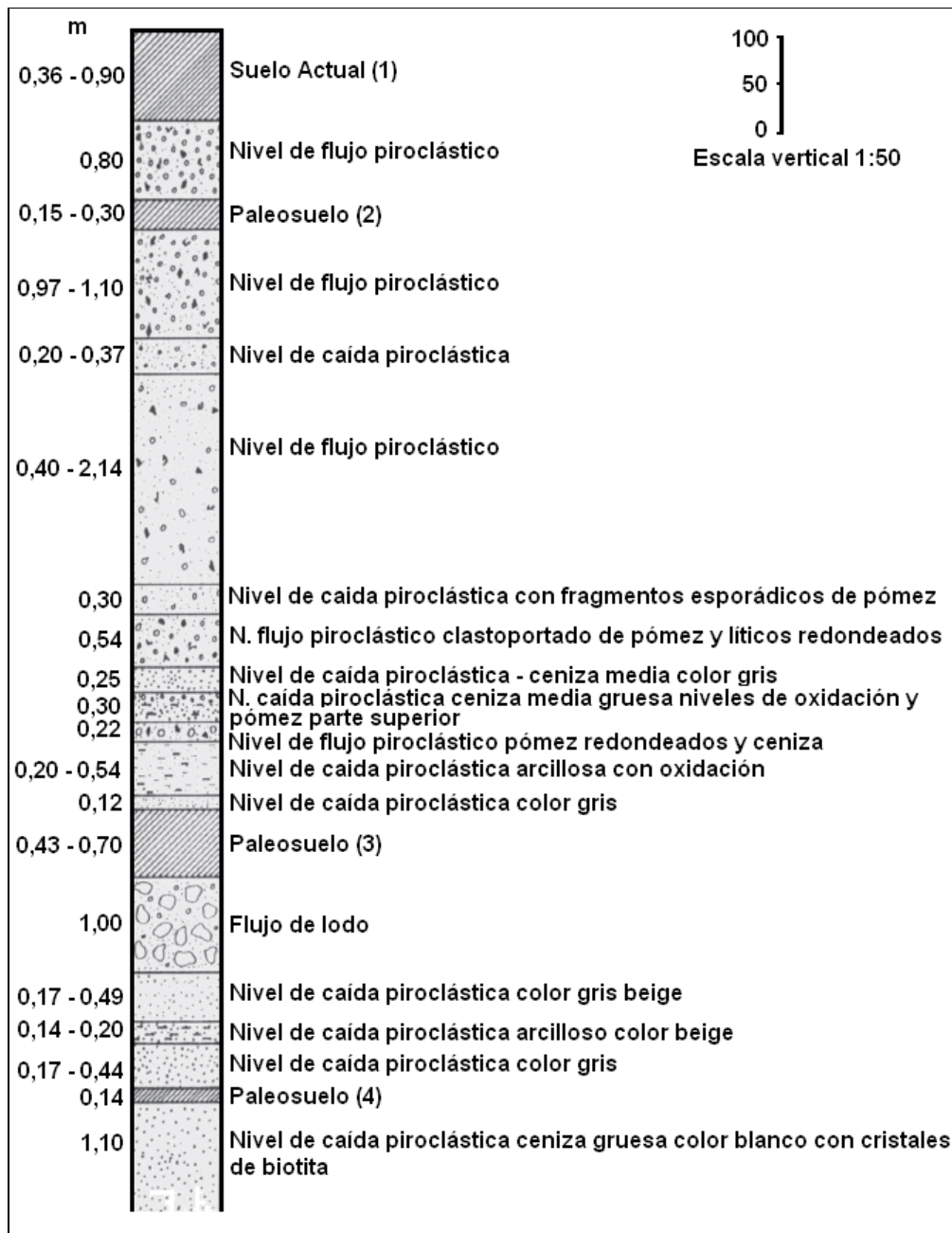
En general para las unidades antes descritas, agrupadas en los depósitos piroclásticos teóricamente se podría esperar valores entre 1.2 y 2.45 gr/cm³ para la densidad y de 0.0002 (SI) para la susceptibilidad. En la Figura 2-2 se muestra la columna estratigráfica generalizada para las unidades antes descritas (depósitos piroclásticos), tomada del informe de cartografía y estratigrafía de los depósitos volcánicos distales del Azufraal (Cortés & Bernal, 1998).

2.2.13 Depósitos aluviales (Q_{2al})

Los depósitos de los canales actuales representan el aporte detrítico proveniente tanto del material no consolidado que cubre unidades litológicas antiguas que es erosionado en las partes altas como material desprendido en las laderas de los valles estrechos y en V que caracterizan las vertientes de los ríos en la Cordillera Occidental. Estos depósitos constan de material suelto formado por bloques y gravas de rocas ígneas volcánicas (basaltos, diabasas y andesitas), sedimentarias (chert) y cuarzo en diferentes proporciones de acuerdo con la posición geográfica del depósito aluvial, en una matriz de arena gruesa o gravas medias a finas no coherente. Los clastos están, por lo general, bien seleccionados, con diámetro entre 0,15 y 0,5 m, presentan formas redondeadas a redondeadas aplanadas (discoidales?) y, en este último caso, muestran en las riberas o playas una imbricación clara según el sentido de las corrientes.



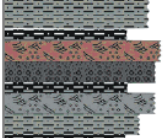

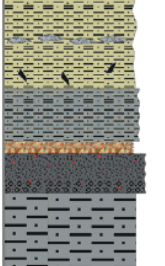





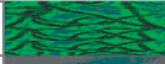




Aunque los depósitos aluviales son comunes a lo largo de todas las corrientes, por su extensión y amplitud no son representables a la escala del mapa geológico y sólo aparecen los de mayor extensión y aunque aparecen marcados como aluviones, existe dentro de estas zonas acumulaciones de material coluvial que por su ocurrencia muy local y poca extensión no se han separado. La mayor parte de estos depósitos aluviales – coluviales son del Holoceno y su espesor está en aumento debido a la deposición actual a lo largo de los canales de flujo y zonas aledañas sometidas a inundaciones periódicas y avalanchas ocasionales. Para ésta unidad teóricamente se podría esperar valores entre 1.2 y 2.2 gr/cm³ para la densidad y entre 0.00001 y 0.0001 (SI) para la susceptibilidad.

Figura 2-2. Columna estratigráfica generalizada de los depósitos piroclásticos del volcán Azufra, tomado de Cortés & Bernal, 1998.



En la Figura 2-3 se muestra la columna estratigráfica generalizada para el Altiplano Nariñense, tomada del artículo estratigrafía de los depósitos volcánicos del Altiplano Nariñense (Velandia et al., 2008).

Figura 2-3. Columna estratigráfica generalizada del Altiplano Nariñense, tomada de Velandia et al., 2008

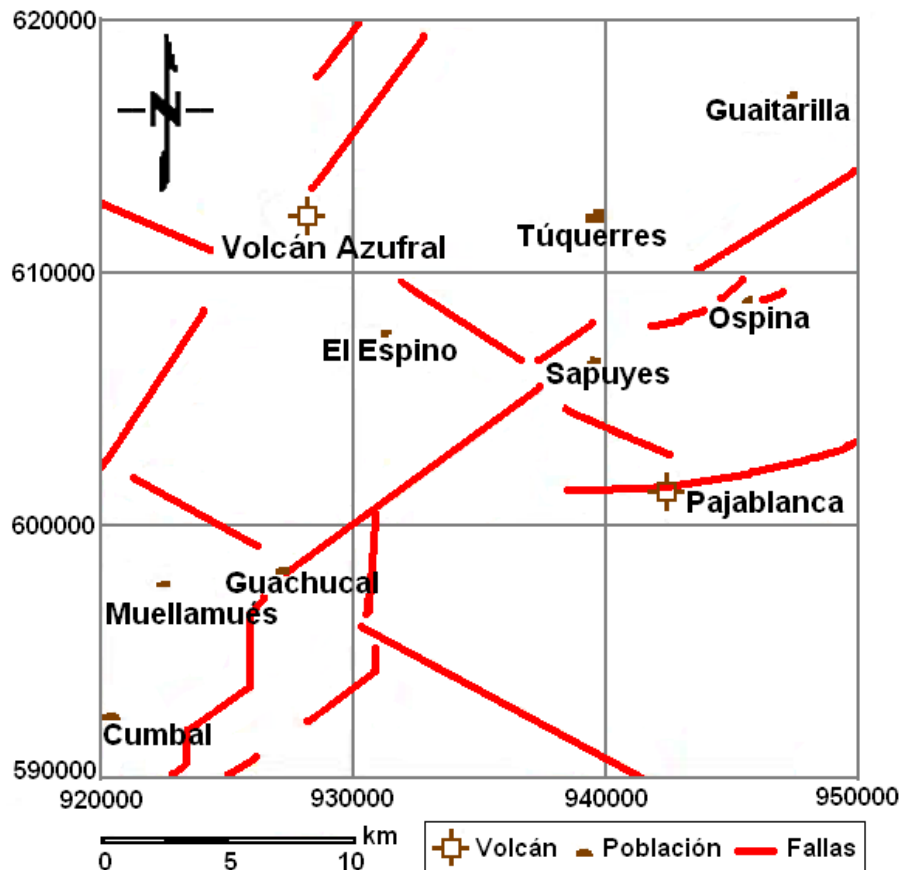
SECUENCIA	LITOLOGÍA	Espesor (m)	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	CONVENCIONES
Secuencia 5		30	Caidas de ceniza y lapilli, flujos piroclásticos con procesos de Edafización	 Flujo Piroclástico
Secuencia 4		75	Intercalaciones frecuentes entre flujos piroclásticos, caidas de ceniza y oleadas piroclásticas, interdigitadas con paleosuelos. Reposo discordante (inconformidad/hiato) sobre la secuencia 3	 Caida de Ceniza
Secuencia 3		133	Flujos piroclásticos (5 m espesor) que descansan discordantes sobre la secuencia 2. Oleadas piroclásticas y caidas de ceniza al tope de la secuencia	 Oleada Piroclástica
Secuencia 2		60	Andesitas producto de derrames lávicos de composición intermedia. Brechas basales y de techo. Fracturamiento semicircular por enfriamiento rápido y actividad neotectónica.	 Paleosuelo
Secuencia 1		> 95	Potentes capas ignimbríticas en ocasiones soldadas, con tamaños de grano que varían de cantos hasta bombas y bloques.	 Depósitos Lávicos
Grupo Dagua			Rocas sedimentarias y metasedimentarias.	 Ignimbritas
Grupo Diabásico			Rocas volcánicas efusivas básicas.	 Depósitos retrabajados (Aluviales)
				 Flujo de Escombros

2.3 Esquema estructural

Velandia et al. (2006) elaboraron un mapa estructural generalizado para el Altiplano Nariñense (Figura 2-4), en el cual describen que existen rasgos regionales que coinciden con las fallas mayores del área como la Falla Cali – Patía ó Cauca – Patía y la falla Guachucal con tendencia al NE, también sobresalen los lineamientos orientados al NW que se relacionan con fallas transversales y que parecen corresponder con fallas del basamento; y que adicionalmente existe otra dirección de lineamientos al NEE que corresponden a trazos locales. Las estructuras falladas se encuentran cubiertas por depósitos volcano – clásticos en su mayor parte, pero la falla Cauca – Patía ha sido relacionada con el volcán Azufraal.

Según el mismo autor, el análisis geológico de litologías antiguas levantadas topográficamente con respecto de los depósitos del Neógeno-Cuaternario, permite asumir una vergencia al SE de la Falla Cauca – Patía. Cruzando el altiplano en sentido NE se distingue la falla Guachucal como una estructura activa que limita los depósitos de vulcanismo antiguo al oriente de los más recientes al occidente. Algunos rasgos morfológicos identificados a lo largo de la Falla Guachucal, así como la disposición de lineamientos y fallas menores en forma oblicua al trazo principal, sugieren un movimiento de rumbo en sentido dextral a lo largo de esta falla, además con actividad neotectónica por afectar depósitos recientes.

Figura 2-4. Esquema estructural generalizado con los rasgos más regionales y continuos para el Altiplano Nariñense, modificado de Velandia et al. (2006).



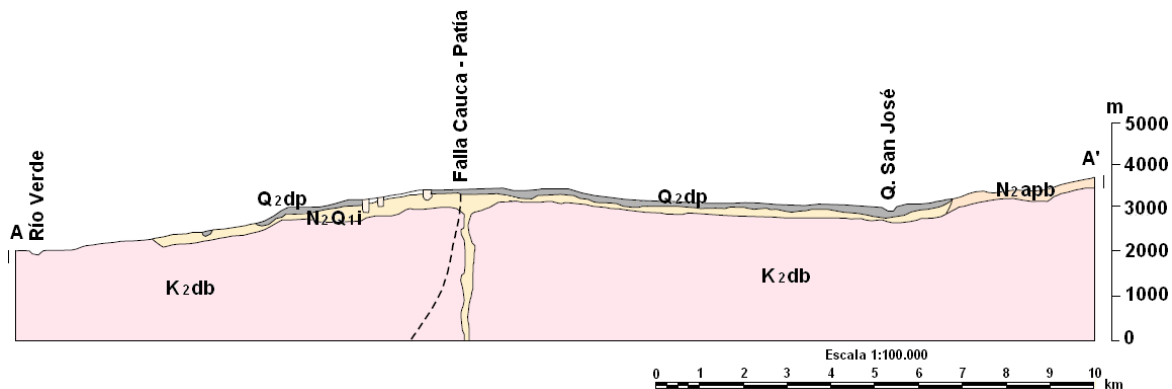
2.3.1 Sistema de fallas Cauca - Patía

El Sistema de Fallas Cauca – Patía corresponde a la depresión Cauca – Patía, que según Barrero (1979) correspondería al “*Trench* del Valle del Cauca”, originada durante la colisión de la placa de Nazca con la placa Suramericana durante el Cretácico. Este sistema de fallas, tiene una dirección aproximada N35-40°E, ha sido objeto de un estudio sistemático, donde se ha encontrado que tiene una longitud de más de 400 km, desde del sur del país hasta el Departamento de Caldas y controla en gran parte el trayecto del

río Cauca (AIS et al., 1998), que la catalogan de tipo normal, con fuerte buzamiento hacia el oeste y ha tenido evidencias de actividad cuaternaria. La prolongación hacia el sur de esta falla pasa por el cráter del volcán Azufraal, donde está cubierta con sus depósitos piroclásticos; más hacia el sur pasa por los centros volcánicos de Cumbal y Chiles - Cerro Negro y se prolonga hacia el Ecuador.

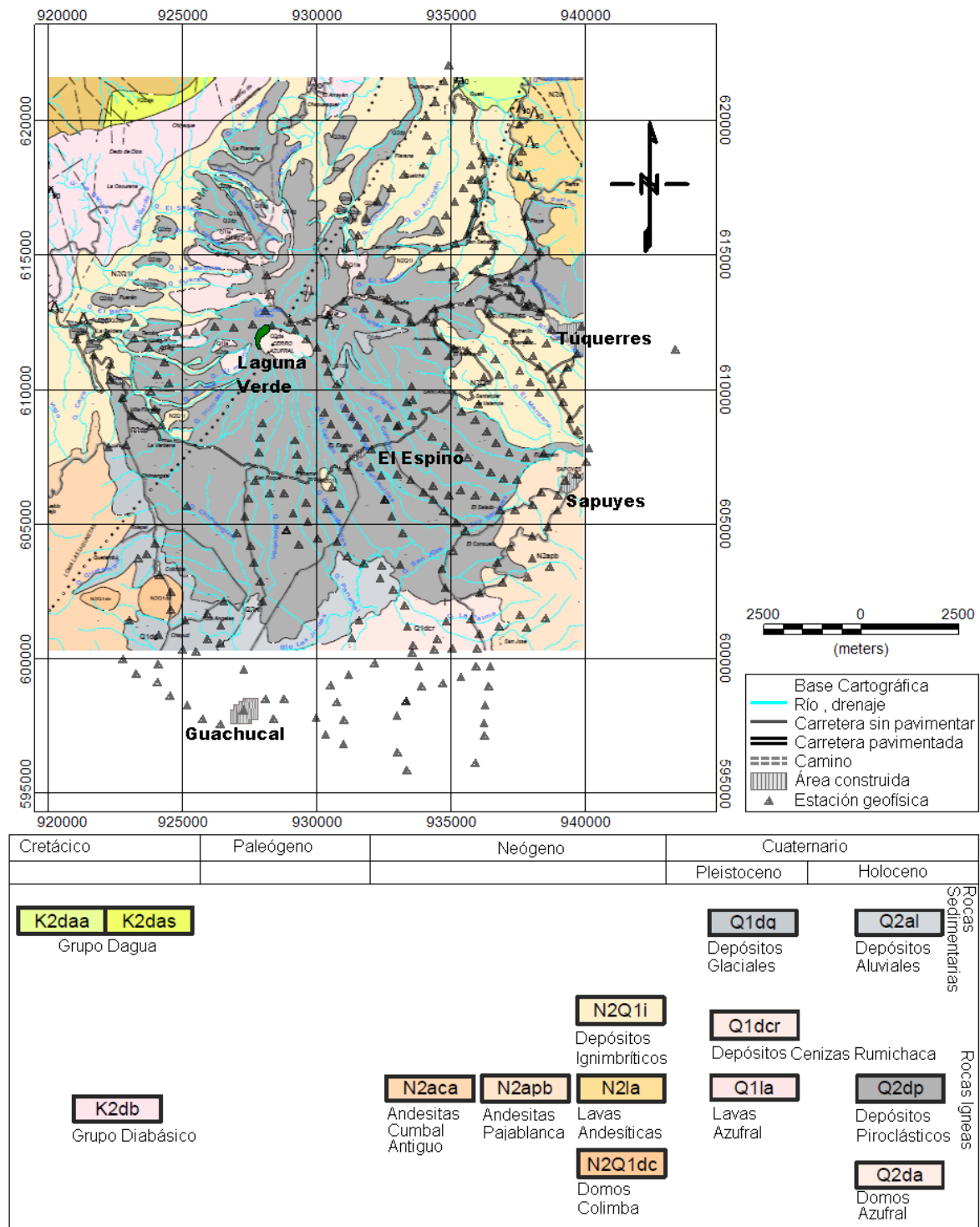
En la Figura 2-5 se muestra un detalle del perfil geológico de la Plancha 428 Túquerres (González, Zapata & Montoya, 2002), que atraviesa la zona de estudio desde el NW hasta el SE, pasando por el cauce del río Verde, el volcán Azufraal y el cauce de la quebrada San José, en el cual se observan el basamento que es el Grupo Diabásico K_2db , los depósitos ignimbríticos N_2Q_1i , los depósitos piroclásticos Q_2dp , las andesitas de Pajablanca N_2apb y el trazo inferido de la Falla Cauca - Patía.

Figura 2-5. Detalle del corte geológico de la Plancha 428 Túquerres (González, Zapata & Montoya, 2002), que pasa por el cauce del río Verde, el volcán Azufraal y el cauce de la quebrada San José.



En la Figura 2-6 se muestra un detalle de la geología de la zona estudiada, tomado y modificado del mapa Geológico, Plancha 428 Túquerres (Ingeominas, 2003), en el cual se incluyen los sitios de las estaciones de medida de datos geofísicos de la campaña 2008.

Figura 2-6. Geología de la zona estudiada, detalle tomado y modificado del mapa Geológico, Plancha 428 Túquerres (Ingeominas, 2003).



3. Procesamiento e interpretación

Todo el procesamiento de los datos geofísicos tanto gravimétricos como magnéticos se realizó utilizando la licencia de la Universidad Nacional de Colombia del programa Oasis Montaj™ (Geosoft, 2009), que permite aplicar diferentes técnicas de tratamiento y filtrado de datos. Se elaboraron varios mapas raster producto del procesamiento, para llevar a cabo una interpretación de los resultados e integración con la geología de la zona estudiada.

3.1 Procesamiento de datos gravimétricos

Inicialmente los datos de anomalía total de Bouguer fueron interpolados utilizando la técnica de Kriging, desarrollada por Daniel Krige en 1951¹² (Bravo de Guenni, 2011). El método de Kriging es un método geoestadístico de estimación de puntos para datos aleatorios, que utiliza un modelo de variograma para la obtención de nuevos datos, calculando los pesos que se darán a cada punto de referencia usado en la valoración, basándose en la premisa de que la variación espacial continúa con el mismo patrón. Un paso fundamental en el método Kriging es la creación de un variograma que es una medida gráfica de la relación estadística de los datos muestreados como una función de la distancia h . En dos dimensiones el variograma se calcula con la siguiente expresión:

$$\gamma(h) = \frac{\sum [Z(x+h) - Z(x)]^2}{2N(h)} \quad (3-1)$$

Donde $\gamma(h)$ es la semivarianza para todas las muestras localizadas en el espacio separado por el intervalo de distancia h , $N(h)$ es el número total de pares de muestras separados por la distancia h , $Z(x)$ es el valor de la muestra en una localización x y $Z(x+h)$ es el valor de la muestra a una distancia h desde x .

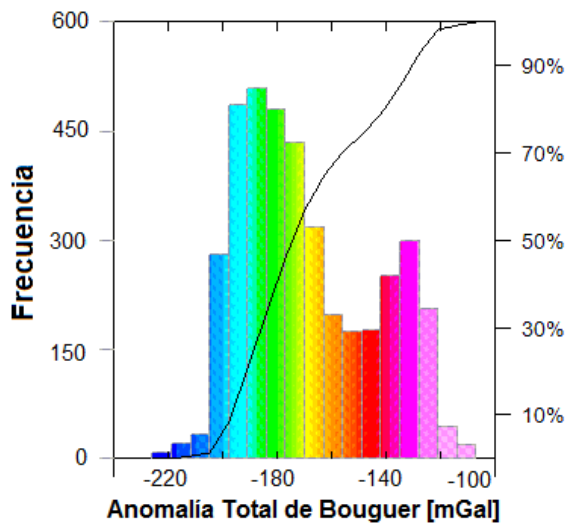
El variograma¹³, se calcula a través de cada par de puntos de datos, evaluando ésta función y promediando valores a la misma distancia. En esta investigación se usó el modelo de tipo lineal.

¹² Lelys Bravo de Guenni. KRIGING: Predicción Espacial o Interpolación.
<http://www.cesma.usb.ve/~lbravo/co6324/clase5.pdf>

¹³ GEOSOFT. Topics in Gridding.
<http://www.geosoft.com/resources/papers/pdfs/topicsingriddingworkshop.pdf>

En la Figura 3-1 se muestra el histograma y los parámetros estadísticos para los datos interpolados de la anomalía total de Bouguer, en esta representación un alto gravimétrico significa mayor densidad y un bajo gravimétrico significa menor densidad. El histograma sugiere la existencia de dos poblaciones de datos, una al parecer relacionada con la cordillera occidental y la otra con el Altiplano de Túquerres (Figuras 3-1 y 3-2). La población de datos dominante corresponde al Altiplano de Túquerres y tiene un rango aproximado de valores entre -160 mGal y -224 mGal, por su parte la otra población de datos que corresponde a una tercera parte de los mismos, tiene un rango aproximado de valores entre -111 mGal y -160 mGal.

Figura 3-1. Histograma de frecuencias de los datos interpolados de la Anomalía Total de Bouguer con sus parámetros estadísticos.



Estadísticas de los datos interpolados de la Anomalía Total de Bouguer:

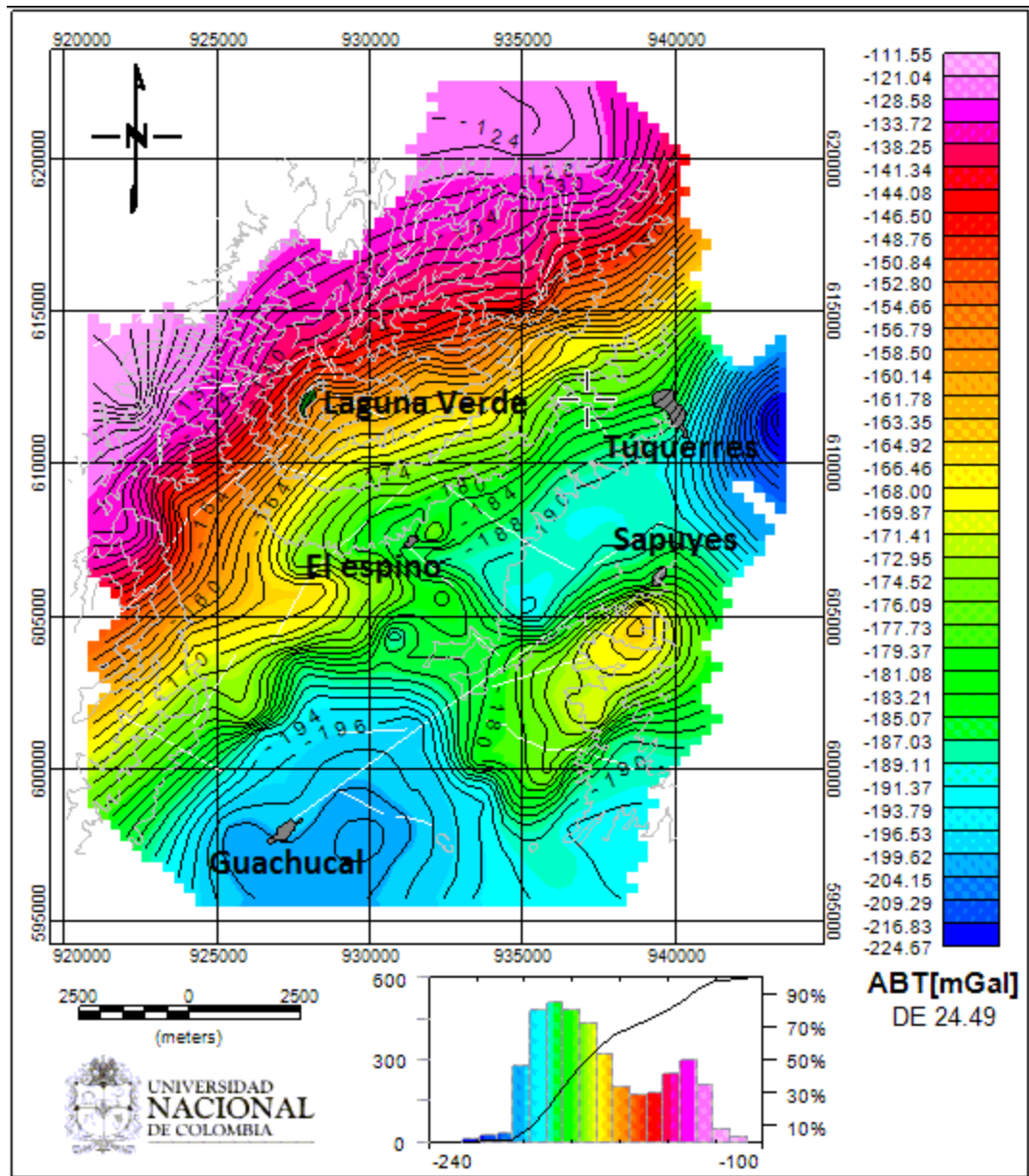
Muestras:	3945
Mínimo:	-224.7
Máximo:	-111.5
Media:	-168.9
Mediana:	-174.7
Moda:	-175.6
Desviación Estándar:	24.49
Error Estándar:	0.39
Sesgo:	0.47
Curtosis:	-0.91

Con los datos interpolados se elaboró el mapa de isolíneas de anomalía total de Bouguer [mGal] que se puede apreciar en la Figura 3-2. La anomalía total de Bouguer tiene un rango de datos entre -111.55 mGal y -224.57 mGal, con un bajo gravimétrico importante que abarca la zona plana del área de estudio.

Con el fin de resaltar algunas características que está mostrando la anomalía total de Bouguer y eliminar el ruido, al mapa raster de datos se le implementó una serie de filtros¹⁴, en dos dimensiones y en el dominio de la frecuencia, cuyas bases matemáticas en las cuales se fundamentan los cálculos, se referenciarán en éste documento a medida que se vayan aplicando.

¹⁴ GEOSOFT, Montaj MAGMAP Filtering, Tutorial and user guide.
<http://www.geosoft.com/resources/tutorials>

Figura 3-2. Mapa de anomalía total de Bouguer para una densidad de 2.67 g/cm^3 , obtenido por el método de interpolación de Kriging.



Inicialmente al mapa de datos se le implementó la segunda derivada vertical y la primera derivada horizontal, para resaltar anomalías provenientes de fuentes superficiales y con extensión lateral que podrían estar relacionadas con depósitos superficiales que tienen mayor longitud en una dirección, por ejemplo cordones de lavas. Debido a que estos procesos son particularmente sensibles a la distorsión por ruido, adicionalmente se implementó un filtro de continuación analítica de 1.000 m hacia arriba para evitarla. El filtro de continuación analítica hacia arriba (upward continuation) es considerado un filtro

limpio, porque no produce efectos de borde. Para el filtro de continuación analítica hacia arriba se usa la siguiente expresión:

$$L(r) = e^{-hr} \quad (3-2)$$

Donde h es la distancia en unidades de terreno para hacer la continuación hacia arriba relativa al plano de observación y r es el número de onda en radianes/unidades de terreno, las unidades de terreno pueden ser metros o pies. En este caso son metros.

Para la derivada vertical se usa la siguiente expresión:

$$L(r) = r^n \quad (3-3)$$

Donde n es el orden de diferenciación y r es el número de onda en radianes/unidades de terreno.

La base matemática de la derivada horizontal en la dirección Y se expresa como:

$$L(v) = (vi)^n \quad (3-4)$$

Donde n es el orden de diferenciación; v es la componente del número de onda en la dirección Y ; e $i = \sqrt{-1}$

Para resaltar algunas estructuras que muestran una dirección preferencial, se utilizó el filtro de coseno direccional, usando la opción dejar pasar la dirección del filtro, siendo el de N40°E el que menor distorsión mostró. El coseno direccional se aplica con las siguientes expresiones:

$$L(\theta) = \left| \cos^n\left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2}\right) \right| \quad \text{Rechaza la dirección } \alpha \quad (3-5)$$

$$L(\theta) = 1 - \left| \cos^n\left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2}\right) \right| \quad \text{Deja pasar la dirección } \alpha \quad (3-6)$$

Donde α es la dirección del filtro en grados (0-360 relativo al Norte), n es el grado de la función coseno, por defecto un grado 2 es usado para una función coseno cuadrado; también por defecto se aplica rechazar la dirección.

En las Figuras 3-3, 3-4 y 3-5 se pueden apreciar respectivamente los mapas con la segunda derivada vertical más el filtro de continuación analítica a 1.000 m hacia arriba, la primera derivada horizontal en la dirección Y más el filtro de continuación analítica a 1.000 m hacia arriba y el coseno direccional dejando pasar la dirección N40°E de la anomalía total de Bouguer de la zona estudiada; esta dirección fue seleccionada por ensayo y error, con base en la baja distorsión que presenta con respecto a las otras direcciones.

Figura 3-3. Mapa de la segunda derivada vertical de la anomalía total de Bouguer más un filtro de continuación analítica a 1.000 m hacia arriba.

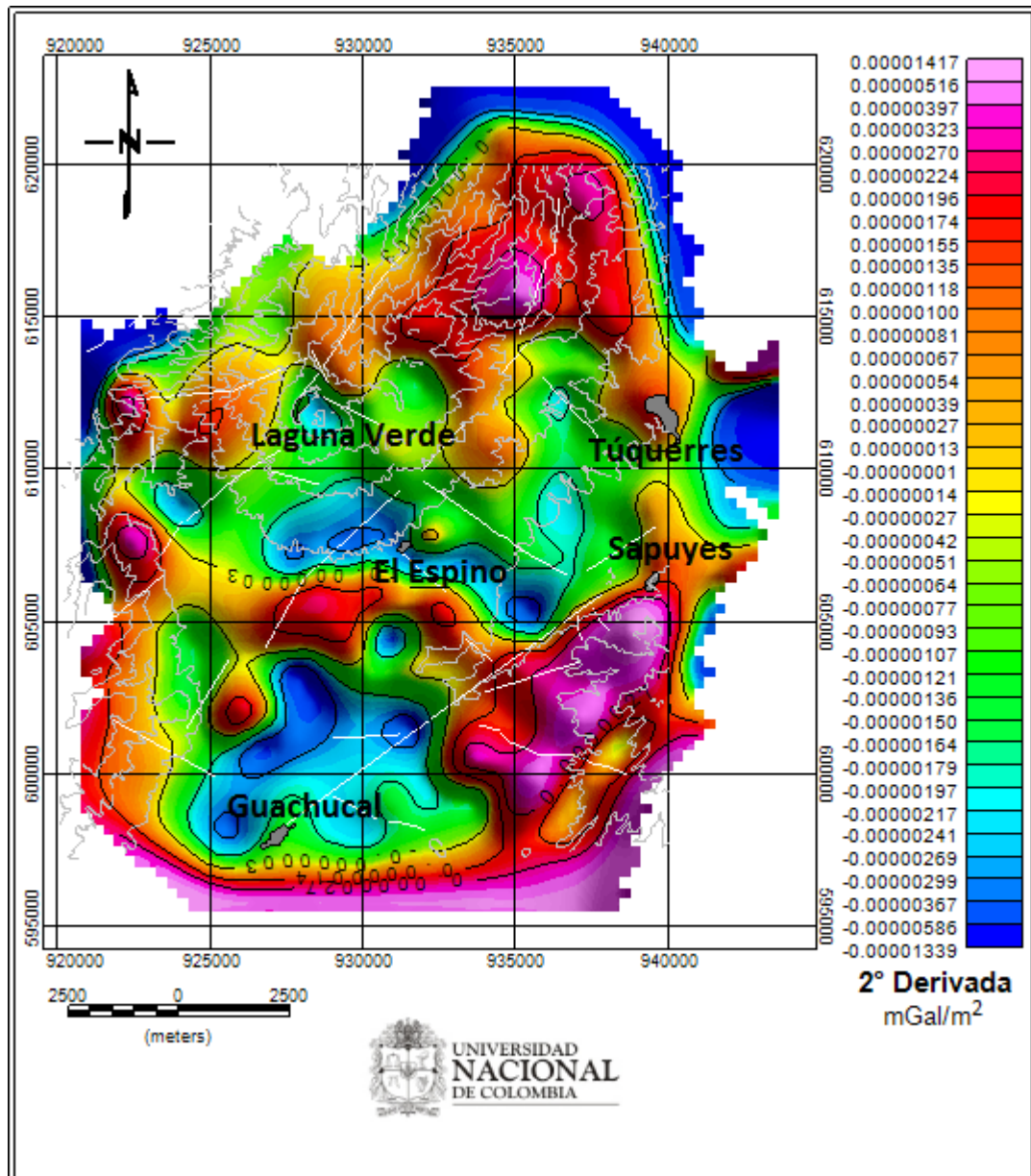


Figura 3-4. Mapa del gradiente horizontal en la dirección Y (primera derivada horizontal en la dirección Y) de la anomalía total de Bouguer más un filtro de continuación analítica a 1.000 m hacia arriba.

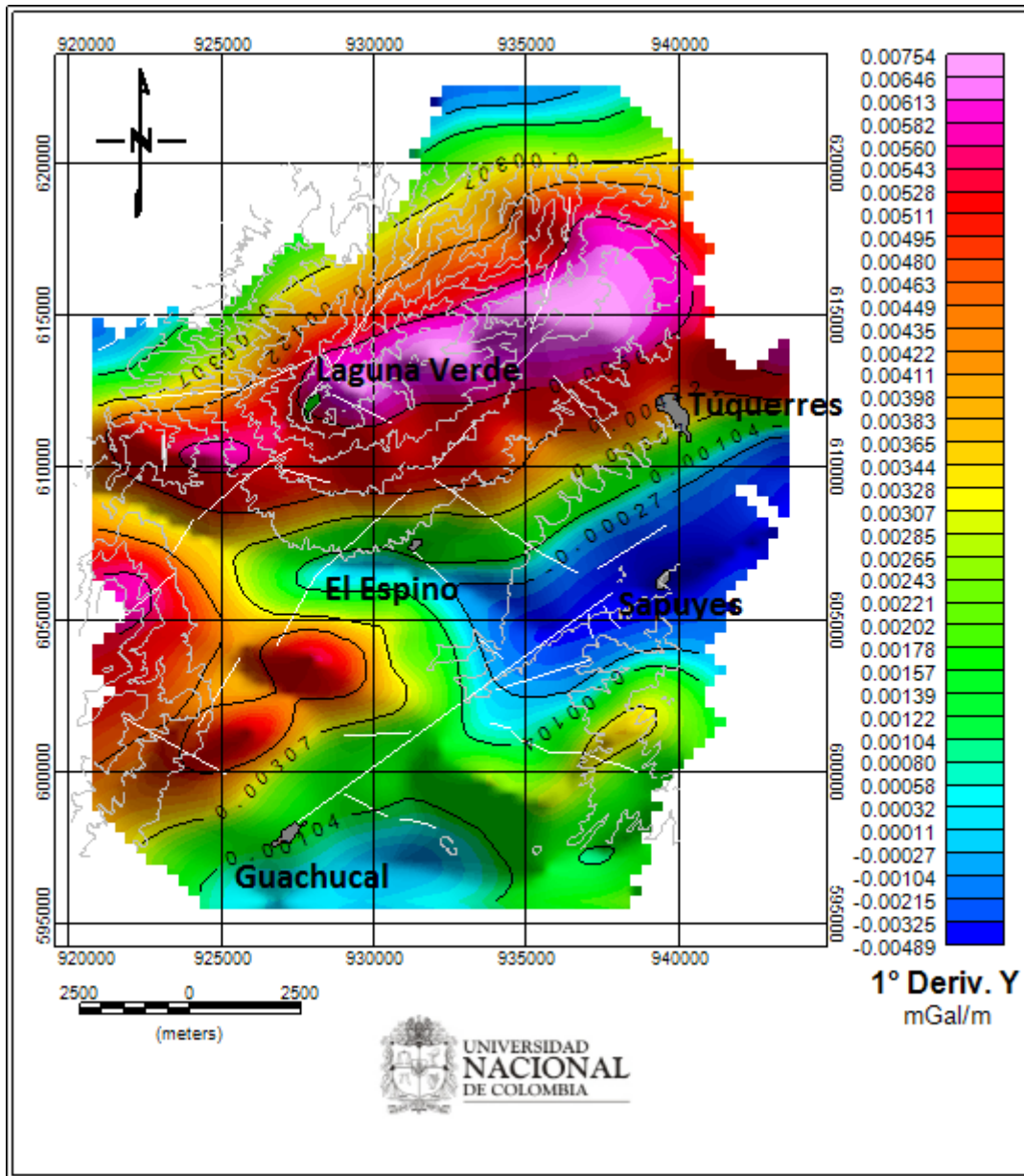
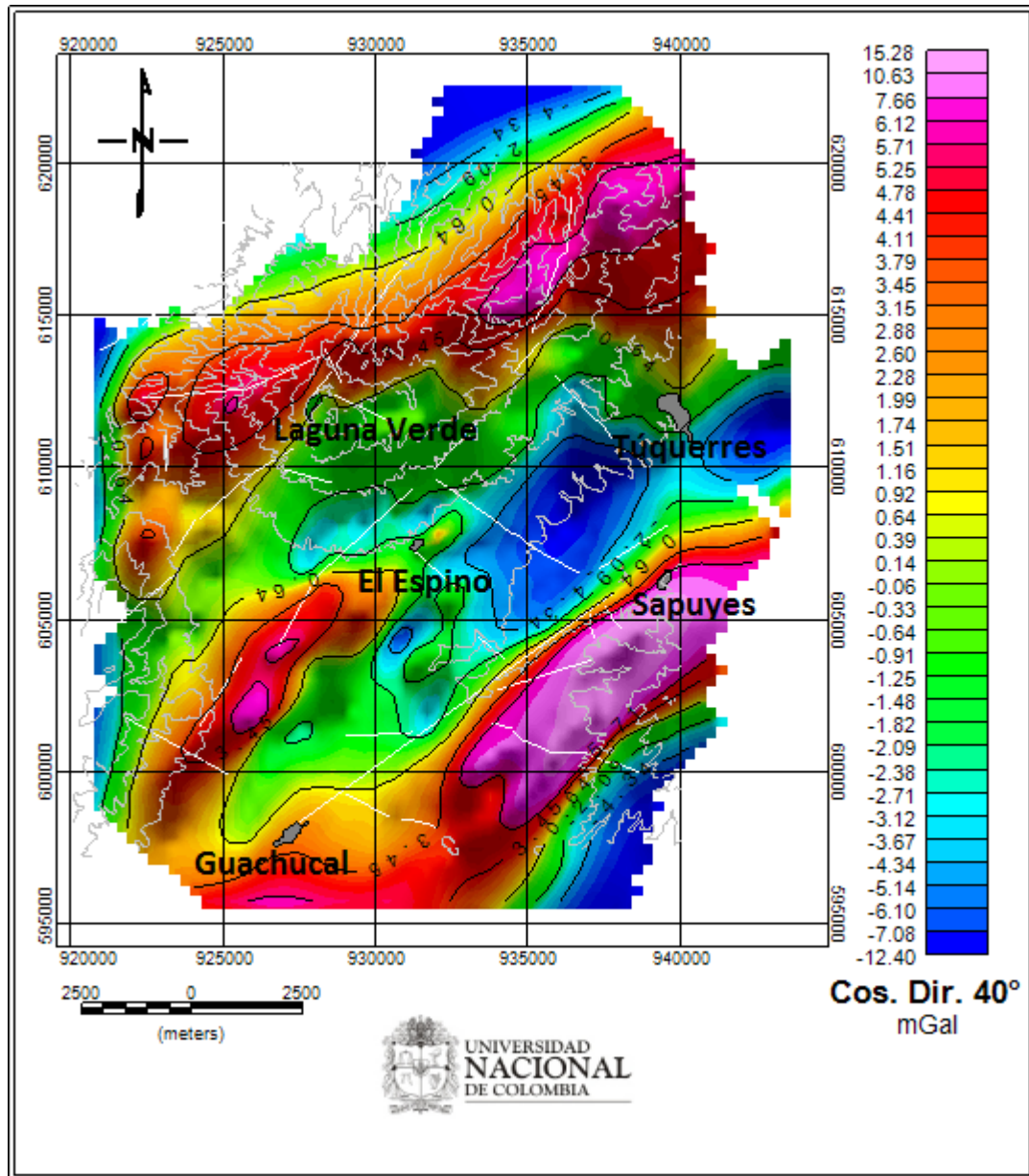


Figura 3-5. Mapa de gradiente direccional (coseno direccional) dejando pasar la dirección de $N40^{\circ}E$ de la anomalía total de Bouguer. Esta dirección fue seleccionada con base en la baja distorsión que presenta con respecto a otras direcciones.



Para estimar las profundidades de las fuentes gravimétricas, se implementó el método de la deconvolución de Euler¹⁵ (Reid et al., 1990) al mapa raster de anomalía total de Bouguer, filtrada con continuación analítica para quitarle el ruido. Este proceso también

¹⁵ GEOSOFT. Montaj Grav/Mag Interpretation. Tutorial and User Guide. <http://www.geosoft.com/resources/tutorials>

ayuda a identificar posibles contactos entre bloques de materiales que presentan diferente densidad. La base matemática usada por este método es la siguiente:

Cualquier función tridimensional $f(x,y,z)$ es homogénea de grado n si la función obedece a la expresión:

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (3-7)$$

Se puede mostrar que la ecuación de Euler también puede satisfacer la expresión anterior:

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = n f \quad (3-8)$$

Considerando datos de campo magnético, la ecuación de Euler se puede expresar como:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad (3-9)$$

Donde (x_0, y_0, z_0) es la posición de la fuente magnética cuyo campo total T es medido en (x, y, z) . El campo total tiene un valor regional de B . El valor de N es equivalente a n en la ecuación de Euler. El grado de homogeneidad N puede ser interpretado como un Índice Estructural (IE), el cual es la medida de la tasa de cambio con la distancia de un campo potencial.

Por ejemplo, un dipolo magnético puntual corresponde a un índice $N = 3$. Una masa puntual gravitacional, un polo magnético teórico y una línea de dipolos magnéticos corresponden a un índice estructural $N = 2$. Un dique magnético y una chimenea de masa anómala corresponden a un índice estructural $N = 1$. Reid et al., (1990) demostraron que un contacto magnético puede corresponder a un índice estructural $N = 0.5$ siempre que se introduzca una compensación A para incorporar factores de anomalía de amplitud, dirección y buzamiento.

$$A = (x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3-10)$$

Dado un conjunto de datos de campo total observados, se puede determinar una óptima localización de la fuente (x_0, y_0, z_0) resolviendo la ecuación de Euler para un índice dado N por inversión de los datos por mínimos cuadrados. El proceso de inversión también ofrece una incertidumbre (desviación estándar) para cada uno de los parámetros ajustados y esto puede ser usado como un criterio para aceptar o rechazar la solución. La Tabla 3-1 resume los índices estructurales para modelos simples de campo magnético y campo gravimétrico, usados en ésta investigación.

En las Figuras 3-6, 3-7, 3-8 y 3-9 se observan los estimados de profundidades de posibles fuentes gravimétricas, aplicando la deconvolución de Euler sobre la anomalía completa de Bouguer, utilizando los respectivos índices estructurales indicados en la Tabla 3-1. Nótese que las soluciones se grafican sobre la anomalía residual para

observar mejor los contrastes que las soluciones marcan y que la máxima profundidad de las posibles fuentes gravimétricas es de 4 km.

Tabla 3-1. Índices estructurales

IE	Campo Gravimétrico	Campo Magnético
0	Silo/Dique/Dislocación	Contacto
0.5	Franja	Dislocación marcada
1	Chimenea	Silo/Dique
2	Esfera	Chimenea
3		Esfera

Figura 3-6. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía total de Bouguer para estimar la profundidad de las posibles fuentes gravimétricas usando un índice estructural de 0 (silo, dique, dislocación).

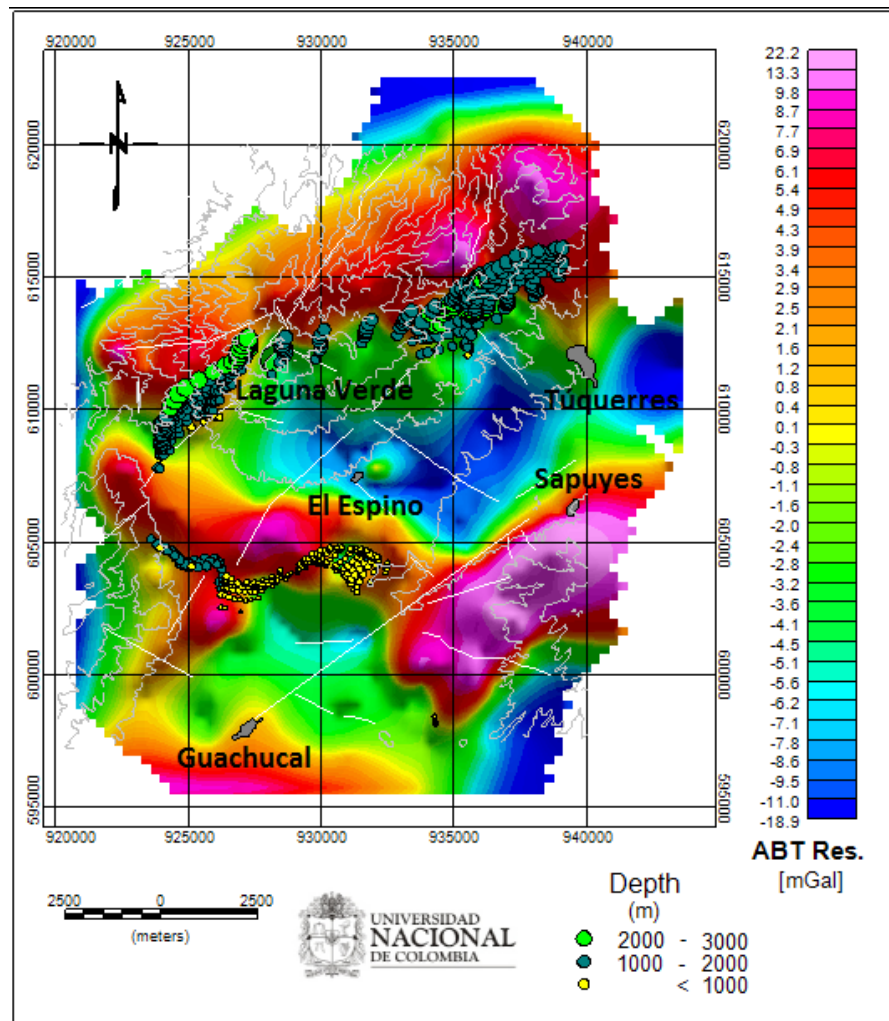


Figura 3-7. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía total de Bouguer para estimar la profundidad de las posibles fuentes gravimétricas usando un índice estructural de 0.5 (franja).

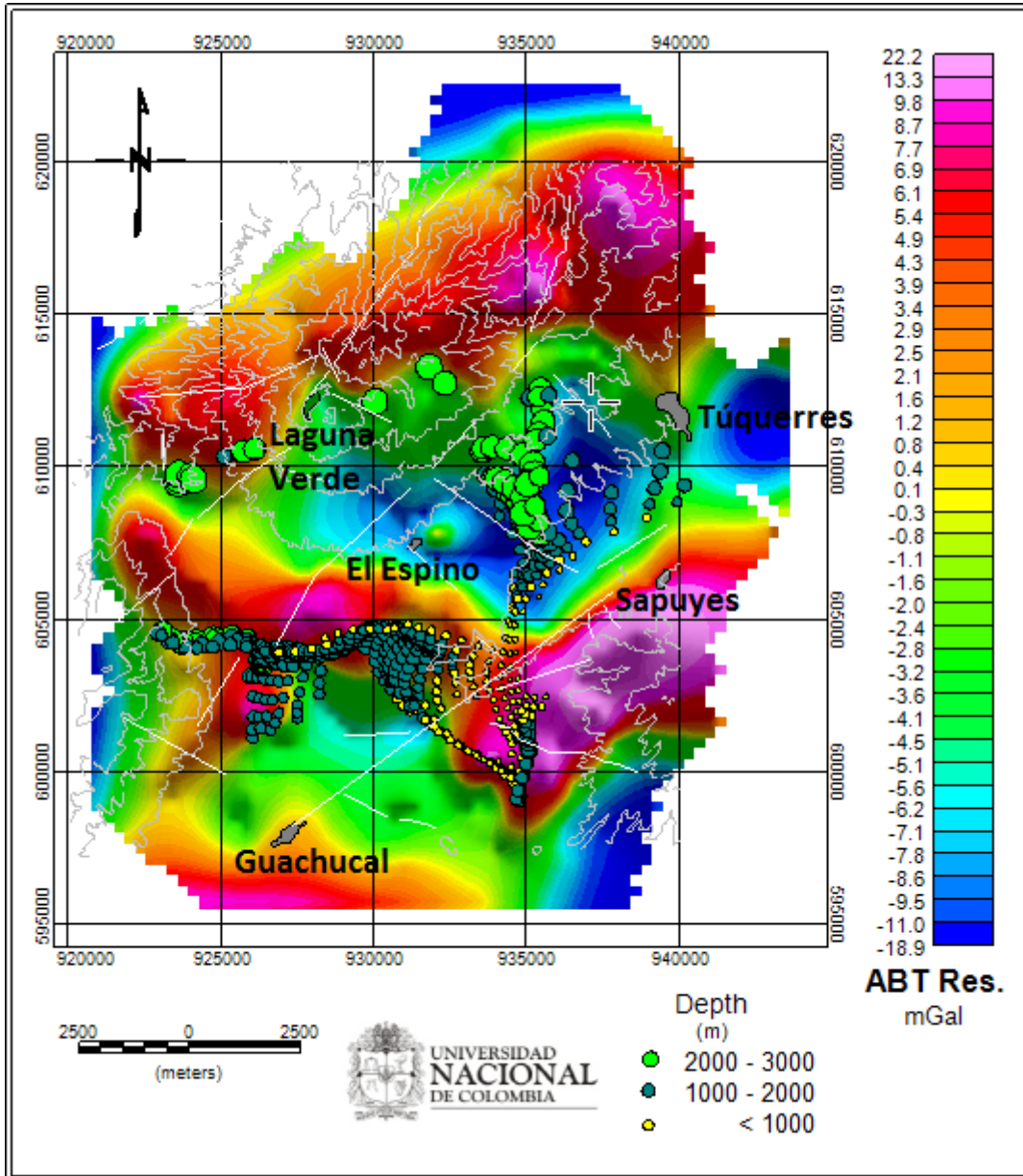


Figura 3-8. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía total de Bouguer para estimar la profundidad de las posibles fuentes gravimétricas usando un índice estructural de 1 (chimeneas).

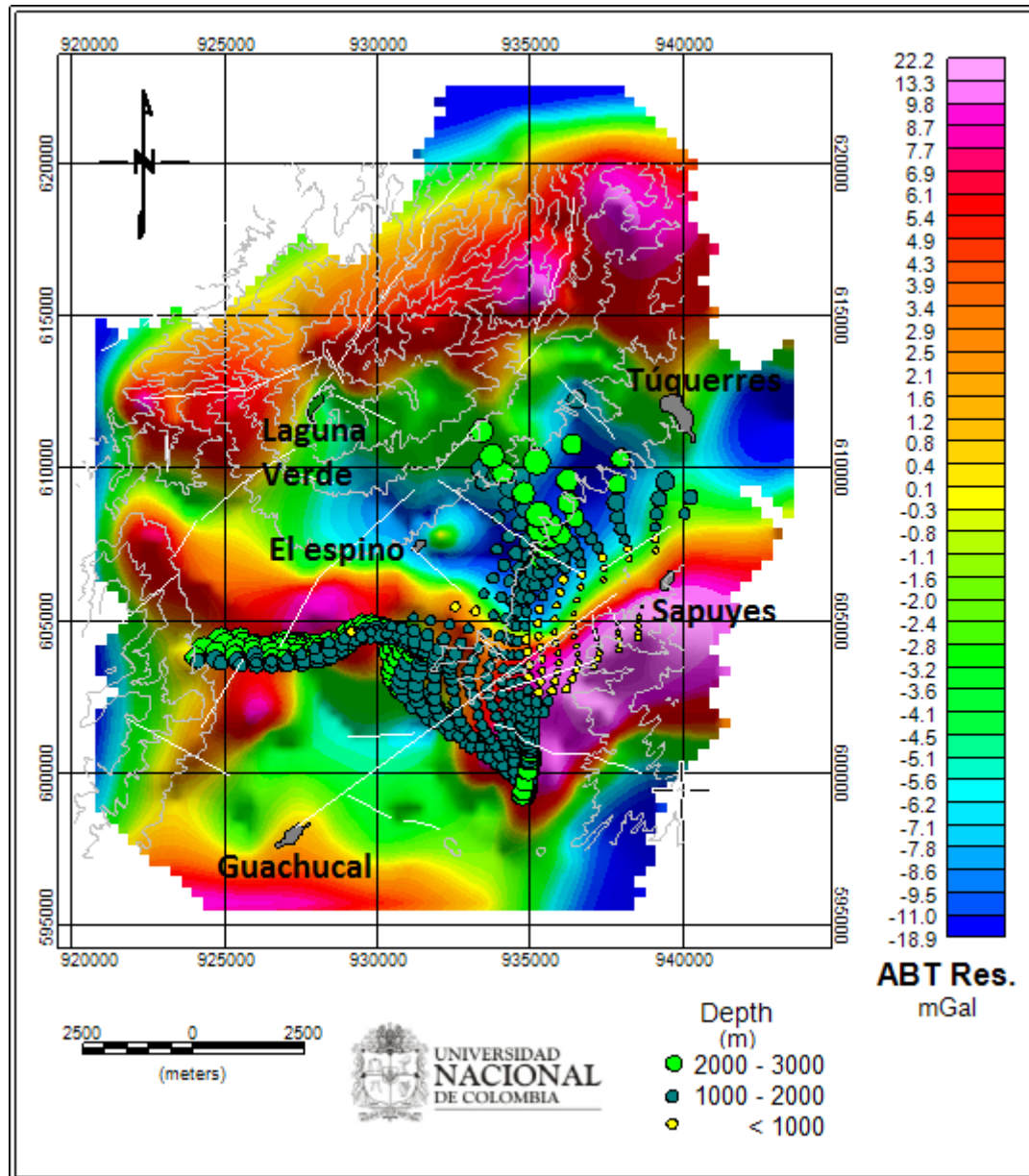
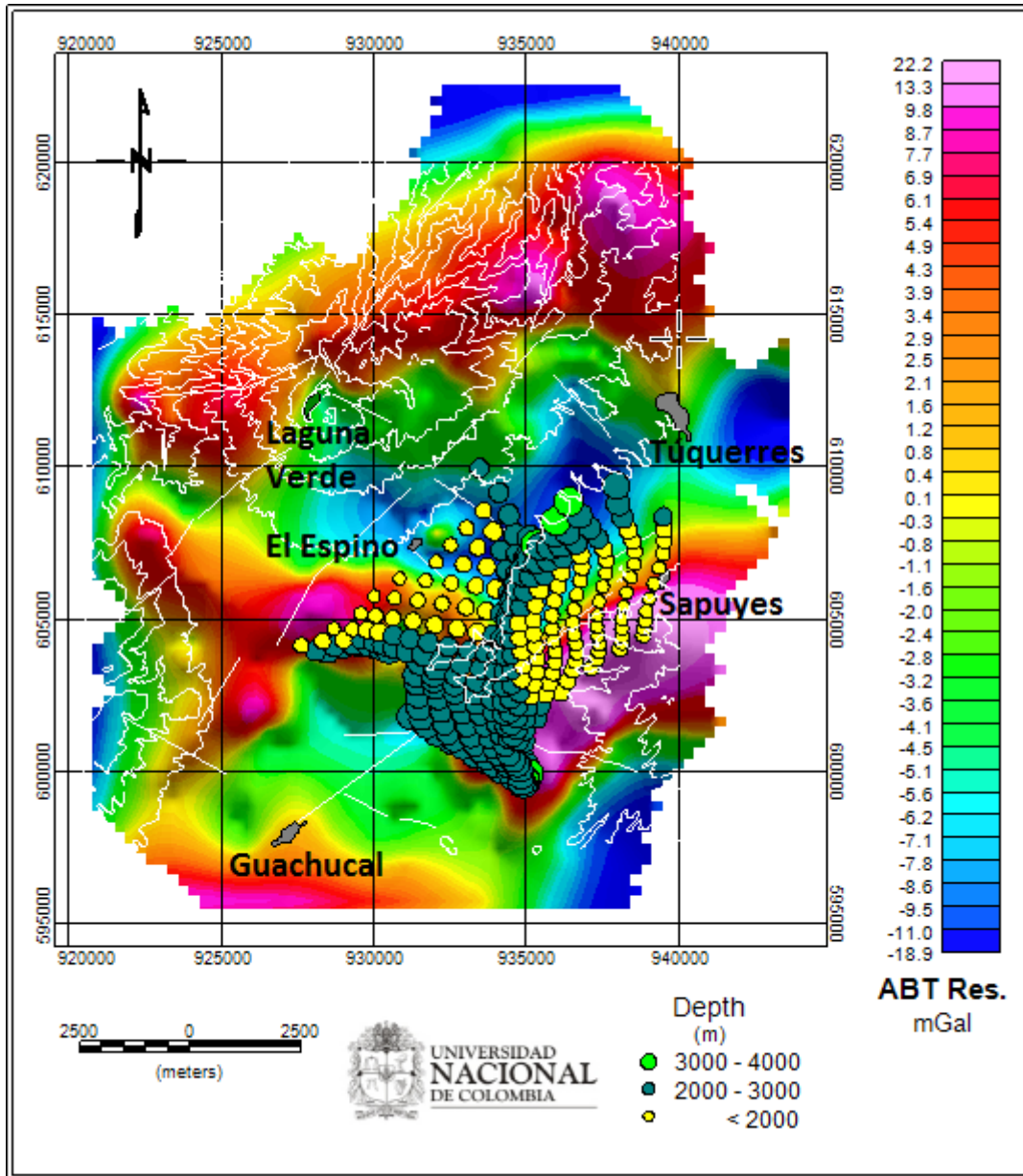


Figura 3-9. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía total de Bouguer para estimar la profundidad de las posibles fuentes gravimétricas usando un índice estructural de 2 (esferas).



3.2 Separación regional y residual de la anomalía de Bouguer

Para separar las anomalías debidas a efectos regionales de las anomalías debidas a efectos residuales se implementó dos procedimientos distintos que son el de superficie polinómica y el del filtro de continuación analítica del campo hacia arriba.

El procedimiento de superficie polinómica se implementó usando un filtro de tendencia que permite remover de la anomalía total de Bouguer la superficie regional de primero, segundo o tercer orden, lo cual permite generar los mapas de anomalía residual respectivos. El filtro usa superficies de forma general $Z=f(x,y)$ ajustadas a los datos mediante mínimos cuadrados, donde Z es el dato observado que varía con respecto a las coordenadas espaciales x e y . En el modelo de descomposición, la forma general de la superficie viene dada por:

$$Z = f(x, y) + E \quad (3-11)$$

Donde $f(x,y)$ representa los componentes regionales o tendencia y E el componente local.

En este caso se tomó el mapa residual de tercer orden. Luego se sustrajo el mapa residual de tercer orden al mapa de anomalía total de Bouguer para generar el respectivo mapa de anomalía regional. En las Figuras 3-10 y 3-11 se observa respectivamente la anomalía regional de Bouguer y la anomalía residual de Bouguer obtenidas con el método de superficie polinómica de tercer orden.

Se implementó también a la anomalía total de Bouguer, el filtro de continuación analítica hacia arriba, pues elimina las anomalías de alta frecuencia asociadas con inhomogeneidades de los primeros metros del subsuelo y con la topografía, manteniendo la posibilidad de modelar las anomalías más profundas asociadas con las estructuras que son objeto de estudio. Este filtro se implementó para varios valores, pero se escogió el de 5000 m, pues el mapa regional resultante es muy similar al obtenido con el procedimiento de superficie polinómica de tercer grado. El mapa de efectos residuales se obtuvo al sustraer el mapa regional del mapa de anomalía total de Bouguer, el cual también presentó bastante similitud con el obtenido con la superficie polinómica de tercer grado. Los mapas regional y residual de Bouguer obtenidos con el filtro de continuación analítica del campo hacia arriba para 5000 m se pueden observar en las Figuras 3-12 y 3-13.

Figura 3-10. Mapa de efectos regionales de la anomalía de Bouguer obtenido por el método de superficie polinómica de tercer orden.

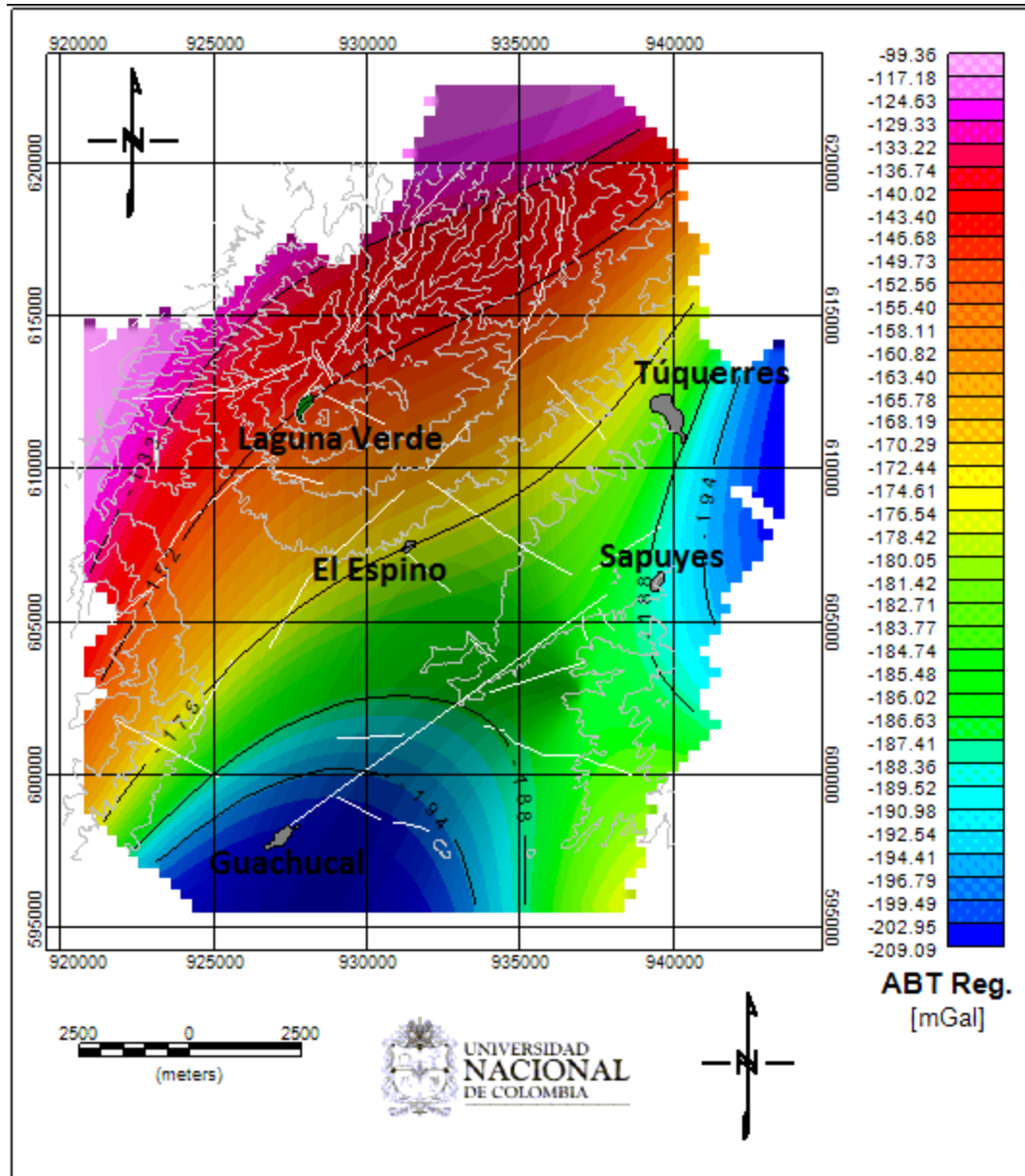


Figura 3-11. Mapa de efectos residuales de la anomalía de Bouguer obtenido por el método de superficie polinómica de tercer orden.

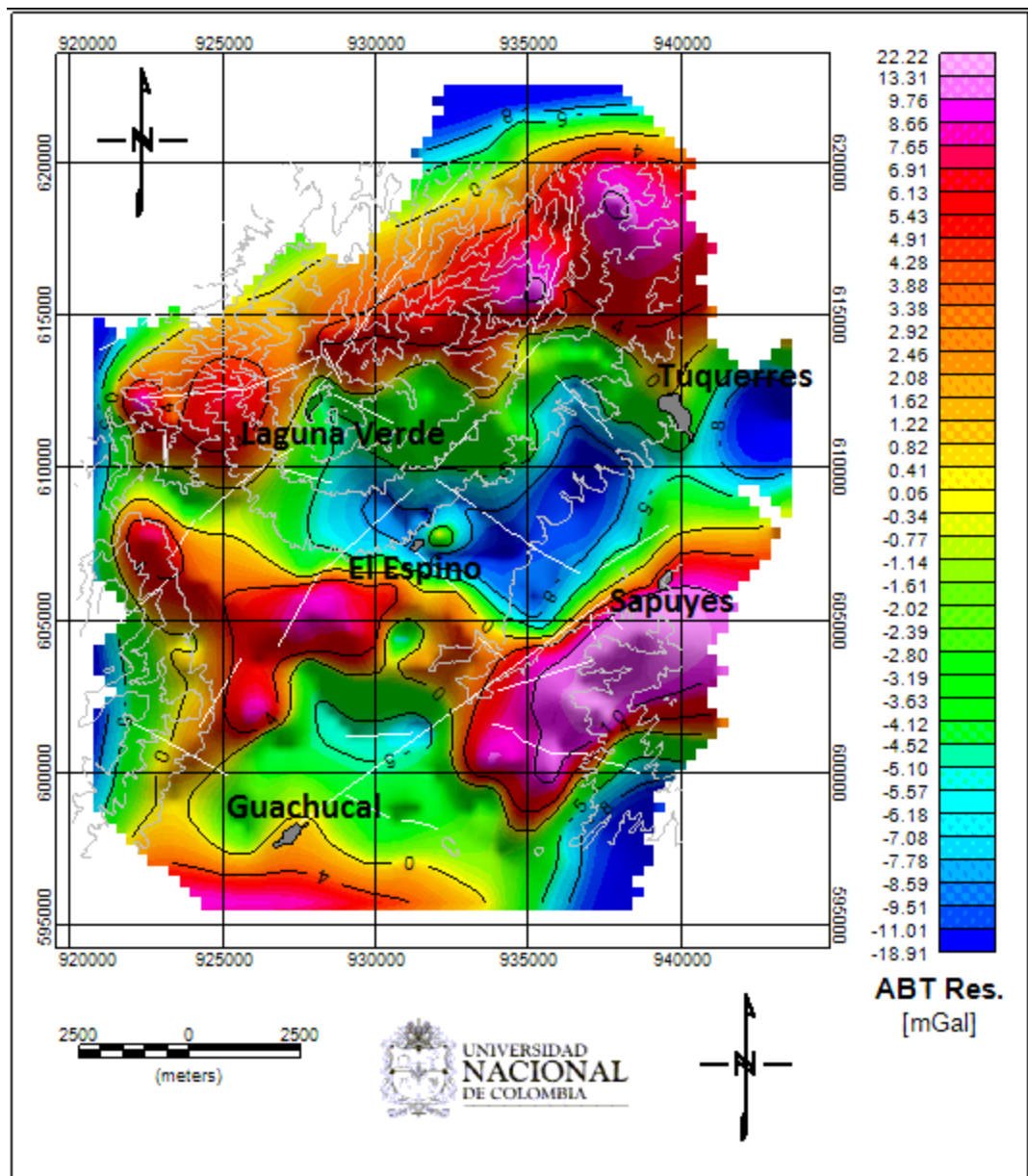


Figura 3-12. Mapa de efectos regionales de la anomalía de Bouguer obtenido por el filtro de continuación analítica para 5.000 m.

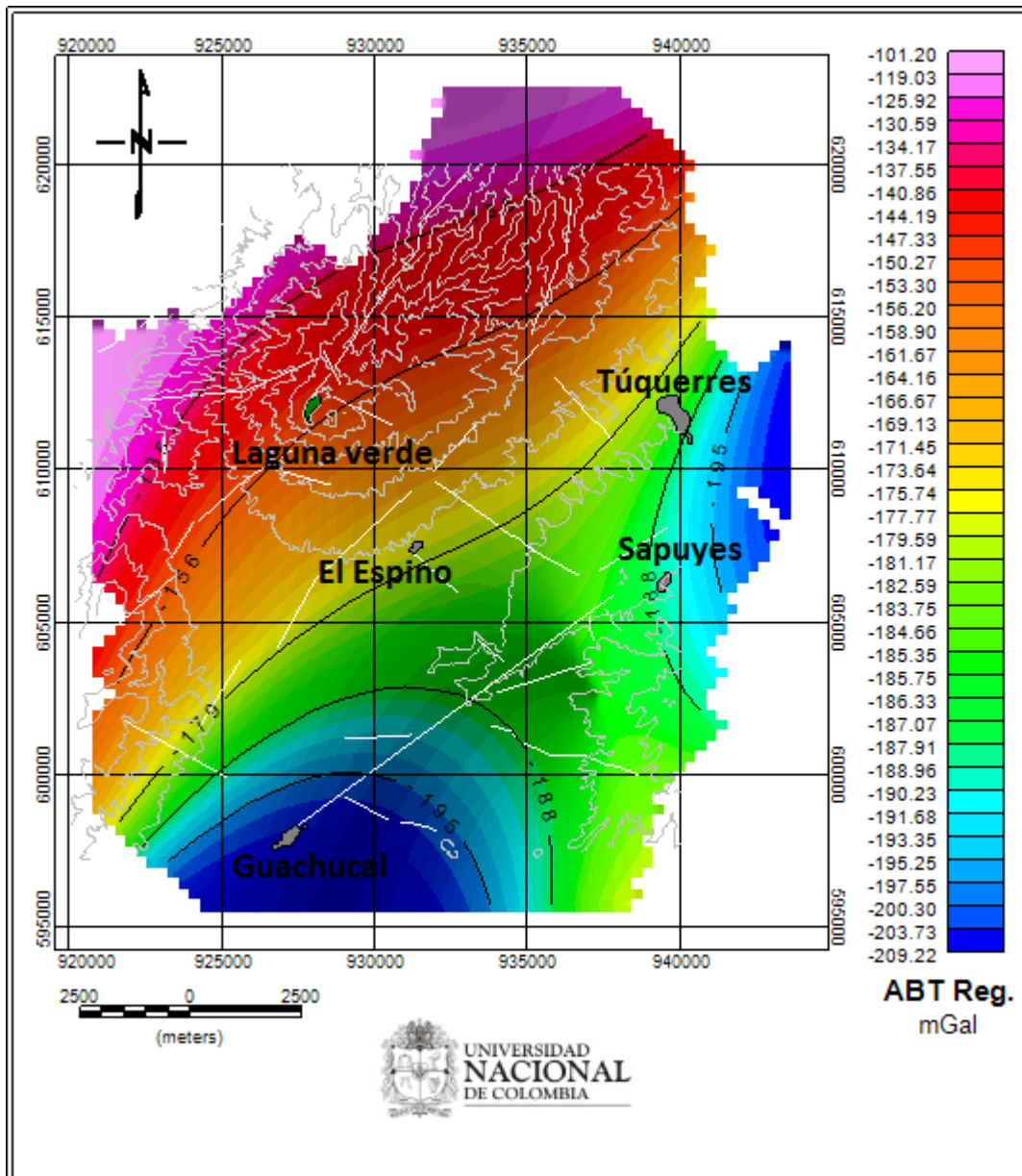
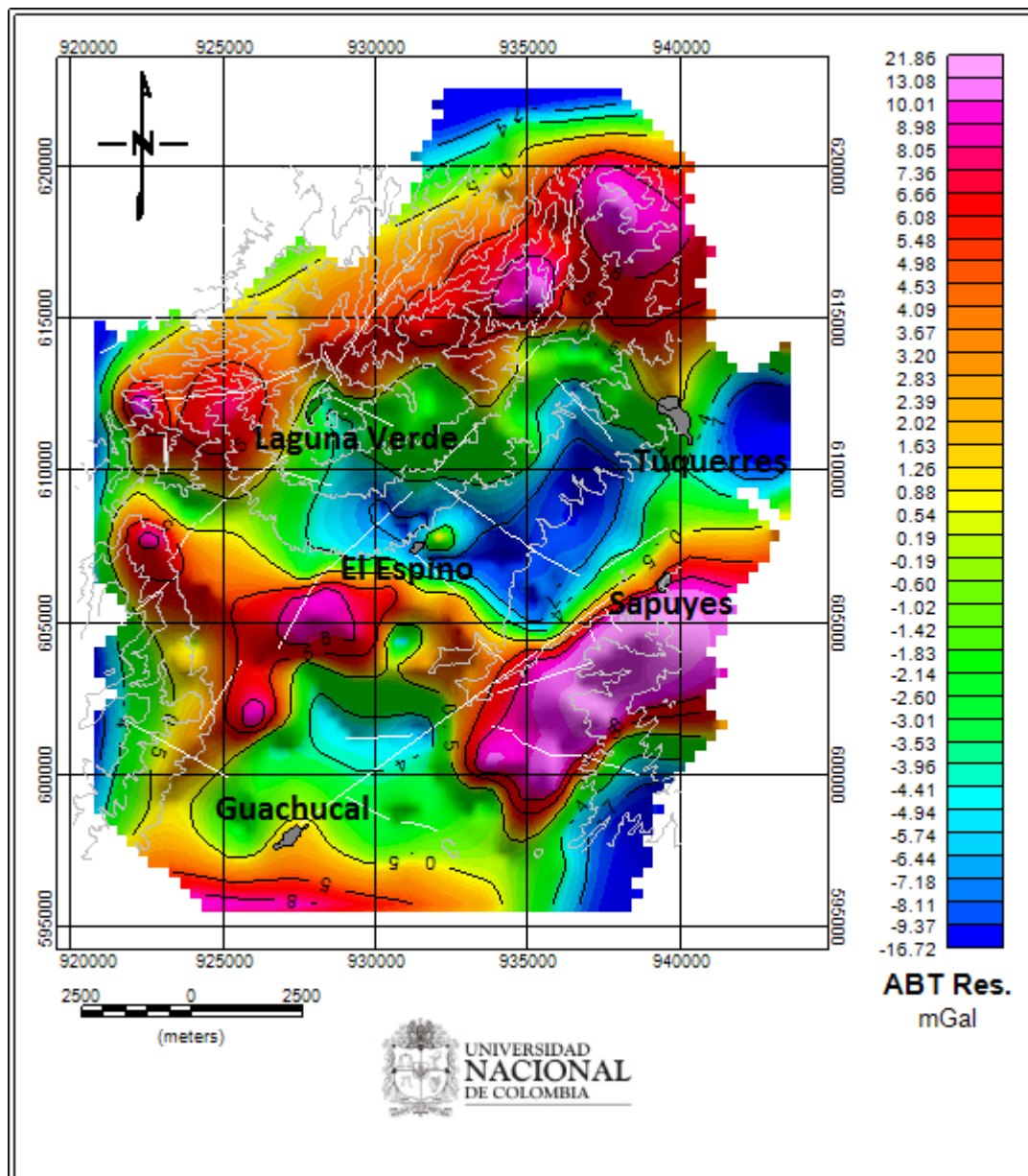


Figura 3-13. Mapa de efectos residuales de la anomalía de Bouguer obtenido por el filtro de continuación analítica para 5.000 m.



3.3 Interpretación de los resultados de gravimetría e integración con la geología

Partiendo del histograma de los datos gravimétricos (Figuras 3-1 y 3-2), se observa que hay dos poblaciones, una asociada con los edificios volcánicos, el nuevo de Azufral y el antiguo de Cumbal y las vertientes escarpadas cubiertas por depósitos volcánicos; y la otra población de datos, parece estar asociada con el altiplano de Túquerres, que es donde se observan los valores mínimos de anomalía de Bouguer, como se aprecia y se

puede comparar en los mapas de anomalía y de morfología de la zona antes mostrados y en las descripciones de las unidades morfológicas y geológicas del capítulo 2.

En el mapa de anomalía gravimétrica total de Bouguer (Figura 3-2), se observa una tendencia regional hacia el NE, probablemente asociada con la dirección de la Cordillera Occidental y los sistemas de fallas que atraviesan la zona y que fueron descritos en el capítulo 2, como el sistema de fallas Cauca – Patía y la Falla de Guachucal. Se destaca una estructura al SW de la población de Sapuyes que podría estar relacionada con el edificio antiguo del volcán Pajablanca (Figuras 2-1, 2-6 y 3-2). Hay dos bajos gravimétricos más destacables, el primero se ubica al sur de la población de Túquerres, hacia las poblaciones de Sapuyes y El Espino; el segundo bajo gravimétrico se encuentra circundando una amplia zona alrededor de la población de Guachucal y parece estar asociado con la planicie de Cumbal (Figuras 2-1, 2-6 y 3-2).

Teniendo en cuenta que la segunda derivada vertical de la anomalía total de Bouguer (Figura 3-3) resalta estructuras superficiales, se observan anomalías gravimétricas negativas poco profundas, que podrían indicar cavidades rellenas con materiales menos densos en zonas ubicadas hacia el norte de la población de Guachucal y en una franja al occidente de Sapuyes y Túquerres, la cual se extiende hasta la población de El Espino y la Laguna Verde. También se destacan en éste mapa dos altos magnéticos superficiales, el primero que parece estar relacionado con las vertientes escarpadas suavizadas de Guachavés al norte y noroccidente de Túquerres y el segundo es un alto gravimétrico muy bien definido, orientado NE que puede estar relacionado con el edificio volcánico de Pajablanca al sur occidente de Sapuyes (Figuras 2-1, 2-6 y 3-3).

En el mapa de primera derivada horizontal en la dirección *Y* se resalta la misma tendencia NE de las estructuras presentes, que se ve en otros mapas. Este mapa resalta y define un alto gravimétrico con tendencia NEE que puede estar relacionado con el edificio volcánico de Azufraal; en cambio el edificio volcánico de Pajablanca no muestra valores muy altos, pero se observa tendido hacia el NE; también se observa otro alto gravimétrico que podría estar relacionado con el edificio volcánico muy antiguo de Cumbal ubicado al norte y noroccidente de la población de Guachucal. Los bajos gravimétricos también muestran tendencia NE, en general se localizan en las mismas zonas que muestran los otros mapas, sólo que con un desplazamiento hacia el sur; el primer bajo gravimétrico se ubica al sur de Túquerres circundando Sapuyes y extendiéndose hasta el Espino; el otro bajo gravimétrico se ubica en la zona del poblado de Guachucal; estos bajos gravimétricos parecen estar relacionados con el Altiplano Nariñense y la Planicie de Cumbal (Figuras 2-1, 2-6 y 3-4).

En el mapa de coseno direccional N40°E se observa que las anomalías se orientan, destacando más la dirección NE, su disposición podría ser expresión de la Cordillera Occidental y del sistema de fallas Cauca-Patía y la falla Guachucal.

En la exploración geotérmica son de interés los recursos superficiales para que puedan ser económicamente explotables, por lo tanto se centra el análisis en el mapa de

anomalías residuales. En los mapas de anomalía residual de Bouguer se observan de manera clara los altos gravimétricos que parecen estar asociados con la parte norte y occidental del edificio volcánico de Azufral, las vertientes escarpadas suavizadas de Guachavés y el edificio volcánico de Pajablanca. También se definen muy bien las dos zonas de bajos gravimétricos, la primera es una franja que incluye el sur y occidente de Túquerres, norte y occidente de Sapuyes, extendiéndose hasta El Espino y la Laguna Verde en la cima de Azufral; el segundo bajo gravimétrico es una amplia zona al norte de la población de Guachucal. Ambos bajos gravimétricos se relacionan principalmente con la topografía plana de la zona, lo que correspondería en el mapa de morfología mostrado en el capítulo 2, al Altiplano Nariñense, las colinas bajas alargadas de Túquerres y la planicie de Cumbal.

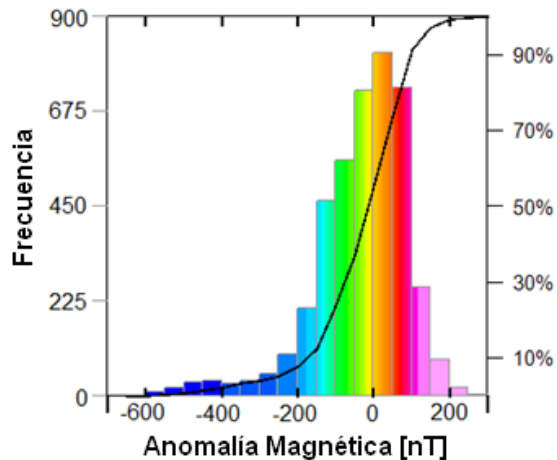
En la estimación de la profundidad de las posibles fuentes gravimétricas con el método de deconvolución de Euler se observó que la mejor aproximación se obtiene usando el índice estructural de 0, pues muestra estructuras a manera de diques y algunas estructuras tubulares, dispuestas a lo largo del edificio volcánico de Azufral, con profundidad entre 1000 y 2000 m (Figura 3-6). Para los otros índices estructurales, la mayoría de soluciones mostraron profundidades entre 1000 y 2000 m. Para el índice estructural 2 (esferas), la mayoría de soluciones mostraron una profundidad entre 2000 y 3000 m y muy pocas soluciones mostraron profundidades entre 3000 y 4000 m.

3.4 Procesamiento de datos magnéticos

Los datos magnéticos fueron obtenidos también en 2008, dentro del proyecto de Exploración de Recursos Geotérmicos SUB09-23 del Instituto Colombiano de Geología y Minería – Ingeominas, en las mismas estaciones donde se midió gravimetría y posicionamiento terrestre en la zona de estudio referida en el capítulo 1. Los datos de 299 estaciones ocupadas se redujeron y corrigieron hasta encontrar la Anomalía Magnética como se describe en capítulo 1. Utilizando la licencia de la Universidad Nacional de Colombia del programa Oasis MontajTM (Geosoft, 2009) los datos de Anomalía Magnética fueron suavizados mediante el filtro no lineal, con el objetivo de remover picos de ruido. Luego los datos filtrados fueron interpolados utilizando la técnica de Kriging, con lo que se obtuvo el histograma de frecuencias y parámetros estadísticos para los datos interpolados de la Anomalía Magnética (Figura 3-14). El histograma de muestra una alta dispersión y una distribución no Gaussiana, pues los valores de media, mediana y moda son muy diferentes entre sí. La distribución de los datos tiene asimetría negativa pues está desplazada hacia la izquierda, su sesgo es negativo y es leptocúrtica porque hay alta concentración de valores en la región central de la distribución.

Con los datos interpolados se elaboró el mapa de isóneas de Anomalía Magnética [nT] que se puede apreciar en la Figura 3-15. La anomalía magnética tiene un rango de variación entre -610.4 nT y 269.2 nT, con un bajo magnético importante ubicado al norte de la zona de estudio, especialmente circundando el volcán Azufral, el cual varía entre -21.6 nT y 610.4 nT. Siguiendo el mismo procedimiento aplicado a los datos gravimétricos y con el fin de resaltar algunas características que evidencia la anomalía magnética, al mapa de datos se le implementó una serie de filtros en dos dimensiones y en el dominio de la frecuencia.

Figura 3-14. Histograma de frecuencias de los datos interpolados de la Anomalía Magnética con sus parámetros estadísticos.



Estadísticas de los datos interpolados de la Anomalía de Magnética:

Muestras:	4201
Mínimo:	-610.4
Máximo:	269.2
Media:	-32.7
Mediana:	-10.8
Moda:	-610.4
Desviación Estándar:	125.4
Error Estándar:	1.94
Sesgo:	-1.31
Curtosis:	2.8

Para facilitar la interpretación de las anomalías magnéticas, es comúnmente utilizado el procedimiento de reducción al polo, el cual ha sido desarrollado y optimizado por varios autores, sin embargo, en algunos artículos se ha señalado que el procedimiento de reducción al polo muestra inestabilidad cuando se aplica sobre anomalías magnéticas en bajas latitudes (Kis, 1990). El procedimiento sugerido por Baranov (1957), Kis (1990) tiene como límite un valor de inclinación geomagnética $I > 30$ grados y la versión desarrollada por Baranov y Naudy, (1964), Kis (1990) tiene un límite en su aplicación a las anomalías con $I > 16.5$ grados. Silva (1986), Kis (1990) establecieron que la reducción al polo no tiene un uso práctico en latitudes menores de 15 grados.

Teniendo en cuenta lo anterior, se decidió aplicar tanto la reducción al polo magnético, como la reducción al ecuador magnético, para mostrar el efecto que estos procedimientos causan a los datos que se midieron en latitudes entre 0.94°N y 1.17°N grados, con inclinación geomagnética promedio $I = 24.4$ grados y declinación geomagnética promedio $D = -2.8$ grados.

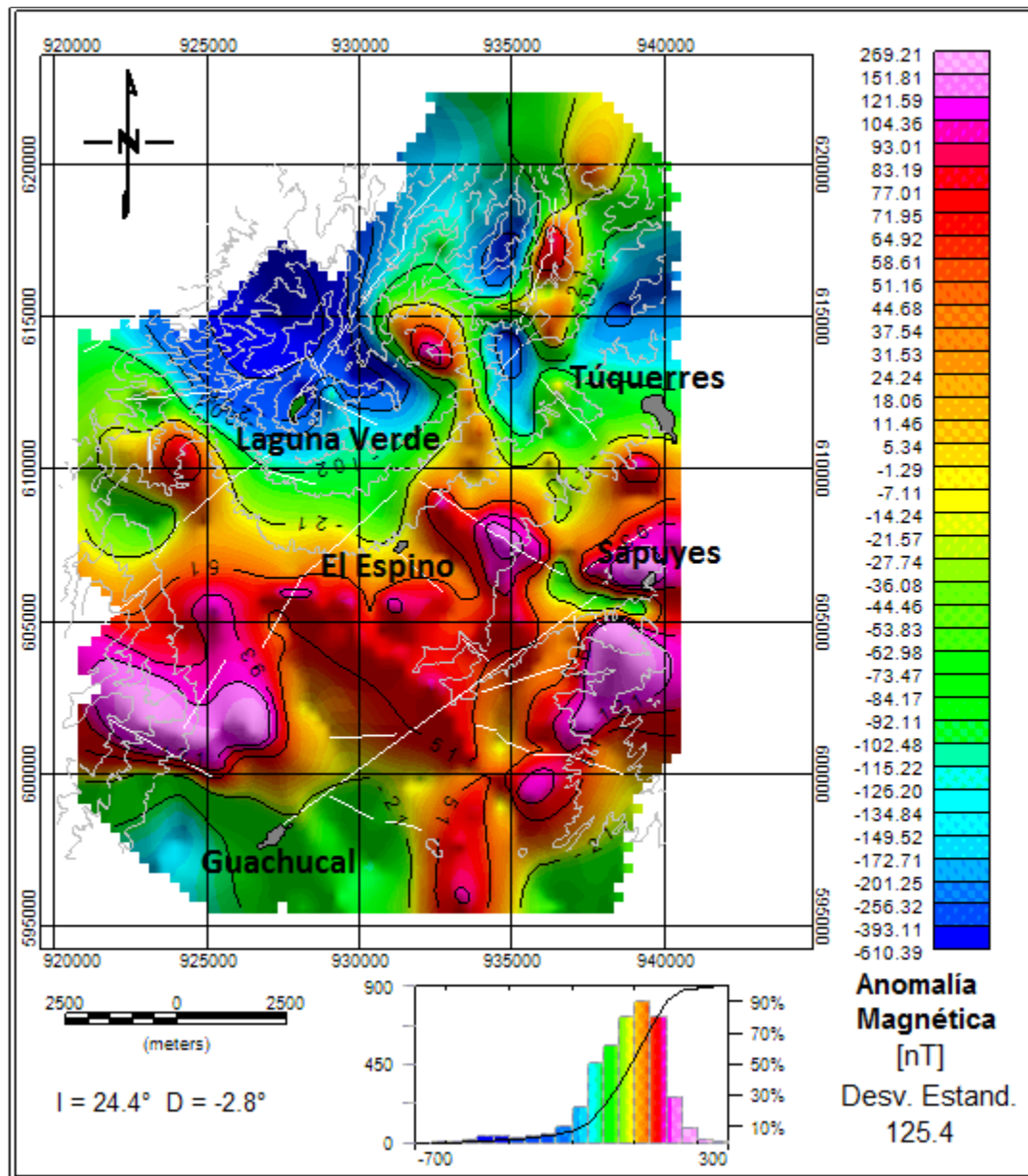
El procedimiento de reducción al polo usa la siguiente expresión:

$$L(\theta) = \frac{[\text{sen}(I) - i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}{[\text{sen}^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cdot \cos^2(D - \theta)] \cdot [\text{sen}^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]} \quad (3-12)$$

Si $(|Ia| < |I|)$, $Ia = I$

Donde I es la inclinación geomagnética, Ia es la inclinación para la corrección de magnitud (nunca menor que I) y D es la declinación geomagnética. Por defecto la inclinación $Ia = \pm 20$ grados, si resulta menor que I , entonces se fija con el valor de I . $L(\theta)$ es la dirección del vector número de onda en grados de azimut. θ Es el azimut polar en el dominio del número de onda.

Figura 3-15. Mapa de Anomalía Magnética, obtenido por el método de interpolación de Kriging, para una inclinación $I = 24.4^\circ$ y una declinación $D = -2.8^\circ$.



Para el procedimiento de reducción al ecuador magnético, se usa la siguiente expresión:

$$L(\theta) = \frac{[\text{sen}(I) - i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2 \times (-\cos^2(D - \theta))}{[\text{sen}^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cdot \cos^2(D - \theta)] \times [\text{sen}^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]} \quad (3-13)$$

Si $(|Ia| < |I|)$, $Ia = I$

Donde I es la inclinación geomagnética, I_a es la inclinación para la corrección de magnitud (nunca menor que I) y D es la declinación geomagnética, $L(\theta)$ es la dirección del vector número de onda en grados de azimut. θ Es el azimut polar en el dominio del número de onda. En las Figuras 3-16 y 3-17 se puede observar los mapas de anomalía magnética reducida al polo y anomalía magnética reducida al ecuador, respectivamente.

Figura 3-16. Mapa de anomalía magnética, reducida al polo, $I = 2.4^\circ$ y $D = -2.8$.

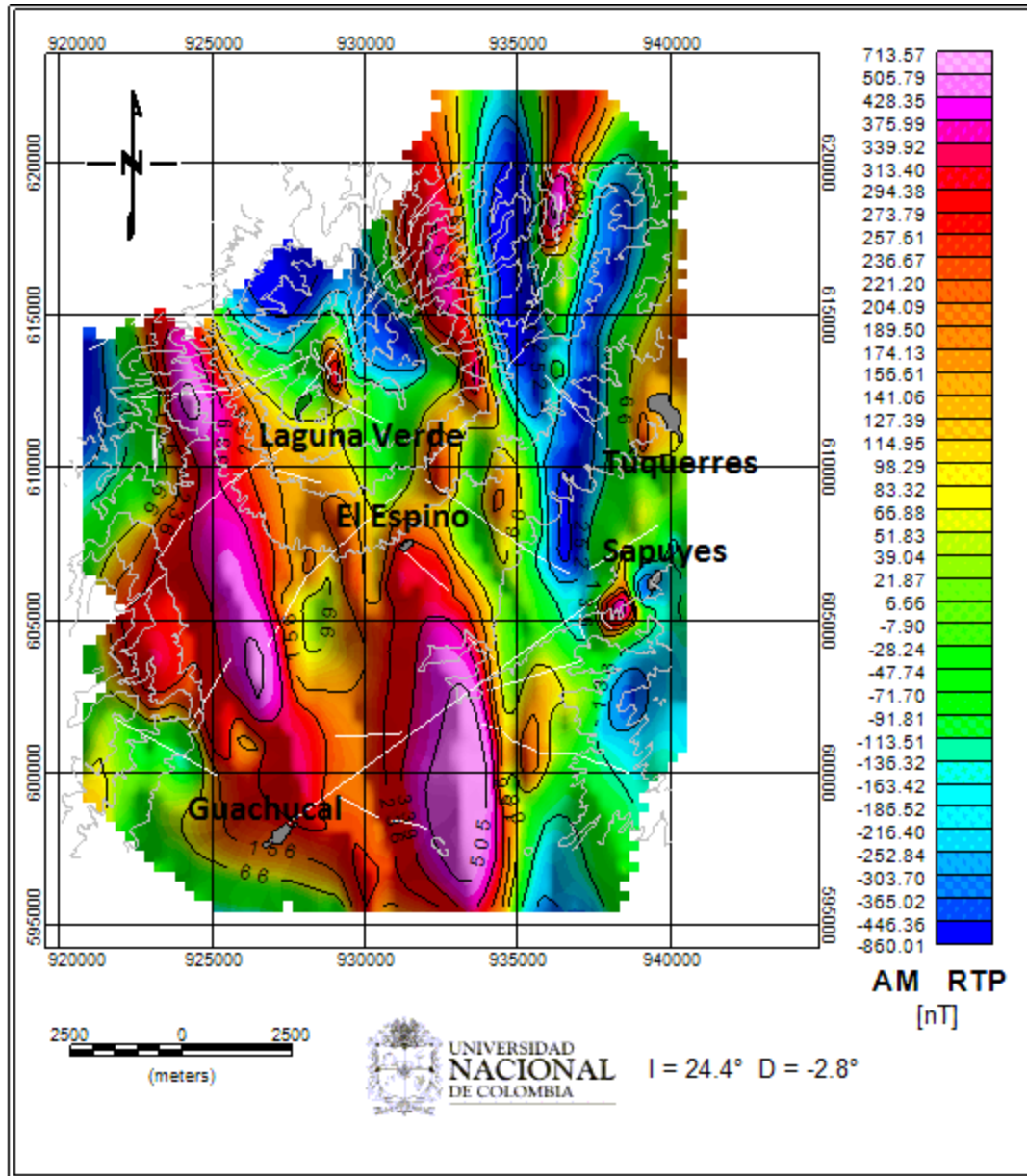
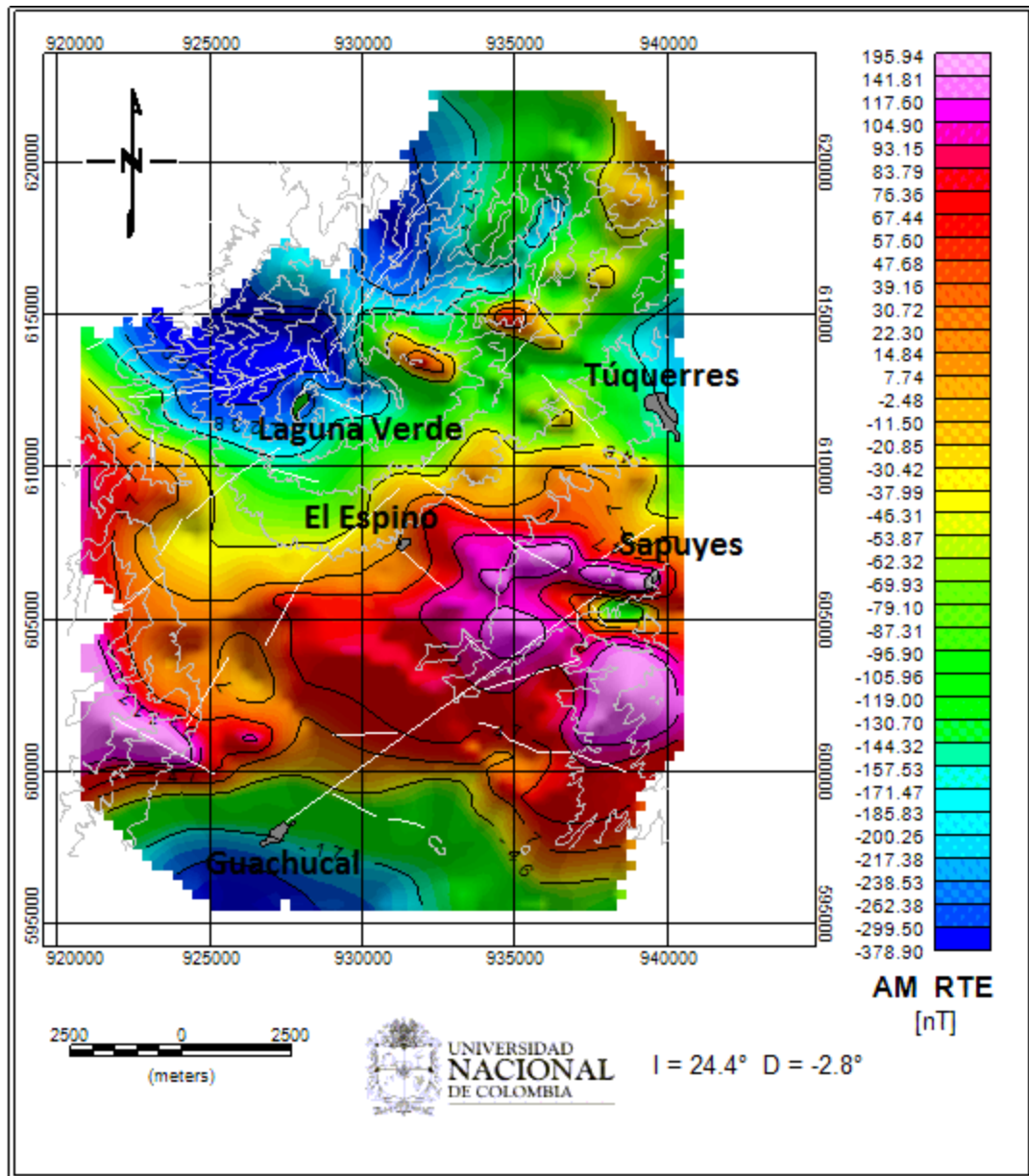


Figura 3-17. Mapa de anomalía magnética reducida al ecuador, $I = 24.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$.



El mapa de anomalía magnética reducido al polo muestra distorsión de las anomalías, forzando una dirección norte sur, mientras que el mapa de anomalía magnética reducida al ecuador respeta la disposición de las anomalías y las define. Por lo anterior, se decidió aplicar los mismos filtros utilizados para los datos gravimétricos y descritos en páginas anteriores, sobre el mapa de anomalía magnética reducida al ecuador. Inicialmente se implementó la segunda derivada vertical y la primera derivada horizontal en dirección Y , para resaltar anomalías provenientes de fuentes superficiales y con extensión lateral, con la aplicación adicional de un filtro de continuación analítica a 1.000 m para evitar la distorsión por ruido (Figuras 3-18 y 3-19).

Figura 3-18. Mapa de la segunda derivada vertical de la anomalía magnética reducida al ecuador, $I = 24.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$.

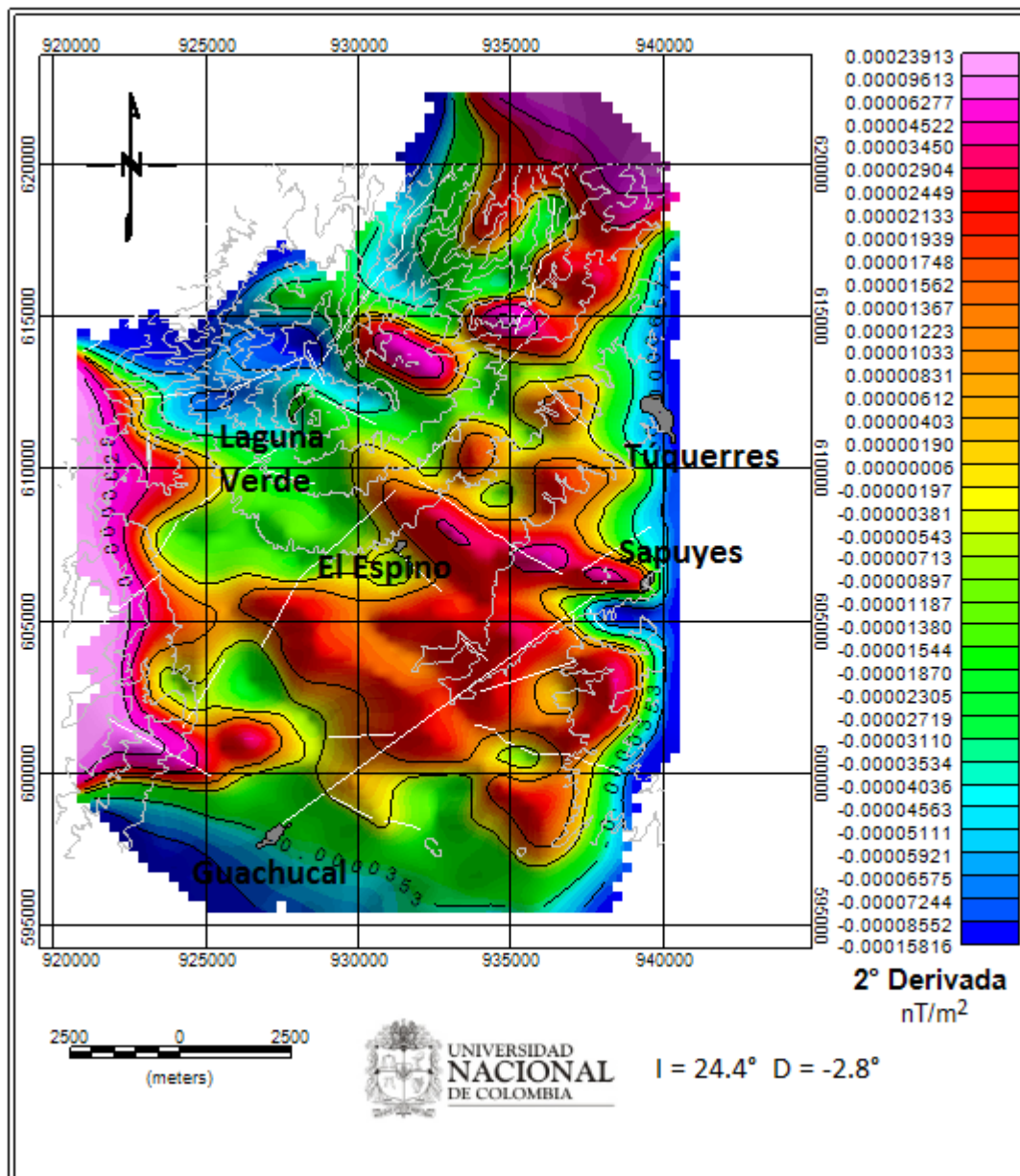
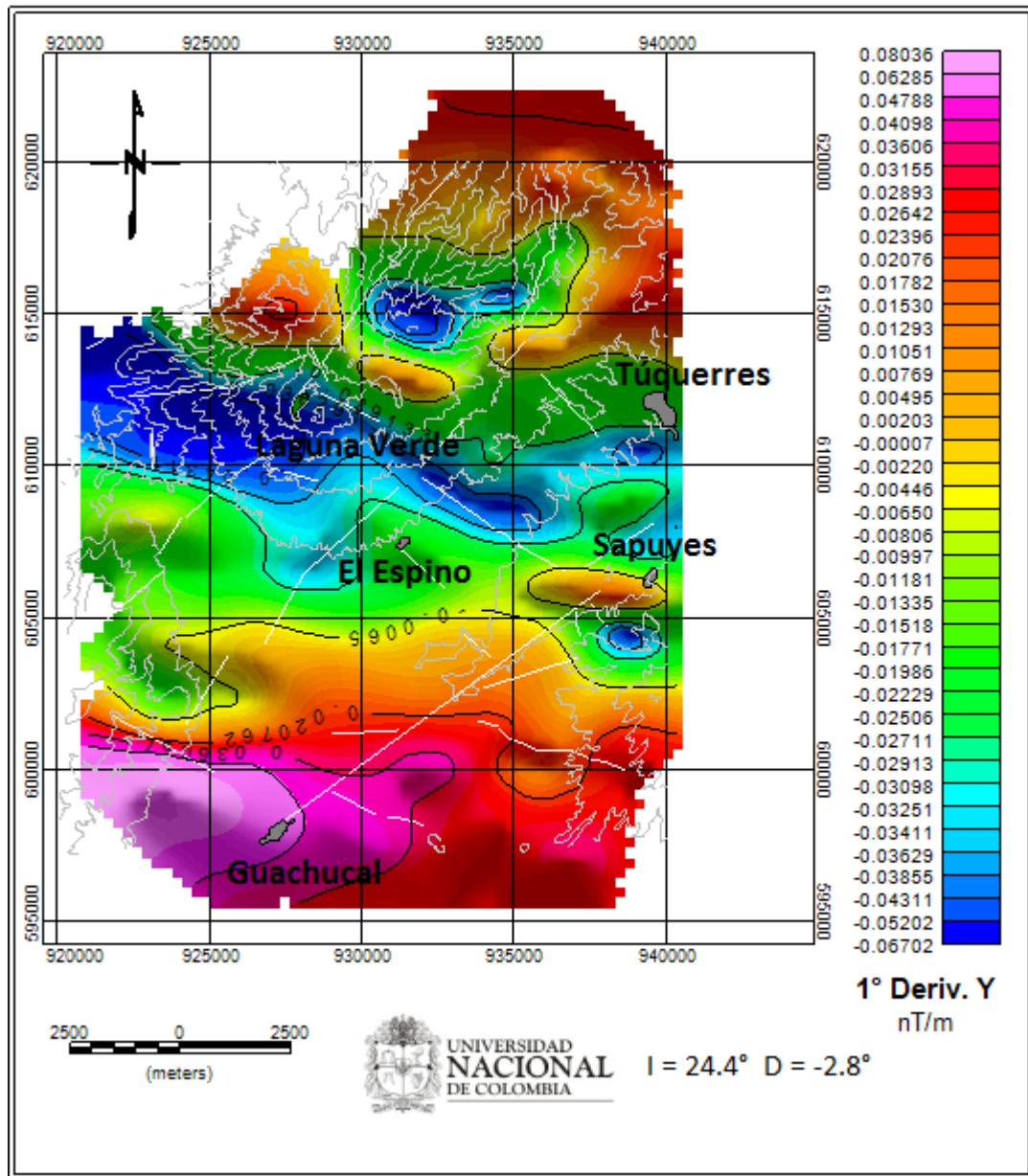
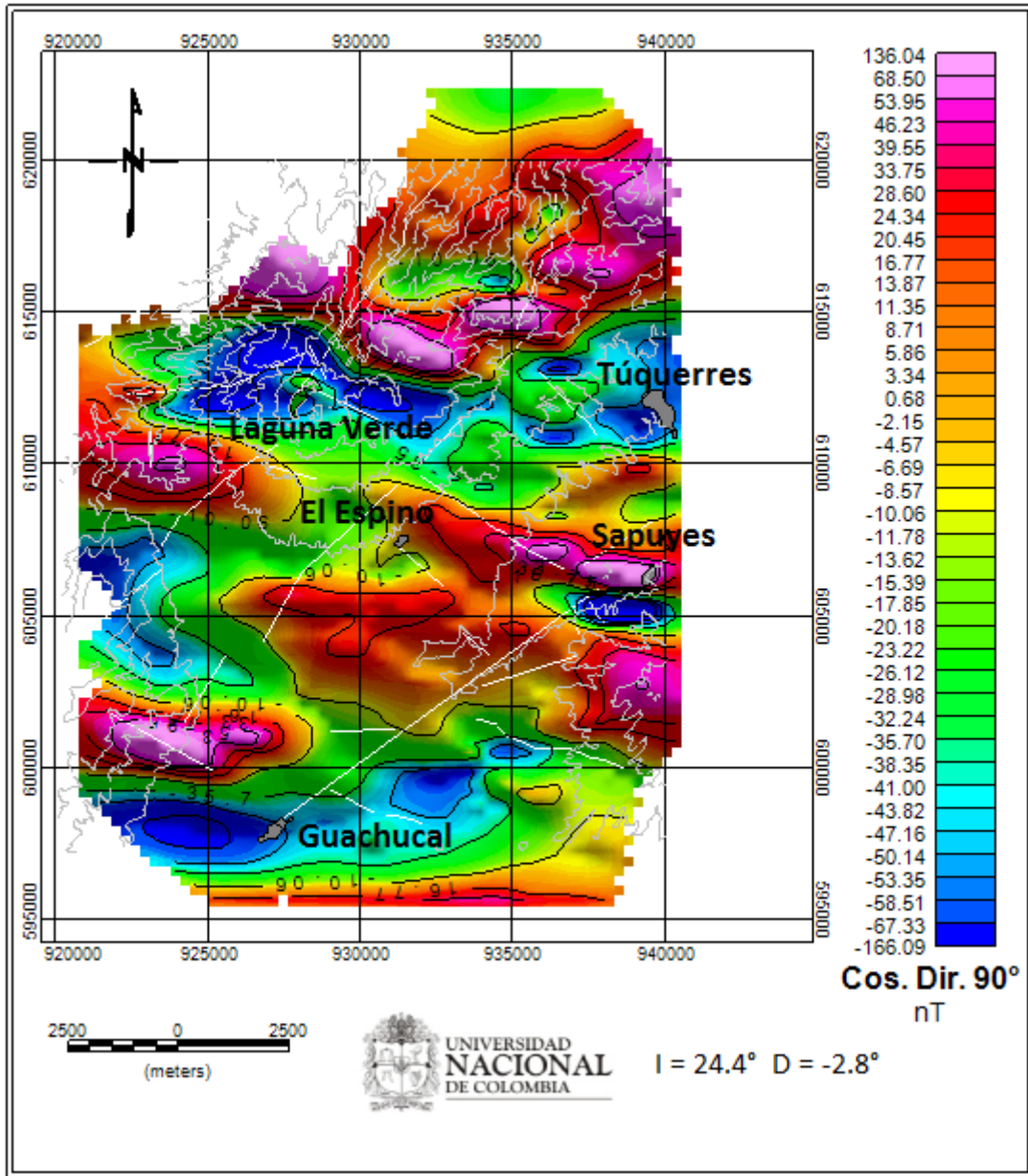


Figura 3-19. Mapa de gradiente horizontal en la dirección Y (primera derivada en la dirección Y) de la anomalía magnética reducida al ecuador, $I = 24.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$.



Para resaltar algunas estructuras que muestran una dirección preferencial, se utilizó el filtro de coseno direccional, siendo el de $N90^\circ E$ el que menor distorsión mostró, usando la opción dejar pasar la dirección del filtro (Figura 3-20).

Figura 3-20. Mapa del gradiente direccional (coseno direccional) en $N90^{\circ}E$ de la anomalía magnética reducida al ecuador, $I = 24.4^{\circ}$ y $D = -2.8^{\circ}$.



Se implementó la deconvolución de Euler al mapa de anomalía magnética, filtrada para quitar el ruido, con el fin de estimar profundidades de fuentes magnéticas. Para datos magnéticos, una significativa ventaja es que la ecuación de Euler es insensible a la inclinación magnética, declinación y remanencia, ya que estos valores forman parte de la constante en la función de anomalía de un modelo dado (Reid et al., 1990).

Autores como Reid et al. (1990) y Dewangan et al. (2007) demostraron que no es necesaria la reducción al polo antes de aplicar la deconvolución de Euler, por lo cual en ésta tesis se aplicó este procedimiento directamente a los datos de anomalía magnética sin reducir al polo o al ecuador, usando todos los índices estructurales entre 0 y 3. Las soluciones de profundidad de Euler se grafican sobre la anomalía magnética residual, para poder observar mejor los contrastes que las soluciones marcan (Tabla 3-1, Figuras 3-21 a 3-25).

Figura 3-21. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía magnética para estimar la profundidad de las posibles fuentes magnéticas, usando un índice estructural de 0 (Contacto).

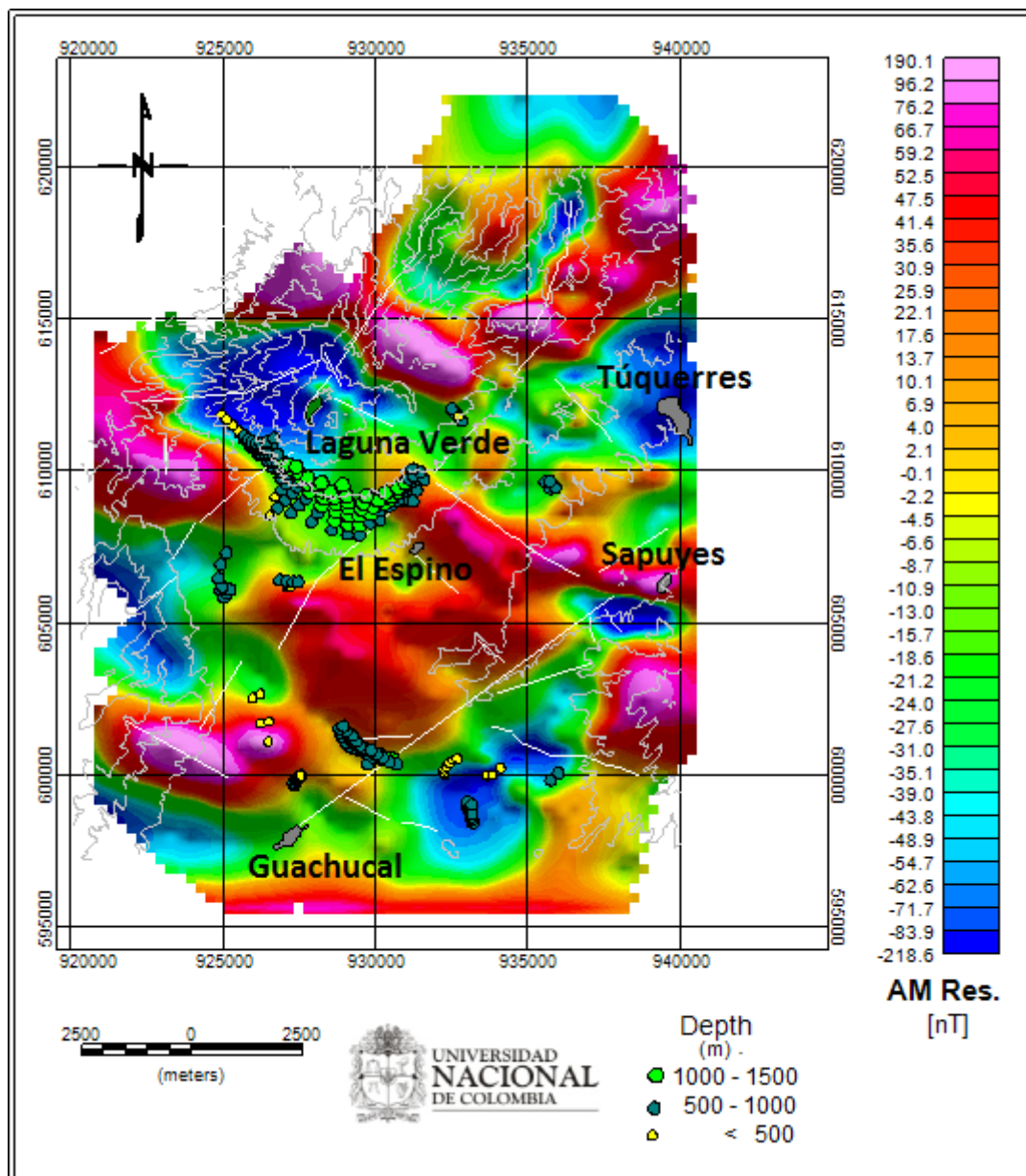


Figura 3-22. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía magnética para estimar la profundidad de las posibles fuentes magnéticas, usando un índice estructural de 0.5 (dislocación marcada).

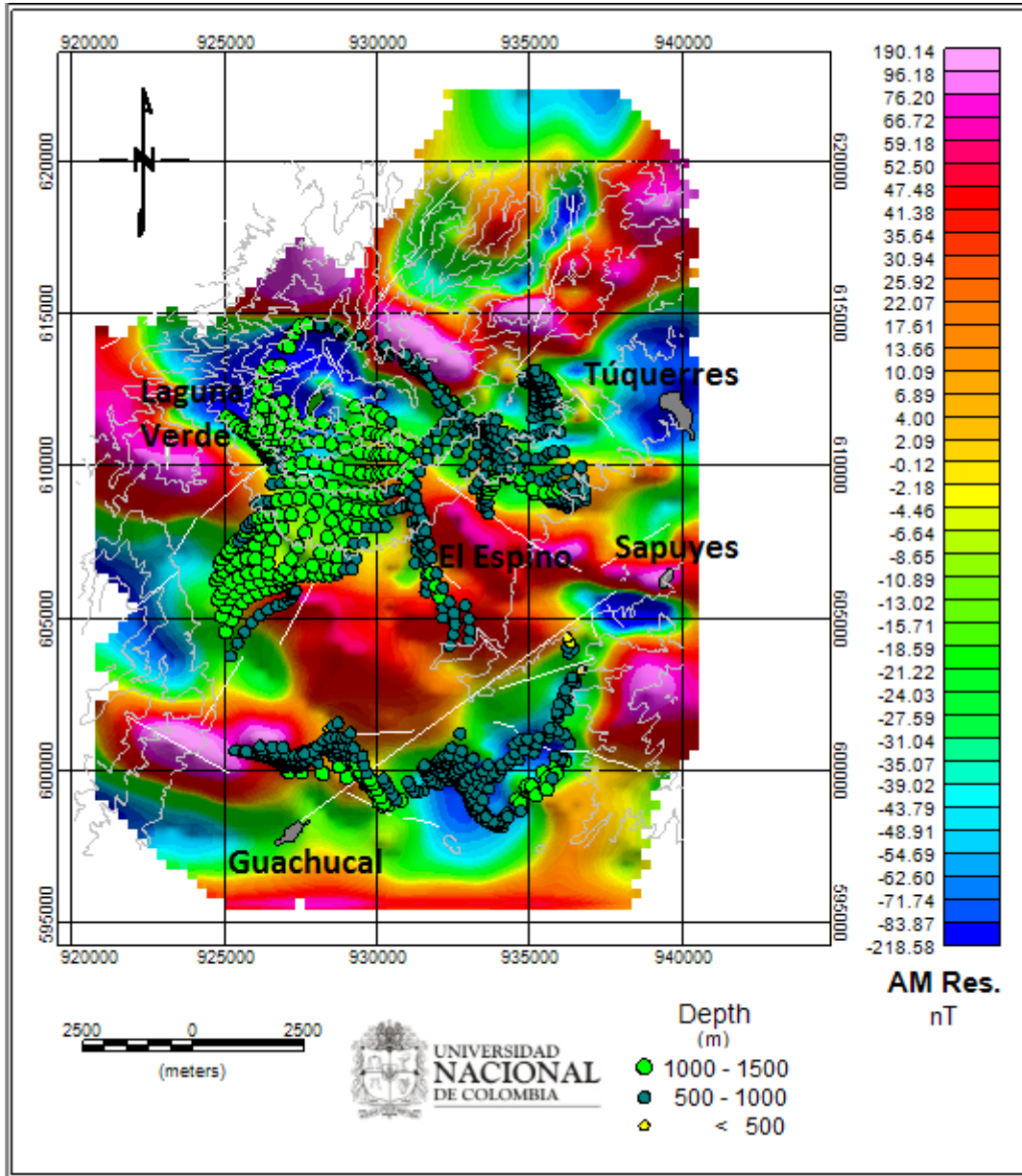


Figura 3-23. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía magnética para estimar la profundidad de las posibles fuentes magnéticas, usando un índice estructural de 1 (silo, dique).

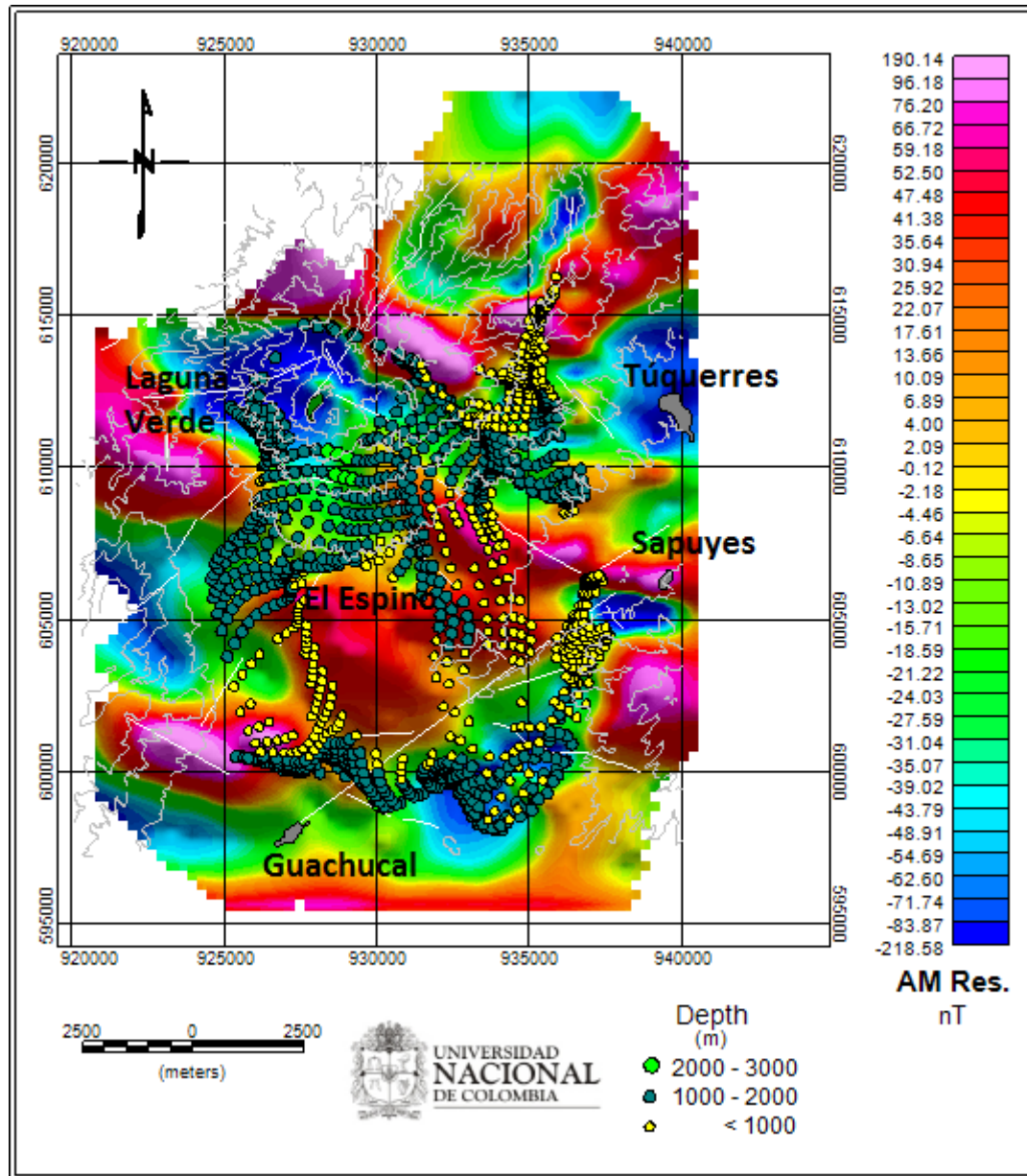


Figura 3-24. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía magnética para estimar la profundidad de las posibles fuentes magnéticas, usando un índice estructural de 2 (chimeneas).

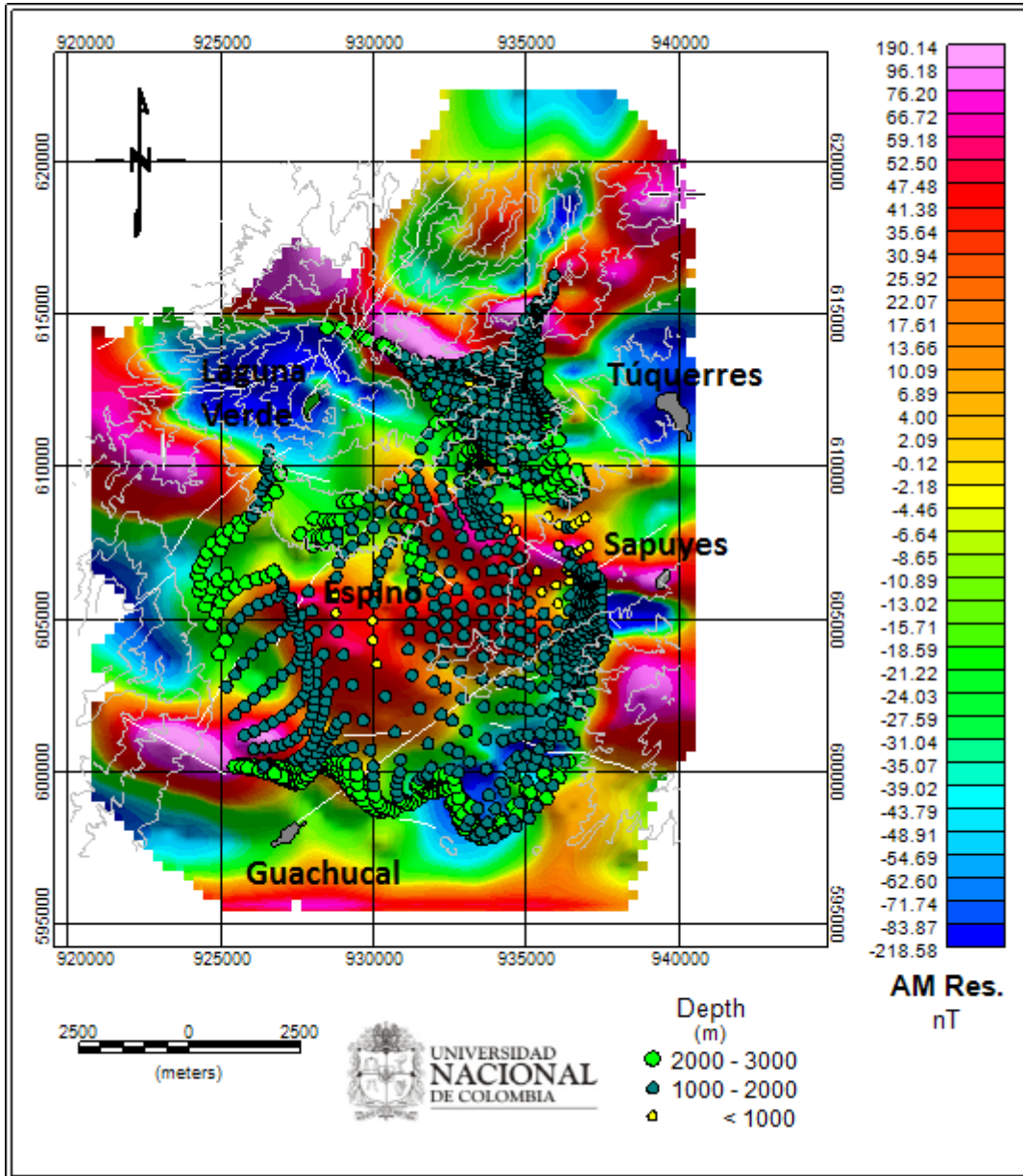
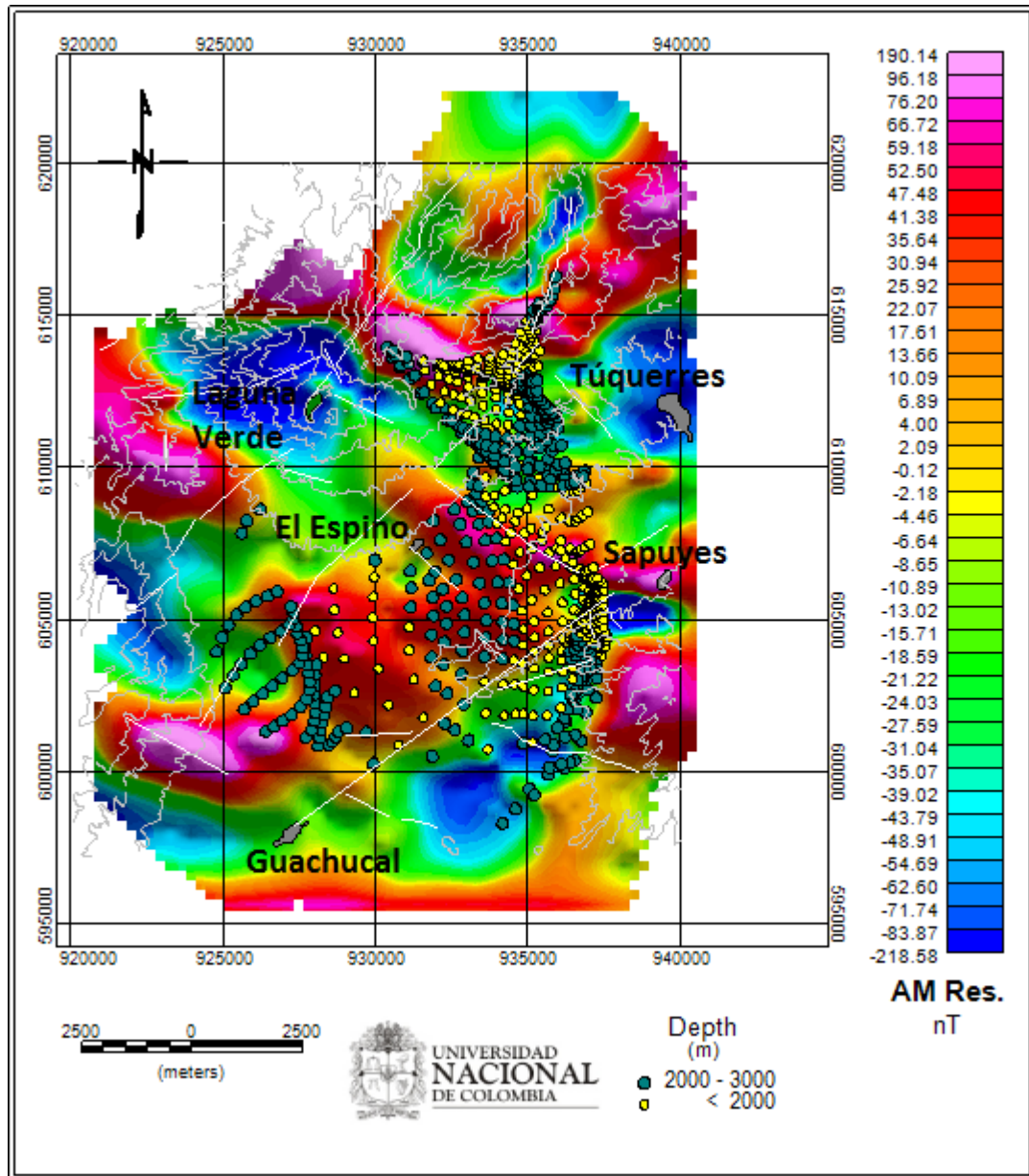


Figura 3-25. Aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía magnética para estimar la profundidad de las posibles fuentes magnéticas, usando un índice estructural de 3 (esferas).



3.5 Separación regional y residual de la anomalía magnética

Para separar las anomalías debidas a efectos regionales de las anomalías debidas a efectos residuales se implementó dos procedimientos distintos que son el de superficie polinómica y el del filtro de continuación analítica del campo hacia arriba, siguiendo los mismos procedimientos aplicados a los datos gravimétricos y que se describió en páginas anteriores.

Se implementó el procedimiento de superficie polinómica de tercer orden para remover de la anomalía magnética (sin reducir) los efectos regionales, generando el mapa residual de tercer orden y luego, sustrayendo este mapa del original, se obtuvo el mapa de anomalía magnética regional. Se implementó también al mapa de anomalía magnética, el filtro de continuación analítica hacia arriba a 5000 m, encontrándose que el mapa regional resultante es muy similar al obtenido con el procedimiento de superficie polinómica de tercer orden. El mapa de efectos residuales se obtuvo de sustraer el mapa regional del mapa de anomalía magnética total, el cual también presentó bastante similitud con el obtenido por el procedimiento anterior. Los mapas de anomalía magnética regional y residual obtenidos con la aplicación de los filtros antes mencionados, se presentan en las Figuras 3-26 a 3-29.

3.6 Interpretación de resultados de magnetometría e integración con la geología

Partiendo de los datos magnéticos, se tiene que mostraron una distribución levemente sesgada hacia los valores negativos y ligeramente leptocúrtica, con una tenue concentración de valores relacionados con el Altiplano de Túquerres (Figuras 2-1 y 3-15).

En el mapa de anomalía magnética reducida al ecuador, se observan dos zonas de bajos magnéticos importantes, la primera ubicada circundando la Laguna verde en la cima del volcán Azufraal hasta llegar a la población de El Espino, abarcando hasta el occidente y norte de Túquerres, cortada por pequeñas zonas de alto magnético; y la segunda ubicada circundando la población de Guachucal, tal vez asociada con la planicie de Cumbal (Figuras 2-1, 2-6 y 3-17). El bajo magnético importante cubre toda la zona del volcán Azufraal, lo que en el mapa geomorfológico sería el edificio volcánico reciente de Azufraal y geológicamente corresponde a los depósitos piroclásticos no consolidados, la ignimbrita y las lavas del Azufraal (Figuras 2-1, 2-6 y 3-17). En la zona de Guachucal coinciden el bajo magnético con el bajo gravimétrico, al igual que en la zona de Túquerres y El Espino. Geológicamente la zonas coincidentes de Túquerres y El Espino corresponden con los depósitos piroclásticos no consolidados y con la ignimbrita; y en la zona de Guachucal están los depósitos piroclásticos, depósitos aluviales y depósitos de cenizas de Rumichaca (Figuras 2-6, 3-2 y 3-17).

Figura 3-26. Mapa de efectos regionales de la anomalía magnética obtenido por el método de superficie polinómica de tercer orden, $I = 24.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$.

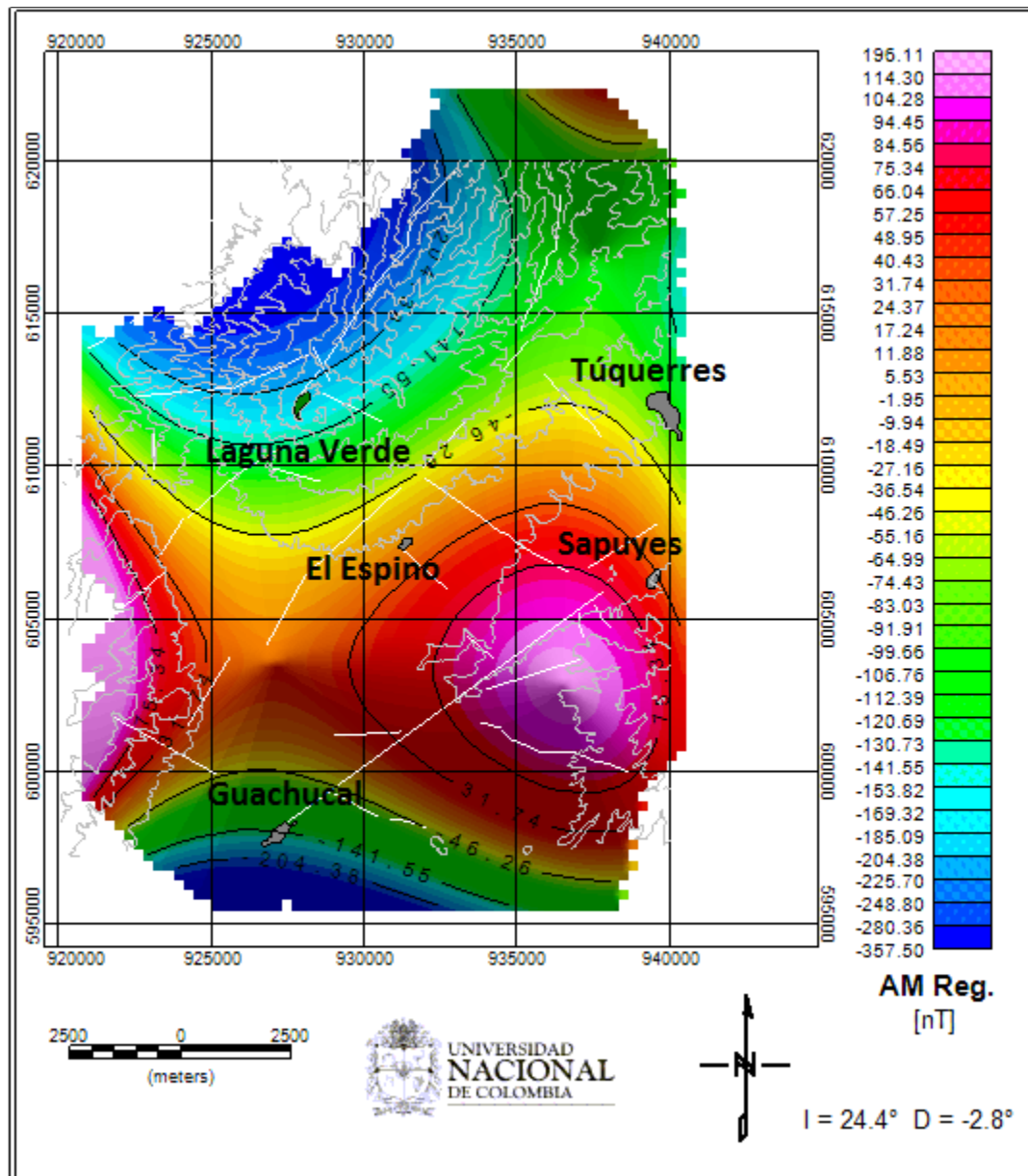


Figura 3-27. Mapa de efectos residuales de la anomalía magnética obtenido por el método de superficie polinómica de tercer orden, $I = 24.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$.

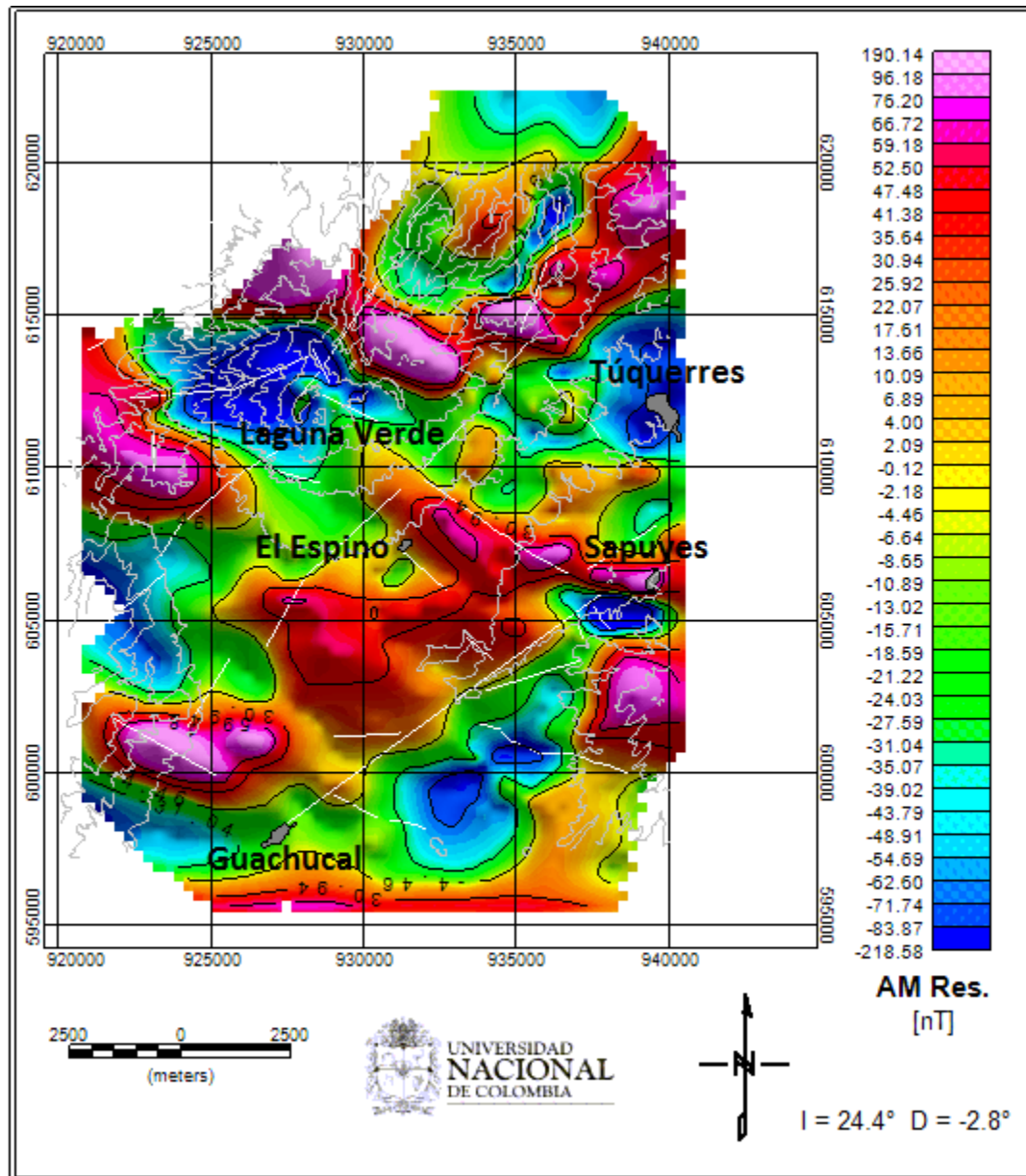


Figura 3-28. Mapa de efectos regionales de la anomalía magnética obtenido por el filtro de continuación analítica hacia arriba a 5.000 m, $I = 24.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$.

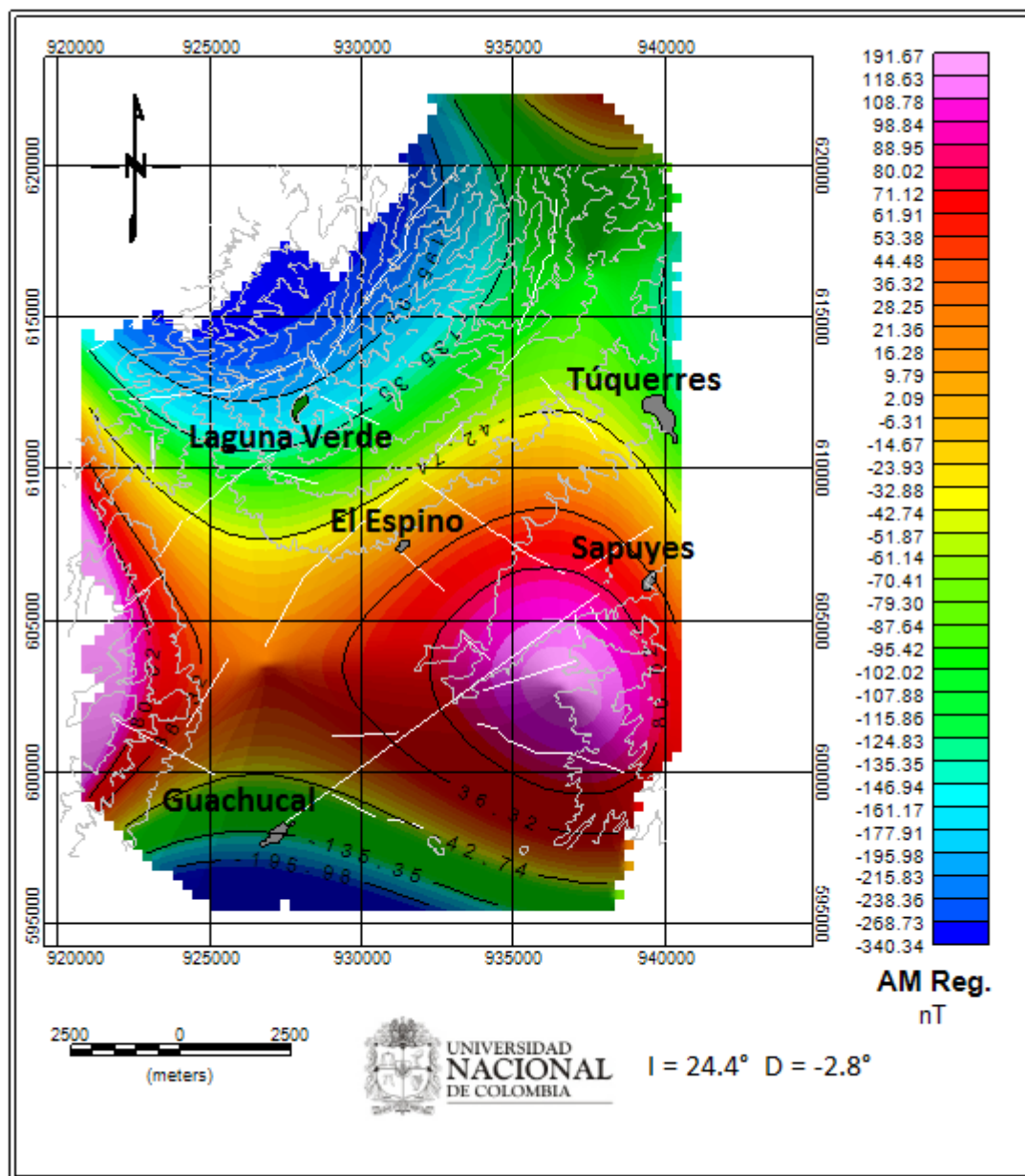
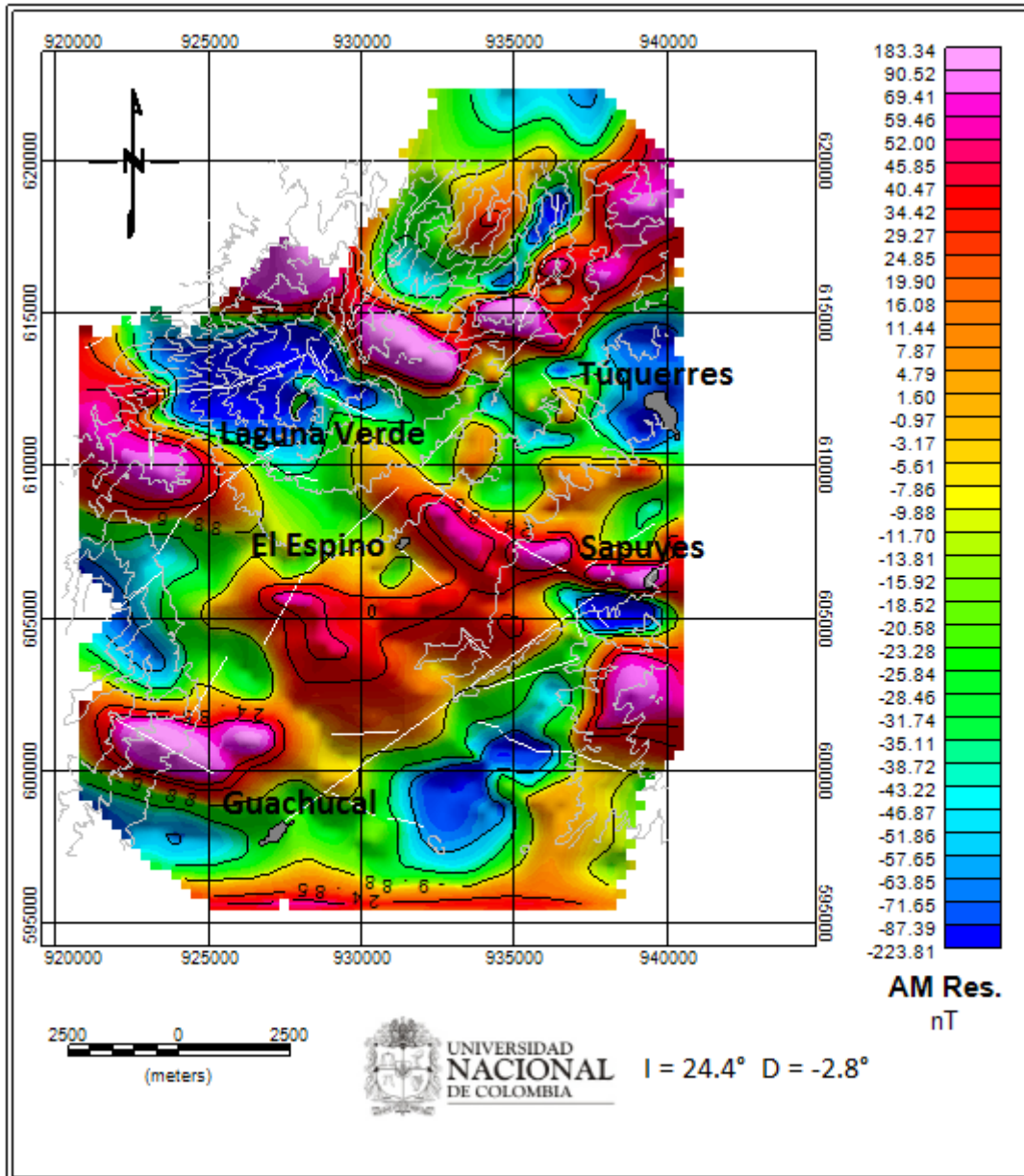


Figura 3-29. Mapa de efectos residuales de la anomalía magnética por el filtro de continuación analítica hacia arriba a 5.000 m, $I = 24.4^\circ$ y $D = -2.8^\circ$.



Los altos magnéticos se observan asociados con el edificio volcánico de Pajablanca que sigue una tendencia NE y con el edificio volcánico muy antiguo de Cumbal que parece tener una tendencia WE; cabe destacar que se observa una secuencia de altos magnéticos ubicados al nororiente de la zona de estudio, que tiene una tendencia NNE, que cortan una zona de bajo magnético, probablemente asociados con las vertientes montañosas escarpadas de Guachavés (Figuras 2-1, 2-6 y 3-17). El alto magnético ubicado al sur de Sapuyes coincide con una zona de anomalía de Bouguer con valores

intermedios, bien definida con tendencia NE, que morfológicamente correspondería al edificio volcánico muy antiguo de Pajablanca y geológicamente correspondería a las andesitas de Pajablanca (Figuras 2-1, 2-6, 3-2 y 3-17). El alto magnético localizado al NW de Guachucal también coincide con una zona de anomalía de Bouguer con valores intermedios, morfológicamente correspondería al edificio volcánico muy antiguo de Cumbal y geológicamente correspondería a las andesitas del Cumbal antiguo y a los domos de Colimba (Figuras 2-1, 2-6, 3-2 y 3-17).

El mapa de la segunda derivada vertical de la anomalía magnética reducida al ecuador es similar al mapa de anomalía magnética, se resalta que se amplían las zonas de bajos magnéticos hacia el sur en la zona de la Laguna Verde – Sapuyes y hacia el norte en la zona de Guachucal, separadas por una zona de alto magnético. Ambas zonas de bajo magnético coinciden con zonas de bajo gravimétrico. Se siguen observando las anomalías magnéticas altas al SW de Sapuyes y norte de Túquerres que coinciden con altos gravimétricos en las mismas zonas (Figura 3-18). En el mapa de primera derivada horizontal en la dirección *Y*, se observa una tendencia WE de un bajo magnético en las zonas de Laguna Verde, Sapuyes y Túquerres, y dentro de éste hay una zona de mayor valor negativo que se orienta SE a NW, tal vez respondiendo a la expresión de un trazo de falla transversal descrita en el capítulo 2. Se observa un alto magnético al norte de Sapuyes orientado WE, tal vez respondiendo a la falla local que pasa por Sapuyes en ese mismo sentido, descrita en el capítulo 2 de éste trabajo. No hay correspondencia con los datos gravimétricos (Figura 3-19).

En el mapa de coseno direccional a 90° se resalta la dirección NE de las anomalías positivas de la estructura ubicada al norte y occidente de Túquerres, asociada con el edificio volcánico de Azufral y las vertientes montañosas escarpadas de Guachavés, coincide con los altos gravimétricos; se observa una tendencia hacia el este de la estructura asociada con Pajablanca y las colinas bajas alargadas de Túquerres, al igual que para las anomalías negativas. Al ENE de la Laguna Verde, se observa un alineamiento de altos magnéticos con tendencia NE (Figura 3-20).

En la exploración geotérmica son de interés los recursos superficiales para que puedan ser económicamente explotables, por lo cual se centra el análisis en el mapa de anomalías residuales. En el mapa de anomalía magnética residual, se observa dos anomalías magnéticas negativas, la primera está asociada con la Laguna Verde, extendiéndose hasta las poblaciones de Sapuyes y Túquerres; la otra anomalía magnética negativa se ubica en una franja que encierra la población de Guachucal y se extiende en dirección NE hasta la población de Sapuyes; estos bajos magnéticos son coincidentes con zonas de bajos gravimétricos. También se definen muy bien las dos zonas de anomalía magnética positiva, correspondientes a la estructura que queda al noroccidente y norte de Túquerres y otra estructura que puede estar relacionada con el edificio de Pajablanca, ambas con clara tendencia NE y que son coincidentes con altos gravimétricos (Figura 3-29).

En la estimación de la profundidad de las posibles fuentes magnéticas con el método de deconvolución de Euler se observó que la mejor aproximación se obtiene usando el

índice estructural de 1, que muestra estructuras a manera de diques y silos dispuestos en las zonas de altos magnéticos, con profundidades menores de 2.000 m y además pareciera sugerir una caldera bordeando la Laguna Verde y otra que se forma al ENE de Guachucal (Figura 3-23).

3.7 Cálculo de índices de favorabilidad local

Para conocer si los datos de campo gravimétrico y los datos de campo magnético se correlacionan entre sí, se desarrolló la suma de índices de favorabilidad local (summed local favorability índices SLFI) y también la diferencia de índices de favorabilidad local (differenced local favorability índices DLF), que permiten relacionar dos conjuntos de datos resaltando rasgos que presenten en común (Merriam & Sneath, 1966; Hernández, 2006).

Según Von Frese et al. (1997) y De Ritis et al. (2010) una combinación de técnicas gráficas y espectrales se implementan para cuantificar correlaciones entre anomalías de campos potenciales, dichas anomalías deben ser primero registradas en un mapa común de coordenadas y luego transformadas en componentes que están de acuerdo con la relación de Poisson:

$$\Delta T(r) = \left[\frac{\Delta m}{G\Delta\sigma} \right] \left[\frac{d\Delta g}{dr} \right] \quad (3-14)$$

Donde $\Delta T(r)$ es la anomalía magnética reducida al polo; Δm y $\Delta\sigma$ son los respectivos contrastes de magnetización y densidad de la fuente; G es la constante de gravitación universal y $d\Delta g/dr$ es la primera derivada vertical de la anomalía de Bouguer.

El coeficiente de correlación entre dos series de datos A y B puede encontrarse usando la siguiente relación:

$$CC(A, B) = \frac{\sigma^2_{A,B}}{\sqrt{\sigma^2_A \sigma^2_B}} \quad (3-15)$$

Donde $\sigma^2_{A,B}$ es la covarianza entre las dos series; $\sqrt{\sigma^2_A}$ y $\sqrt{\sigma^2_B}$ son las desviaciones estándar de cada serie. El coeficiente de correlación varía entre ± 1 , los valores cercanos a cero indican que no hay correlación entre las variables o que la correlación es baja; los valores cercanos a 1 indican una correlación fuerte y directa; y los valores cercanos a -1 indican una correlación fuerte pero inversa. Para obtener mejores resultados las series se pueden normalizar.

En el dominio de la frecuencia, usando la Transformada de Fourier, se pueden encontrar los coeficientes de correlación de dos series de datos por su expresión en el plano complejo:

$$CC(k) = \cos \Delta\theta k = \text{Re} \left[\frac{A(k)}{B(k)} \right] \left[\frac{|B(k)|}{|A(k)|} \right] \quad (3-16)$$

Donde $CC(k)$ es el coeficiente de correlación entre los componentes del número de onda $A(k)$ y $B(k)$, con amplitud espectral dada por $|A(k)|$ y $|B(k)|$ respectivamente y Re denota que se toma las partes reales de los componentes del número de onda. Usualmente, $CC(k)$ es evaluado a partir del coseno de la diferencia de fase ($\Delta\theta k$) entre los dos k -ésimos componentes de número de onda.

Asumiendo que el conjunto de datos que corresponde a la primera derivada de la anomalía de Bouguer es B y que el conjunto de datos que corresponde a la anomalía magnética reducida al polo es R, los índices de favorabilidad locales para los dos conjuntos de datos SLFI y DLFi estarán dados por las siguientes expresiones:

$$SLFI_i = \left[\frac{zi(B) - \mu Z_B}{\sigma Z_B} \right] + \left[\frac{zi(R) - \mu Z_R}{\sigma Z_R} \right] \quad (3-17)$$

$$DLFI_i = \left[\frac{zi(B) - \mu Z_B}{\sigma Z_B} \right] - \left[\frac{zi(R) - \mu Z_R}{\sigma Z_R} \right] \quad (3-18)$$

Donde $zi(B)$ y $zi(R)$ representan los conjuntos de datos normalizados; μZ y σZ representan la media y la desviación estándar de cada serie normalizada.

Los rasgos positivos que correlacionan a los dos conjuntos de datos son resaltados por los coeficientes de correlación que satisfacen $SLFI_i > 0$ y los rasgos negativos son resaltados por los coeficientes de correlación que satisfacen $SFLI_i < 0$. Por lo tanto, los coeficientes $SFLI$ resaltan los rasgos directamente correlacionados y suprimen aquellos rasgos inversamente correlacionados y no correlacionados de los dos conjuntos de datos. De manera análoga, los rasgos positivos del primer conjunto de datos que se correlacionan con los rasgos negativos del segundo conjunto de datos son resaltados por los coeficientes que satisfacen $DLFI_i > 0$ y respectivamente los rasgos negativos correlacionados con los positivos, son resaltados por $DLFI_i < 0$. Por lo tanto, los coeficientes $DLFI$ resaltan la manifestación de los datos inversamente correlacionados y descartan la manifestación de los rasgos correlacionados directamente y no correlacionados de los dos conjuntos de datos.

En ésta investigación para obtener los índices de favorabilidad se utilizó los mapas de anomalía magnética reducida al polo y la primera derivada vertical de la anomalía de Bouguer total, que adicionalmente se afectaron con filtros de continuación analítica hacia arriba para 1000 m. El coeficiente de correlación entre el valor del espectro de potencia bidimensional normalizado de la primera derivada de la anomalía total de Bouguer y el espectro de potencia bidimensional normalizado de la anomalía magnética reducida al polo es de 0.83, lo que indica una relación directa y positiva entre las dos series.

En la Figura 3-30 se puede observar los rasgos positivos directamente correlacionados de la primera derivada de la anomalía total de Bouguer y la anomalía magnética reducida al polo, que satisfacen $SLFI_i > 0$ y en la Figura 3-31 se puede observar los rasgos negativos directamente correlacionados que satisfacen $SLFI_i < 0$. En la Figura 3-32 se puede observar los rasgos positivos inversamente correlacionados de la primera derivada

de la anomalía total de Bouguer y la anomalía magnética reducida al polo, que satisfacen $DLFI > 0$ y en la Figura 3-33 se puede observar los rasgos negativos inversamente correlacionados que satisfacen $DLFI < 0$.

Figura 3-30. Mapa de índices de favorabilidad local que muestra la correlación directa de los rasgos positivos ($SLFI > 0$) de la primera derivada vertical de la anomalía total de Bouguer y la anomalía magnética reducida al polo.

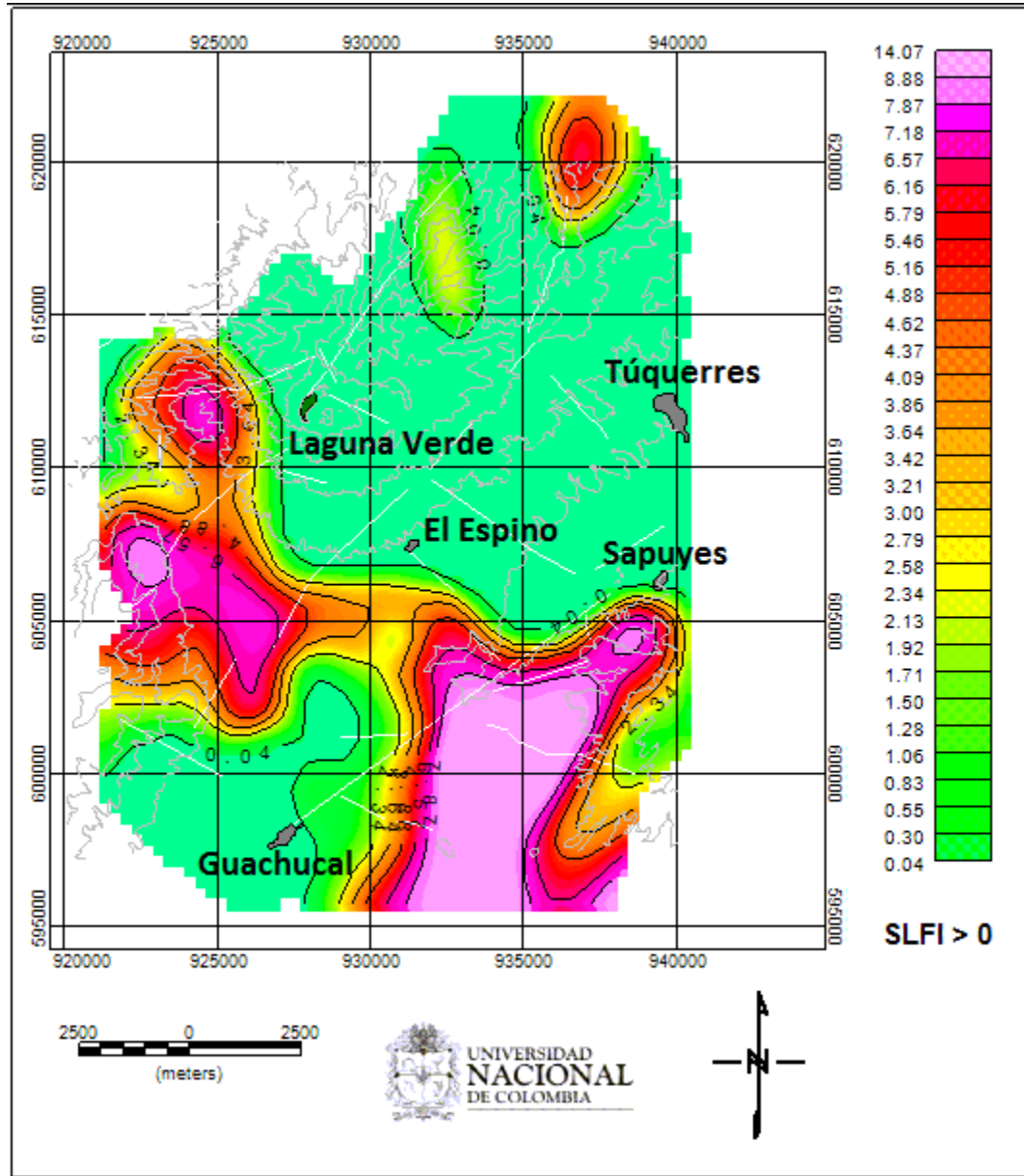


Figura 3-31. Mapa de índices de favorabilidad local que muestra la correlación directa de los rasgos negativos ($SLFI < 0$) de la primera derivada vertical de la anomalía total de Bouguer y la anomalía magnética reducida al polo.

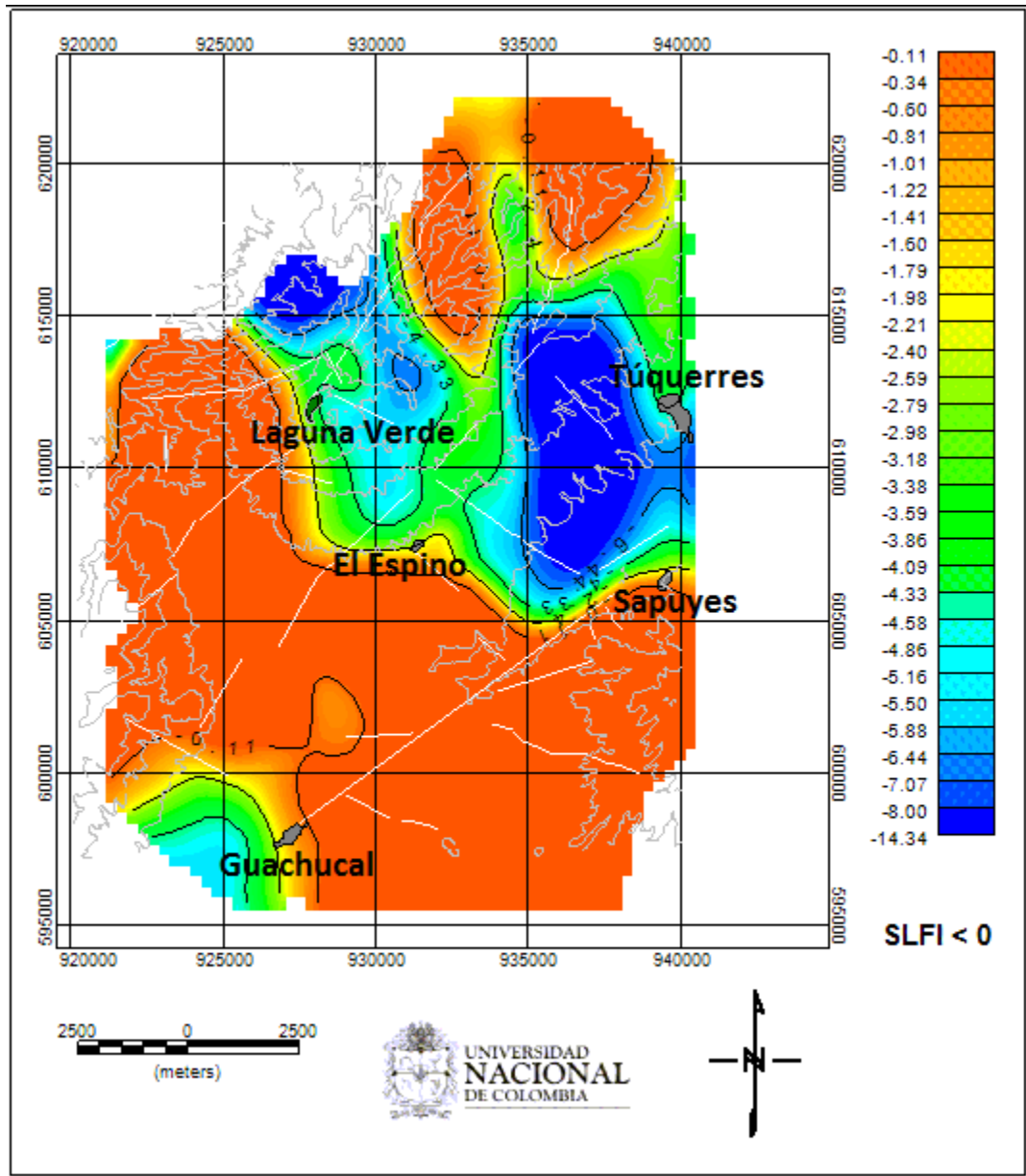


Figura 3-32. Mapa de índices de favorabilidad local que muestra la correlación inversa ($DLFI > 0$) de la primera derivada vertical de la anomalía total de Bouguer (rasgos positivos) y la anomalía magnética reducida al polo (rasgos negativos).

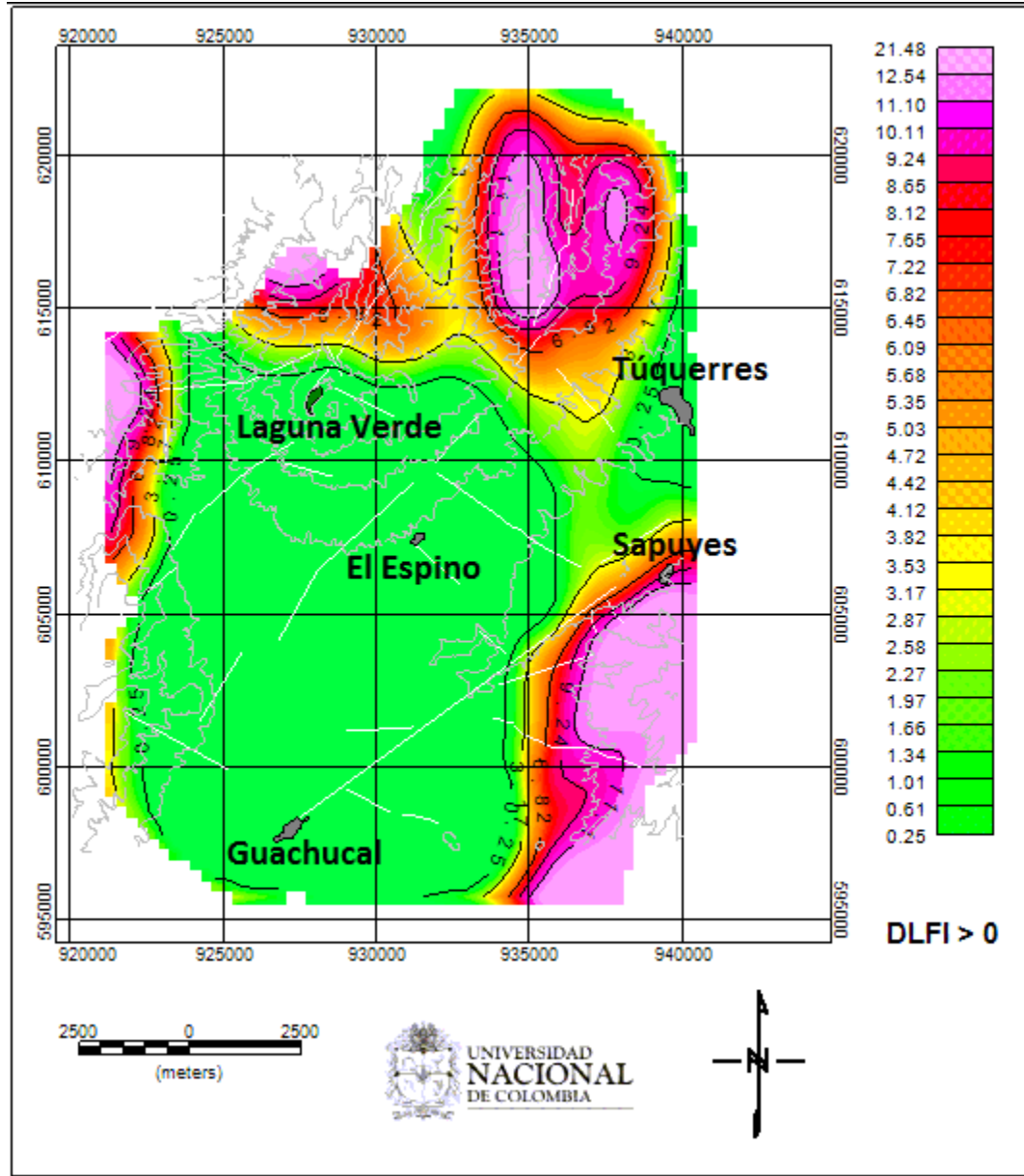
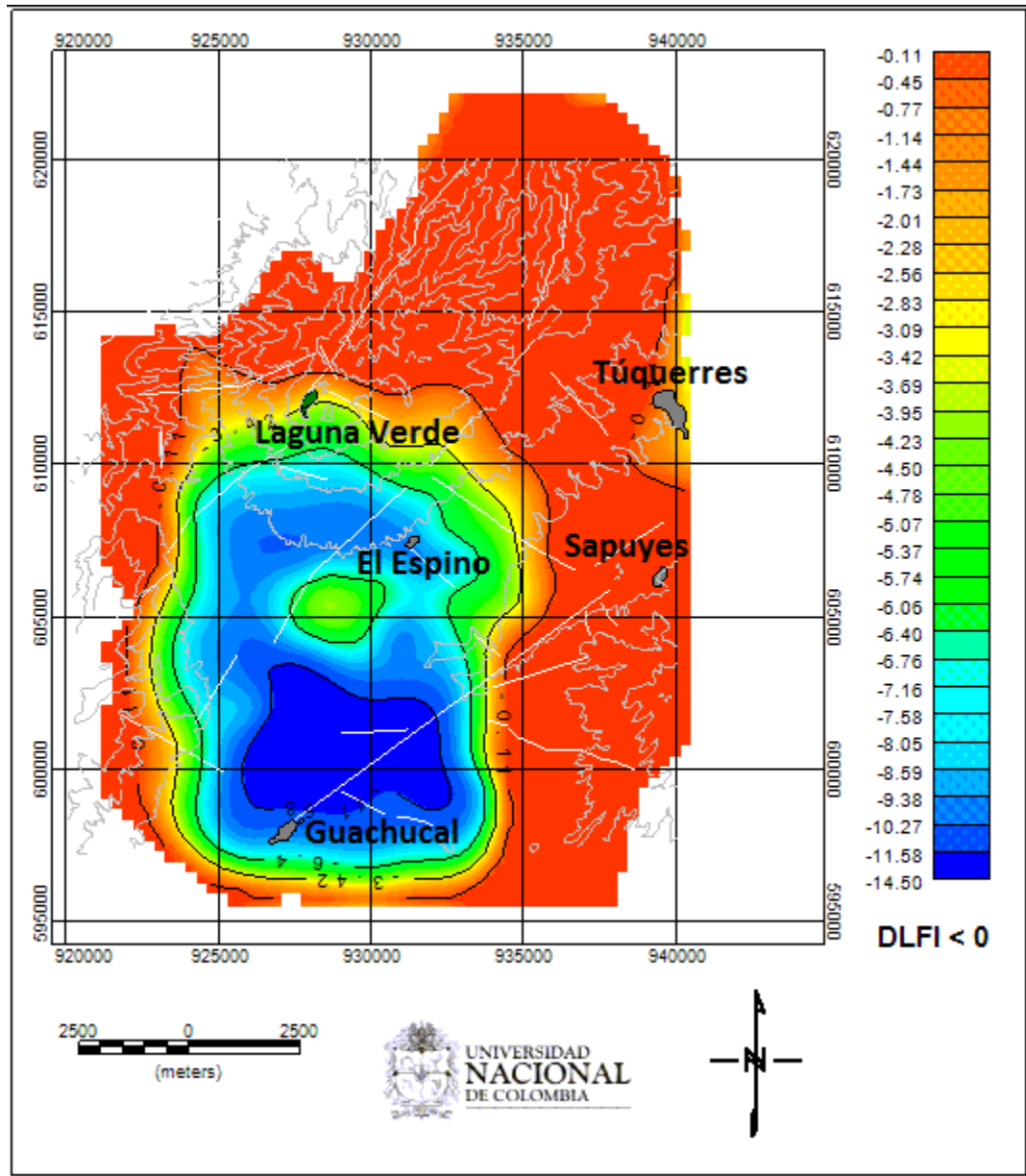


Figura 3-33. Mapa de índices de favorabilidad local que muestra la correlación inversa de los rasgos negativos ($DLFI < 0$) de la primera derivada vertical de la anomalía total de Bouguer y la anomalía magnética reducida al polo.



3.8 Interpretación de resultados del cálculo de índices de favorabilidad local e integración con la geología

Teniendo en cuenta los mapas obtenidos con la aplicación de los índices de favorabilidad local, se observa que hay anomalías positivas tanto gravimétricas como magnéticas asociadas con las colinas bajas alargadas de Túquerres, el edificio volcánico de Pajablanca y el edificio volcánico muy antiguo de Cumbal, localizados respectivamente al

sureste y al occidente de la zona de estudio. Geológicamente corresponderían con las andesitas de Pajablanca y los depósitos de cenizas de Rumichaca, localizados al suroccidente; las andesitas del Cumbal antiguo, los domos de Colimba y la Ignimbrita al occidente, parte de ellos cubiertos con los depósitos piroclásticos no consolidados; y en el extremo nororiental las lavas andesíticas y la ignimbrita (Figuras 2-1, 2-6 y 3-30).

En el cuadrante nororiental de la zona estudiada hay anomalías negativas tanto gravimétricas como magnéticas en un área que circunda la Laguna Verde, que se extiende al sur hasta la población de El Espino y que se mantiene siempre en todos los mapas, además se amplía lateralmente hacia el oriente hasta las poblaciones de Túquerres y Sapuyes. En la parte de Guachucal se disminuye la zona de anomalía negativa y se ubica en el extremo suroccidental de la zona de estudio. Morfológicamente estas anomalías están relacionadas con el edificio volcánico de AzufraI y las colinas bajas alargadas de Túquerres en el cuadrante nororiental y con la planicie de Cumbal y el edificio volcánico muy antiguo de Cumbal en el extremo suroccidental. Geológicamente corresponden a la ignimbrita y los depósitos piroclásticos no consolidados en el cuadrante nororiental. En el extremo suroccidental corresponde a los depósitos aluviales y las andesitas del Cumbal antiguo (Figuras 2-1, 2-6 y 3-31).

Anomalías gravimétricas positivas simultáneas con anomalías magnéticas negativas se tienen en el extremo nororiental y en extremo suroriental de la zona estudiada. Morfológicamente corresponden a las vertientes montañosas escarpadas suavizadas de Guachavés al nororiental y el edificio volcánico de Pajablanca al suroriental. Geológicamente al nororiental corresponden con las lavas andesíticas y la ignimbrita; al suroccidente corresponden con las andesitas de Pajablanca (Figuras 2-1, 2-6 y 3-32).

Anomalías gravimétricas negativas simultáneas con anomalías magnéticas positivas se tienen en el cuadrante suroccidental de la zona estudiada. Morfológicamente corresponden con el edificio volcánico de AzufraI, las colinas bajas alargadas de Túquerres y la planicie de Cumbal. Geológicamente corresponden con los depósitos piroclásticos no consolidados y los depósitos aluviales (Figuras 2-1, 2-6 y 3-33).

4. Evaluación de los gradientes geotérmicos

Uno de los objetivos de ésta tesis es evaluar los gradientes geotérmicos en la zona de estudio, para lo cual se estimó la profundidad de la isoterma de Curie, utilizando el método del Análisis Espectral (Spector & Grant, 1970) sobre el mapa de anomalía magnética. La temperatura de Curie es la temperatura a la cual una sustancia pierde sus propiedades magnéticas, por lo tanto, si se conoce la profundidad de la isoterma, se puede estimar el gradiente geotérmico.

4.1 Estimación de la profundidad de la isoterma de Curie

En el método de Análisis Espectral se asume que las anomalías magnéticas son causadas por un ensamble de prismas verticales expresando el espectro de energía del modelo en coordenadas polares de la siguiente forma:

$$[E(s, \Psi)] = 4\pi^2 M^2 R_G^2 [e^{-2hs}] [(1 - e^{-ts})^2] [S^2(s, \Psi)] [R_p^2(\Psi)] \quad (4-1)$$

Donde $[E(s, \Psi)]$ indica el valor esperado; $s=(u^2+v^2)^{0.5}$ es la magnitud del vector frecuencia; $\Psi=\tan^{-1}(u/v)$ es la dirección del vector frecuencia; M es el momento magnético por unidad de profundidad; h es la profundidad del tope del prisma; t es el espesor del prisma; S es el factor para el tamaño horizontal del prisma; R_p es el factor de dirección de magnetización del prisma; R_G es el factor de dirección del campo geomagnético.

Connard et al. (1983), describen que si el pico máximo de frecuencia es observado, $fmax$, está relacionada con la profundidad del tope y de la base como sigue:

$$fmax = \frac{1}{2\pi(d-h)} \ln \frac{d}{h} \quad (4-2)$$

Donde h es la profundidad media de los tope de las fuentes; d es la profundidad de la base de la fuente y se infiere que es la profundidad de la isoterma de Curie.

En muchas ocasiones no es posible observar la frecuencia máxima, por lo tanto la profundidad de la base de la fuente magnética no puede ser encontrada. Cuando esto sucede se utiliza el método de Okubo et al. (1985) para estimar la profundidad de la base de la fuente o sea la profundidad inferida de la isoterma de Curie; en éste método,

usando mapas de datos magnéticos se puede expresar el espectro de densidad de potencia del campo magnético total como una función de su magnetización:

$$\Phi(k_x, k_y) = \Phi_{Mag}(k_x, k_y)F(k_x, k_y) \quad (4-3)$$

Donde, $\Phi_{Mag}(k_x, k_y)$ es la magnetización y $F(k_x, k_y)$ es la transformada de Fourier 2D.

Según Blakely (1996) y Ebbing et al.(2009), la transformada de Fourier 2D, $F(k_x, k_y)$ puede también ser expresada como sigue:

$$F(k_x, k_y) = S_{(a,b)}^2 (4\pi^2 M^2 R_p^2 R_G^2) [e^{-2kz_{tope}}] [(1 - e^{-k(z_{base}-z_{tope})})^2] \quad (4-4)$$

Donde $S_{(a,b)}^2$ es el factor de forma que es una función de la forma lateral de los prismas estadísticos; M es el momento magnético por unidad de profundidad; R_p es el factor asociado con la dirección de magnetización del prisma; R_G es el factor asociado con la dirección del campo geomagnético.

Si se considera el promedio radial del espectro de densidad de potencia, ésta función puede ser simplificada como sigue:

$$\Phi_{promedio}(k) \cong [e^{-2kz_{tope}}] [(1 - e^{-k(z_{base}-z_{tope})})^2] \quad (4-5)$$

Esta aproximación requiere que la magnetización $\Phi_{Mag}(k_x, k_y)$ se pueda asumir como una constante, que es el caso cuando la magnetización es aleatoria. También se asume que R_p y R_G son constantes.

Al aplicar el logaritmo natural en la ecuación (4-5), se tiene:

$$\ln(\Phi_{promedio}(k)) \cong B - 2kz_{tope} + 2\ln(1 - e^{-k(z_{base}-z_{tope})}) \quad (4-6)$$

Donde B es una constante.

Para números de onda medios a altos, el segundo término en ésta expresión puede ser ignorado, lo que lleva a la siguiente relación lineal:

$$\ln(\Phi_{promedio}(k)) \cong B - 2kz_{tope} \quad (4-7)$$

Por lo tanto la pendiente de $\ln(\Phi_{promedio}(k))$ para números de onda medios a altos, se puede utilizar para estimar la profundidad del tope de un prisma estadístico.

Okubo et al. (1985) y Tanaka et al. (1.999), propusieron un método diferente para estimar la profundidad de la base de la fuente magnética cuando el pico de frecuencia máxima no

es observado. En ésta aproximación, la profundidad del tope del prisma se calcula a partir de la pendiente del espectro radial de potencia para números de onda altos por lo tanto, la ecuación (4-7) se puede aproximar para números de onda bajos de la siguiente manera:

$$\ln(\Phi_{promedio}(k^{1/2}/k)) \cong B - 2kz_{centroide} \quad (4-8)$$

Por lo tanto, la profundidad del centroide del prisma, $z_{centroide}$, es calculada a partir de la pendiente del espectro de potencia radial dividido por los números de onda para bajos números de onda.

La profundidad de la base del prisma puede ser calculada a partir de las profundidades del tope y del centroide de los prismas, con la siguiente ecuación:

$$z_{base} = 2z_{centroide} - z_{tope} \quad (4-9)$$

La temperatura de Curie puede entonces ser definida como:

$$\theta_c = \frac{dT}{dz} d \quad (4-10)$$

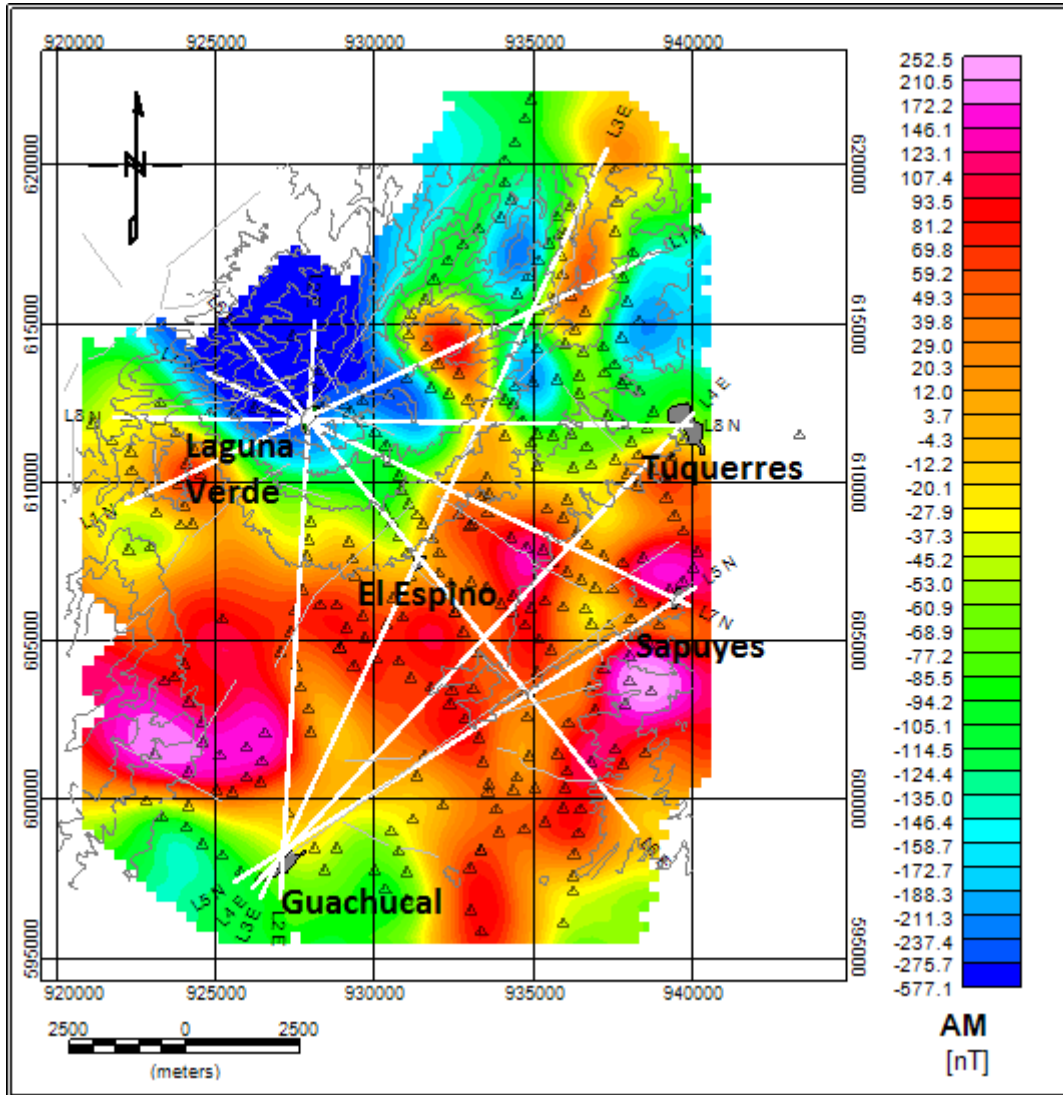
Donde θ_c es la temperatura de Curie; dT/dz es el gradiente de temperatura y d es z_{base} que se estima como la profundidad de la isoterma de Curie, inferida del análisis espectral.

4.1.1 Perfiles de trabajo

Para aplicar el análisis espectral se escogieron 8 perfiles en la zona de estudio, los cuales se trazaron sobre el mapa de anomalía magnética filtrada para evitar el ruido (Figura 4-1). El recorrido de los perfiles se definió teniendo en cuenta otros mapas como son los residuales de las dos anomalías y los mapas de índice de favorabilidad locales, por lo cual los perfiles cortan zonas de bajos gravimétricos y bajos magnéticos importantes especialmente en el área donde se correlacionan directamente, esto con la idea de que en las zonas de bajos gravimétricos pueden almacenarse fluidos y que en las zonas de bajos magnéticos puede haber flujo de calor; además se trató de cubrir toda la zona de estudio uniando puntos de referencia conocidos como son las cabeceras urbanas y la Laguna Verde.

El Perfil 1 (L1N) pasa por el volcán Azufral, por la Laguna Verde, con rumbo N65°E. El Perfil 2 (L2E) une la población de Guachucal con la Laguna Verde. El Perfil 3 (L3E) une las poblaciones de Guachucal y El Espino y se extiende hasta el extremo noreste de la zona estudiada. El Perfil 4 (L4E) une las poblaciones de Guachucal y Túquerres. El Perfil 5 (L5N) une las poblaciones de Guachucal y Sapuyes. El Perfil 6 (L6E) une la Laguna Verde con la población de El Espino y se extiende hasta el extremo sureste de la zona de estudio. El Perfil 7 (L7N) une la Laguna Verde con la población de Sapuyes. Por último, el Perfil 8 (L8N) une la Laguna Verde con la población de Túquerres.

Figura 4-1. Mapa de anomalía magnética con los trazos de los 8 perfiles de trabajo escogidos para el análisis espectral y la ubicación de las poblaciones, la Laguna verde y las estaciones geofísicas.



Se calculó el espectro para cada perfil de anomalía magnética y el espectro radial promediado para el mapa de anomalía magnética de la zona estudiada completa y con base en las fórmulas de Connard et al. (1983), Okubo et al. (1985) y Tanaka et al. (1999) se obtuvo la estimación de la profundidad de la isoterma de Curie (Figuras 4-2 a 4-9).

Figura 4-2. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 1 (L1N).

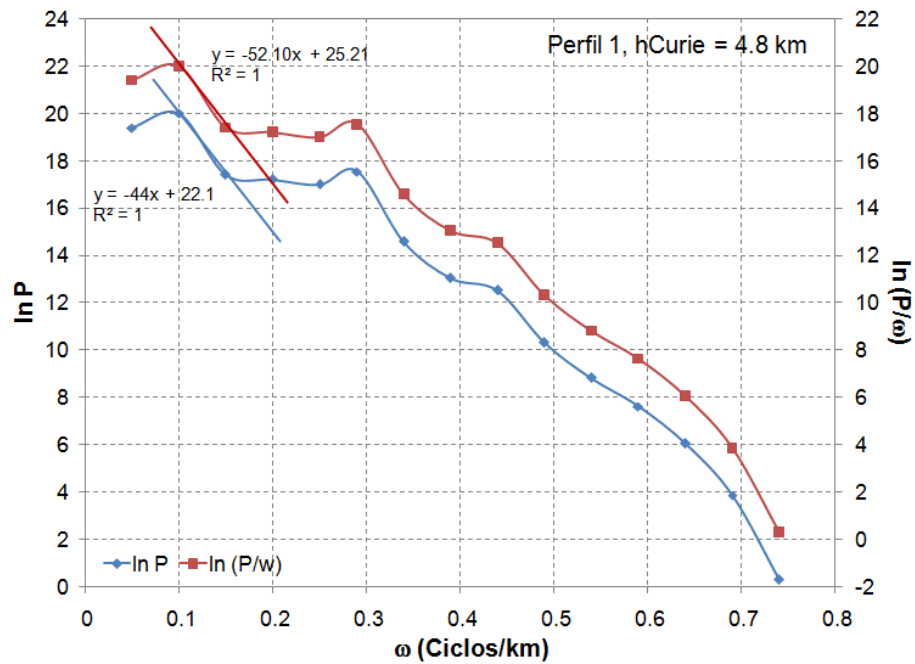


Figura 4-3. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 2 (L2E).

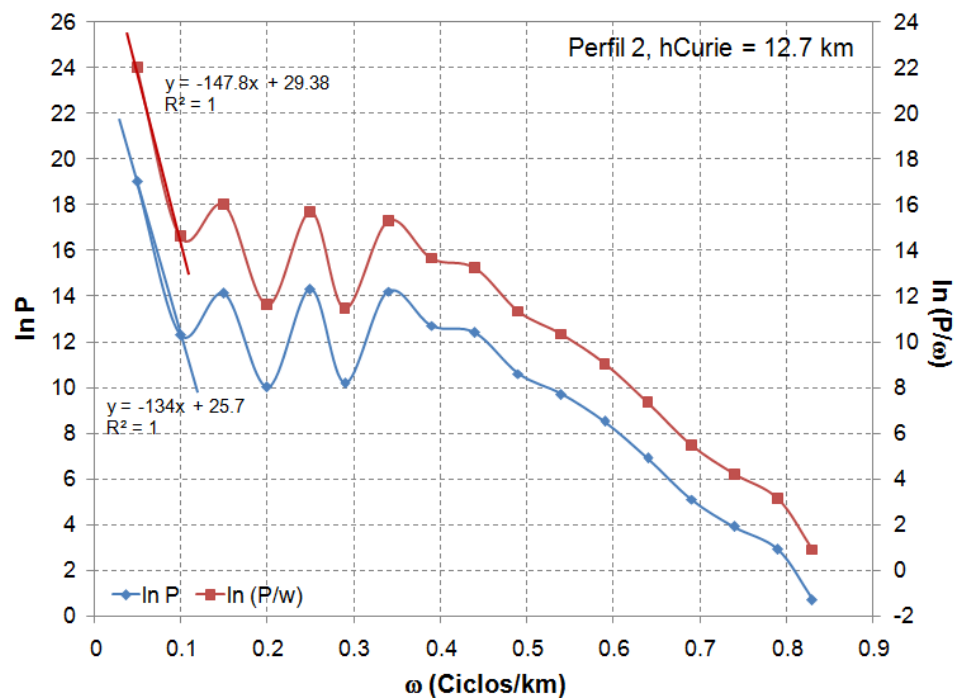


Figura 4-4. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 3 (L3E).

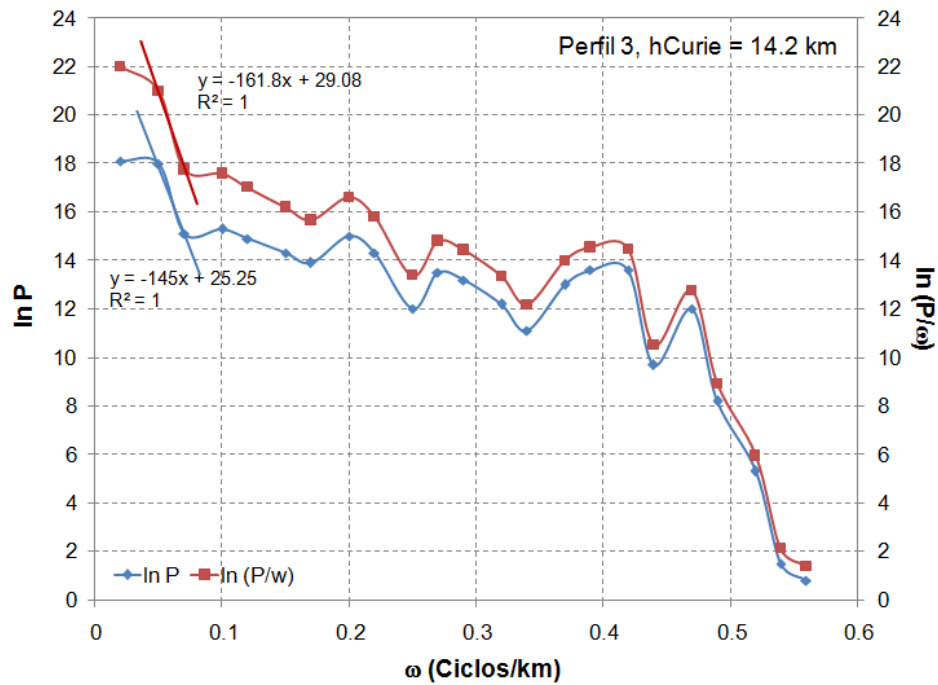


Figura 4-5. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 4 (L4E).

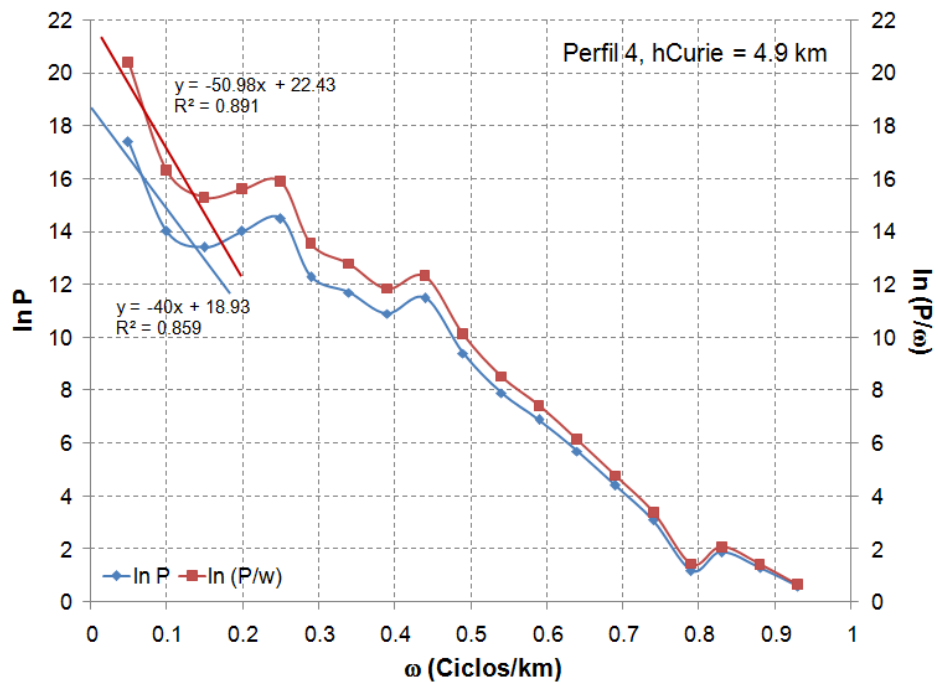


Figura 4-6. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 5 (L5N).

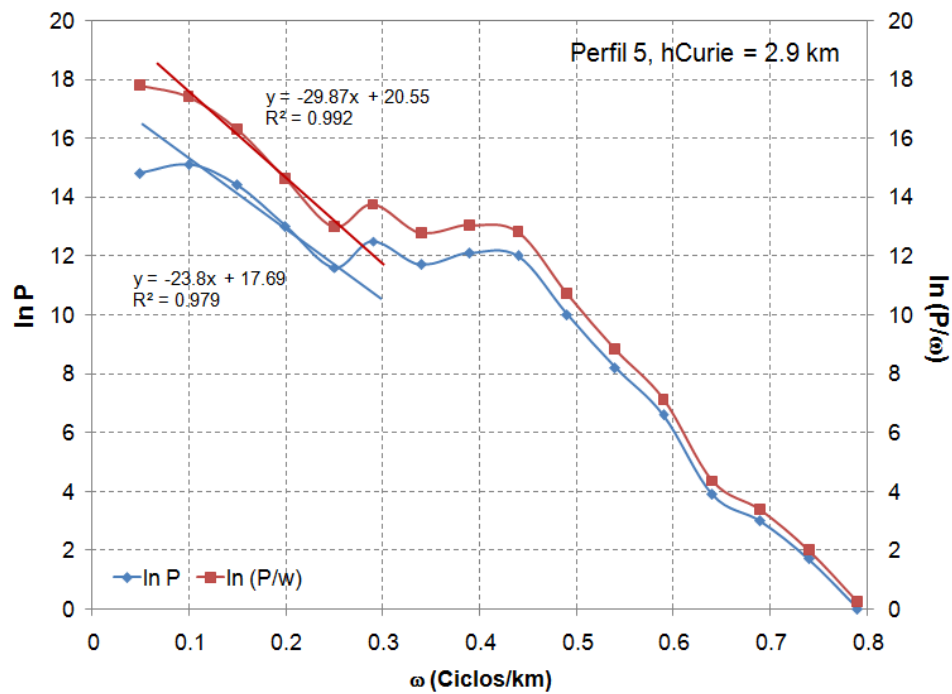


Figura 4-7. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 6 (L6E).

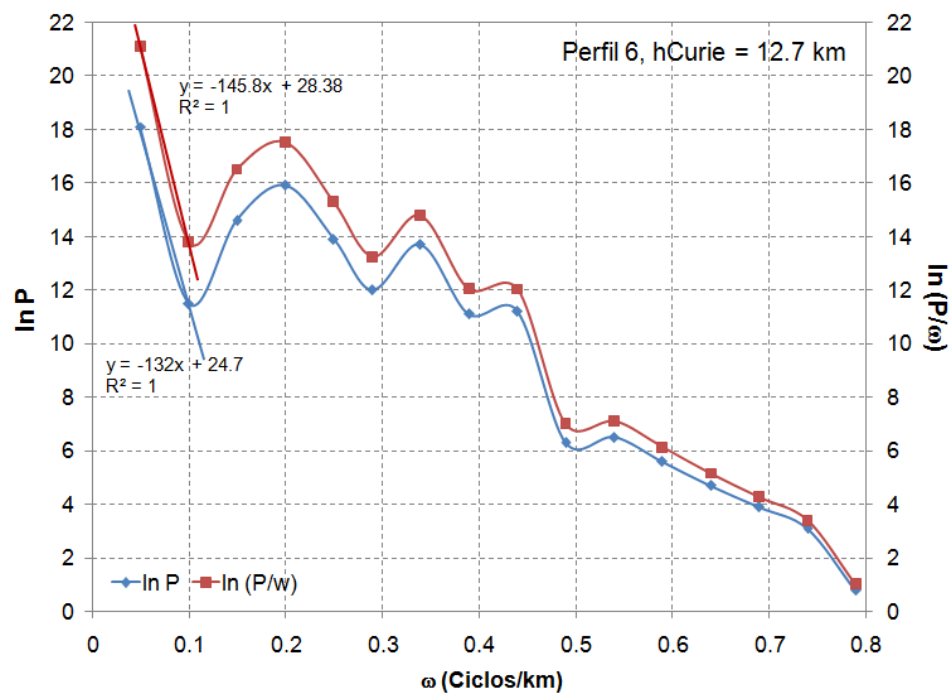


Figura 4-8. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 7 (L7N).

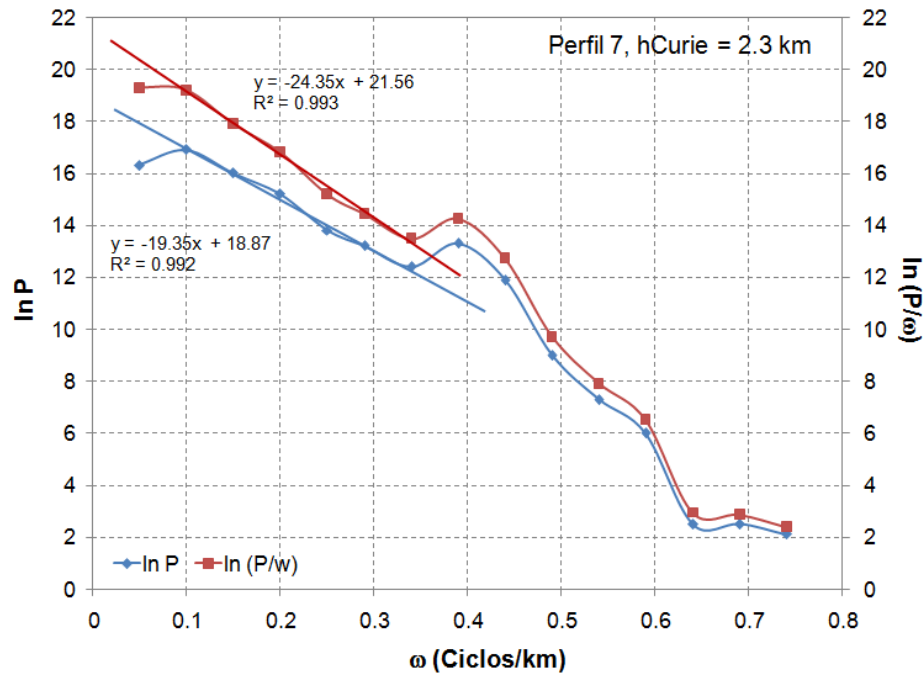


Figura 4-9. Logaritmo natural del espectro de potencia para los datos magnéticos del Perfil 8 (L8N).

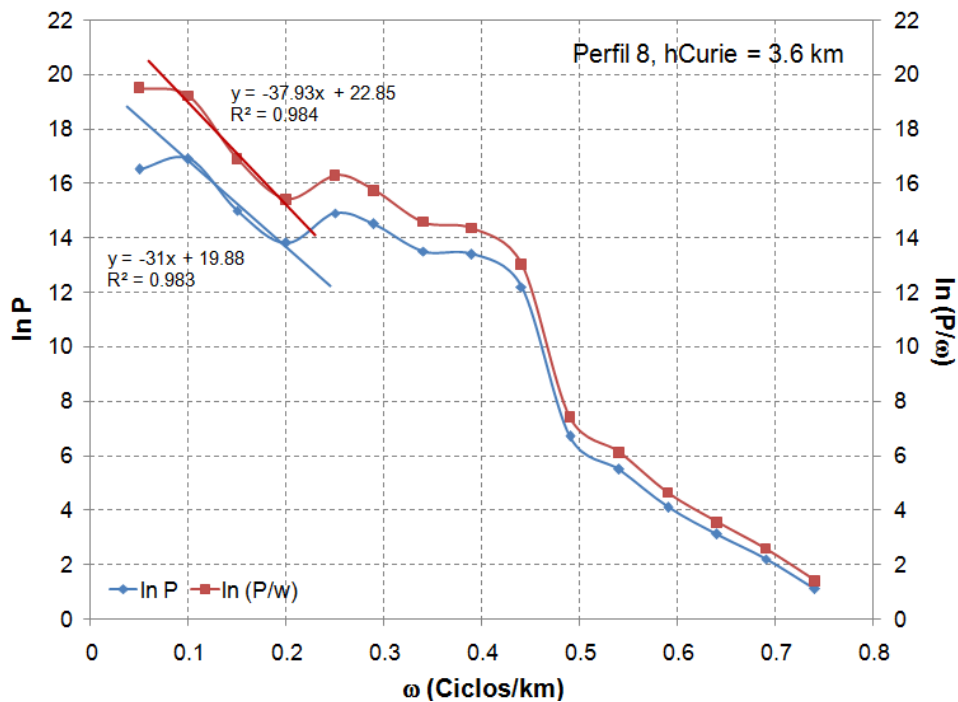
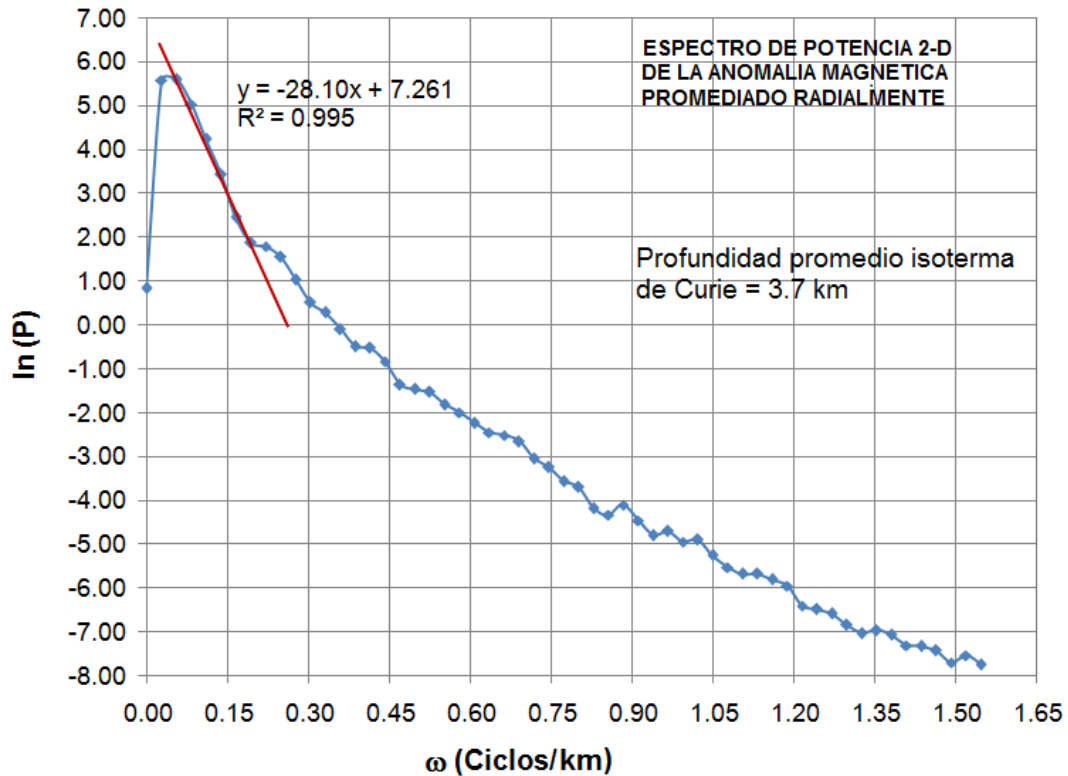


Figura 4-10. Espectro de potencia promediado radialmente de la anomalía magnética de la zona estudiada.



4.2 Estimación de los gradientes geotérmicos

Según Buntebarth (1994), en todo punto determinado por el vector de posición z , la temperatura que ahí prevalece en cualquier instante de tiempo t se define de la forma:

$$T = f(z, t) \quad (4-11)$$

La totalidad de los puntos y sus temperaturas constituyen en el espacio un campo de temperaturas, que está formado por escalares y es en sí mismo un campo escalar. Los puntos del campo en los cuales la función T toma un mismo valor, constituyen una superficie isoterma. Cuando se considera un campo bidimensional, se denomina isoterma a la línea donde T es constante. Cuando por el punto $z1$ pasa la isoterma $T1$ y a una distancia Δz de él a través de $z2$ se tiene la isoterma $T2$, el aumento de temperatura de $z1$ a $z2$ se evalúa como:

$$\frac{\Delta T}{\Delta Z} = \frac{T2 - T1}{\Delta Z} \quad (4-12)$$

Cuando $T2 > T1$

El límite de éste cociente cuando la distancia al punto z_1 tiende a cero, se denomina gradiente de temperatura en z_1 :

$$\frac{dT}{dz} = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{f(z_1 + \Delta z, t) - f(z, t)}{\Delta z} \quad (4-13)$$

El gradiente del campo de temperaturas es una variable vectorial, bien definida en cada punto del campo, perpendicular a la superficie isoterma y dirigida en el sentido en que aumenta la temperatura. El gradiente de temperatura y el campo de temperaturas T , constituyen en el espacio un campo de gradientes, que es dependiente del tiempo y de la posición, al igual que la temperatura:

$$\frac{dT}{dz} = g(z, t) \quad (4-14)$$

Las dimensiones del gradiente geotérmico están dadas en la mayoría de los casos en [$^{\circ}\text{C}/\text{km}$]. A una escala global, el campo de temperaturas de la tierra puede ser considerado en primera aproximación como un campo central, en donde las superficies isotermas constituyen esferas, en cuyo caso la superficie de la Tierra sería la isoterma con menor temperatura y su centro es el punto con la temperatura mayor.

4.3 Estimación del flujo geotérmico

Con base en Buntebarth (1994), se tiene que si en un punto cualquiera de una región el gradiente de temperatura es diferente de cero, se establece una compensación de diferencias de temperaturas, que contribuye a disminuir el gradiente cuando no se aporta ni se extrae calor de ese punto z_1 .

Mientras se intenta alcanzar el equilibrio habrá transporte de energía, que de acuerdo con resultados empíricos estará dirigido en sentido opuesto al gradiente de temperatura. Este flujo de energía es el flujo de calor Q . La relación básica para el transporte conductivo de calor es la Ley de Fourier. En un caso unidimensional y asumiendo que la dirección de la variación de la temperatura es vertical y el gradiente de temperatura es constante, la Ley de Fourier toma la forma:

$$Q = -K \frac{dT}{dz} \quad (4-15)$$

El flujo de calor es una variable vectorial, de forma que el campo de flujo de calor también es vectorial. El flujo de calor es proporcional al gradiente de temperatura, con un factor de proporcionalidad que se define como Conductividad Térmica K . La conductividad térmica es aquella propiedad de los cuerpos que rige la transmisión de calor a través de ellos.

Para estimar los gradientes geotérmicos de cada perfil, se implementó la ecuación (4-10), utilizando los valores estimados de la profundidad de la isoterma de Curie, que mostraron un rango entre 2.3 km y 14.2 km con una profundidad promedio de 3.7 km. Estos valores son similares a los estimados para el volcán Galeras, en donde la profundidad de la isoterma de Curie varía entre 2.6 km y más de 10 km (Ordóñez, 1990). Asumiendo una temperatura de Curie de 580°C y temperatura en superficie de 0°C, se obtuvieron valores de gradiente geotérmico entre 41°C/km y 250°C/km.

Según Stacey & Davis (2008), el gradiente de temperatura de la corteza terrestre medido en los primeros kilómetros en áreas continentales estables, es típicamente de 25 °Ckm⁻¹, con una conductividad de 2.5 Wm⁻¹°C⁻¹ se tendría un flujo de calor correspondiente de 62.5 mWm⁻². El flujo de calor puede ser mucho mayor en áreas continentales tectónicas y térmicas, pero es una fracción pequeña del área total de la tierra y tiene pequeña influencia en el promedio global. Existen más de 24.000 medidas de flujo de calor en diferentes sitios del planeta, con un amplio rango de valores y suficientes datos que hacen confiable un flujo de calor promedio de 65 mWm⁻² para los continentes y 101 mWm⁻² para la corteza oceánica (Pollack et al., 1993).

Teniendo en cuenta el modelo global de flujo de calor¹⁶ (IHFC, 2011), el valor esperado para la zona estudiada estaría entre 85 mWm⁻² y 120 mWm⁻². Si se usa una conductividad térmica K promedio para las rocas ígneas de 2.5Wm⁻¹°C⁻¹ (Stacey & Davis, 2008) y el gradiente promedio de la zona, el flujo de calor tiene un valor estimado de 393 mWm⁻², el cual supera el valor máximo del modelo y que se tiene asignado a las dorsales oceánicas (Pollack et al., 1993). Por lo anterior se usó una conductividad térmica promedio, obtenida a partir de los valores mínimos de conductividad (Wohletz & Heiken, 1992) asignados para cada tipo de roca ígnea presente en la zona, siendo de 1.58 para las riolitas, 0.54 para las dacitas, 1.35 para las andesitas y 1.69 para las diabasas basálticas. La conductividad térmica promedio fue de 1.3 Wm⁻¹°C⁻¹, valor con el cual se estimó el flujo de calor para cada perfil, obteniéndose un rango entre 53 mWm⁻² y 325 mWm⁻² y el promedio general para la zona fue de 203 mWm⁻².

En la Tabla 4-1 se muestra un resumen de los valores estimados de profundidad de la isoterma de Curie, gradiente geotérmico y flujo de calor para cada perfil y en la línea final los valores promedio para la zona estudiada.

Los perfiles 2, 3 y 6 muestran valores de flujo de calor por debajo del promedio considerado para el planeta Tierra; el recorrido de estos perfiles se hace mayormente sobre zonas de altos magnéticos y altos gravimétricos. El resto de perfiles y el flujo promedio de la zona, muestran valores anómalos de flujo de calor que son mucho más altos que el promedio continental, lo cual sería acorde por la actividad volcánica y la presencia de varias zonas con anomalía magnética negativa, que a su vez podrían estar indicando fuentes de calor en profundidades someras.

¹⁶ <http://www.geophysik.rwth-aachen.de/IHFC/heatflow.html>

Tabla 4-1. Valores estimados mediante análisis espectral de las anomalías magnéticas para la profundidad de la isoterma de Curie, el gradiente geotérmico y el flujo de calor en la zona estudiada. En la última línea se consignan los valores generales de la zona.

Zona	Longitud [km]	Altitud promedio [m]	Profundidad Isoterma de Curie [km]	Gradiente Geotérmico [$^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$]	Flujo de Calor [mWm^{-2}]
Perfil 1	18.8	3380	4.8 ± 0.3	121.0 ± 0.1	157.2 ± 0.1
Perfil 2	18.4	3302	12.7 ± 0.3	45.6 ± 0.1	59.3 ± 0.1
Perfil 3	26.2	3126	14.2 ± 0.2	40.8 ± 0.1	53.1 ± 0.1
Perfil 4	20.6	3021	4.9 ± 0.1	118.0 ± 0.4	153.4 ± 0.4
Perfil 5	17.4	3034	2.9 ± 0.1	201.4 ± 1.4	261.8 ± 1.5
Perfil 6	20.2	3327	12.7 ± 0.3	45.7 ± 0.1	59.4 ± 0.1
Perfil 7	17.0	3322	2.3 ± 0.3	250.3 ± 1.9	325.3 ± 2.0
Perfil 8	18.4	3354	3.6 ± 0.3	161.8 ± 0.7	210.3 ± 0.7
Área total	505 km ²	3162	3.7 ± 0.5	157.0 ± 0.2	203.9 ± 0.2

Estos estimados de profundidad de la isoterma de Curie, gradiente geotérmico y flujo de calor, se mapearon asociados con el recorrido de los perfiles y se muestran en las Figuras 4-11, 4-12 y 4-13.

Las zonas con altos gradientes geotérmicos y altos valores de flujo de calor son coincidentes con las zonas de bajos gravimétricos y bajos magnéticos, encontradas en el análisis de índices de favorabilidad $\text{SLFI} < 0$. También tienen mucha coincidencia con el mapa de anomalía magnética residual. Morfológicamente corresponderían al edificio volcánico de Azufral, las colinas bajas alargadas de Túquerres en las zonas de Túquerres, el Espino, Sapuyes y el NE de Guachucal y la planicie de Cumbal. Geológicamente correspondería a los depósitos piroclásticos no consolidados, la ignimbrita y los depósitos de cenizas de Rumichaca (Figuras 2-1, 2-6, 4-12 y 4-13).

Las zonas de bajo flujo de calor coinciden con altos magnéticos y altos gravimétricos. Morfológicamente corresponden con las vertientes montañosas de Guachavés al noreste, el edificio volcánico muy antiguo de Cumbal y el edificio volcánico muy antiguo de Pajablanca. Geológicamente corresponderían a las lavas andesíticas, los domos de Colimba, las andesíticas del Cumbal antiguo y las andesitas de Pajablanca (Figuras 2-1, 2-6, 4-12 y 4-13).

4.4 Estimación del tamaño del recurso geotérmico

Partiendo de los mapas de estimados de los gradientes geotérmicos y del flujo de Calor en la zona, se puede a su vez hacer una estimación del tamaño en área del posible recurso geotérmico, en este caso se calculó un área aproximada de la zona donde se observa el mayor flujo de calor, excluyendo la parte de la topografía alta del Azufral, tomando como límites las líneas de los perfiles 8, 6, 3 y 4 para hacer aproximaciones poligonales. Por lo tanto, el área aproximada del polígono El Espino, Túquerres,

Sapuyes es de 57 km² y el área aproximada del polígono ubicado al oriente de Guachucal es de 37 km².

Los mapas muestran que en estos polígonos la isoterma se encuentra en profundidades entre 4 km y 6 km y que los gradientes geotérmicos están entre 150°C/km y 200°C/km, lo que daría lugar a un yacimiento de media a alta temperatura. Estos estimados estarían acordes con lo encontrado por los geotermómetros, pues según Alfaro (2001), la temperatura máxima estimada para el reservorio con base en los geotermómetros acuosos está por encima de 230°C y la temperatura mínima probable más confiable, señalada por el geotermómetro de cuarzo, indica entre 150°C y 180°C.

Figura 4-11. Mapa de isolíneas de los estimados de la profundidad de la isoterma de Curie en la zona de estudio.

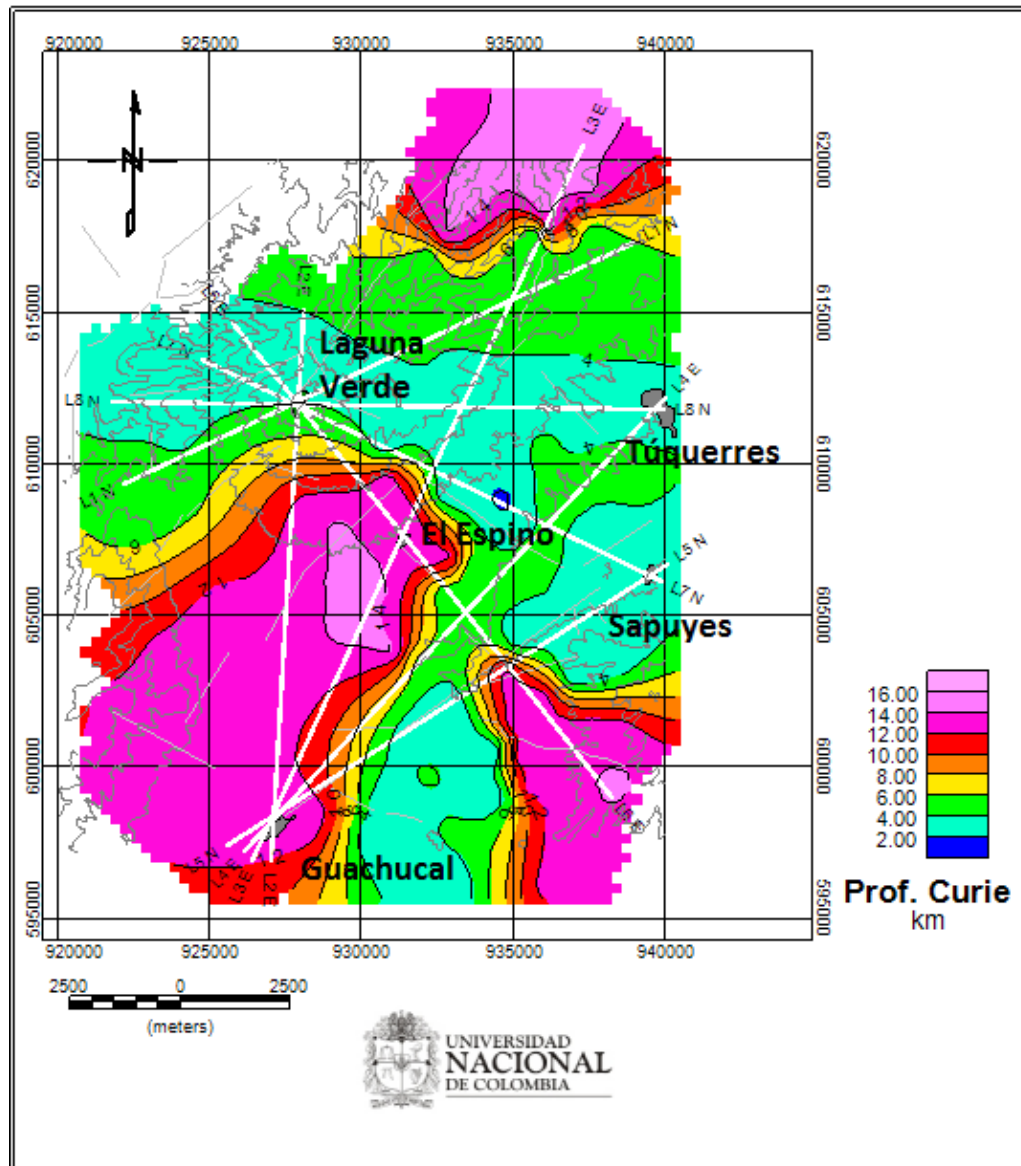


Figura 4-12. Mapa de isólinas de los estimados del gradiente geotérmico en la zona de estudio.

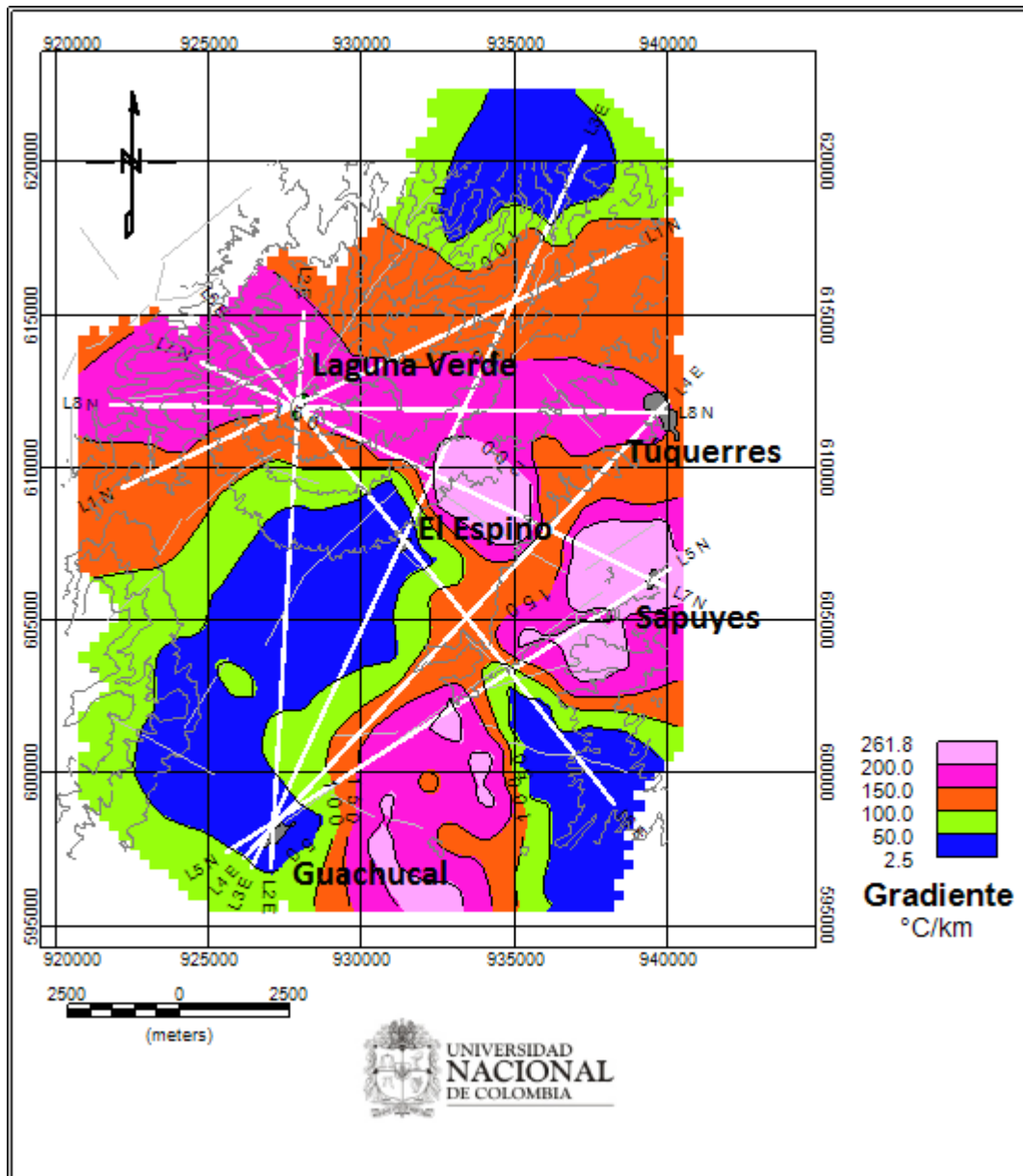
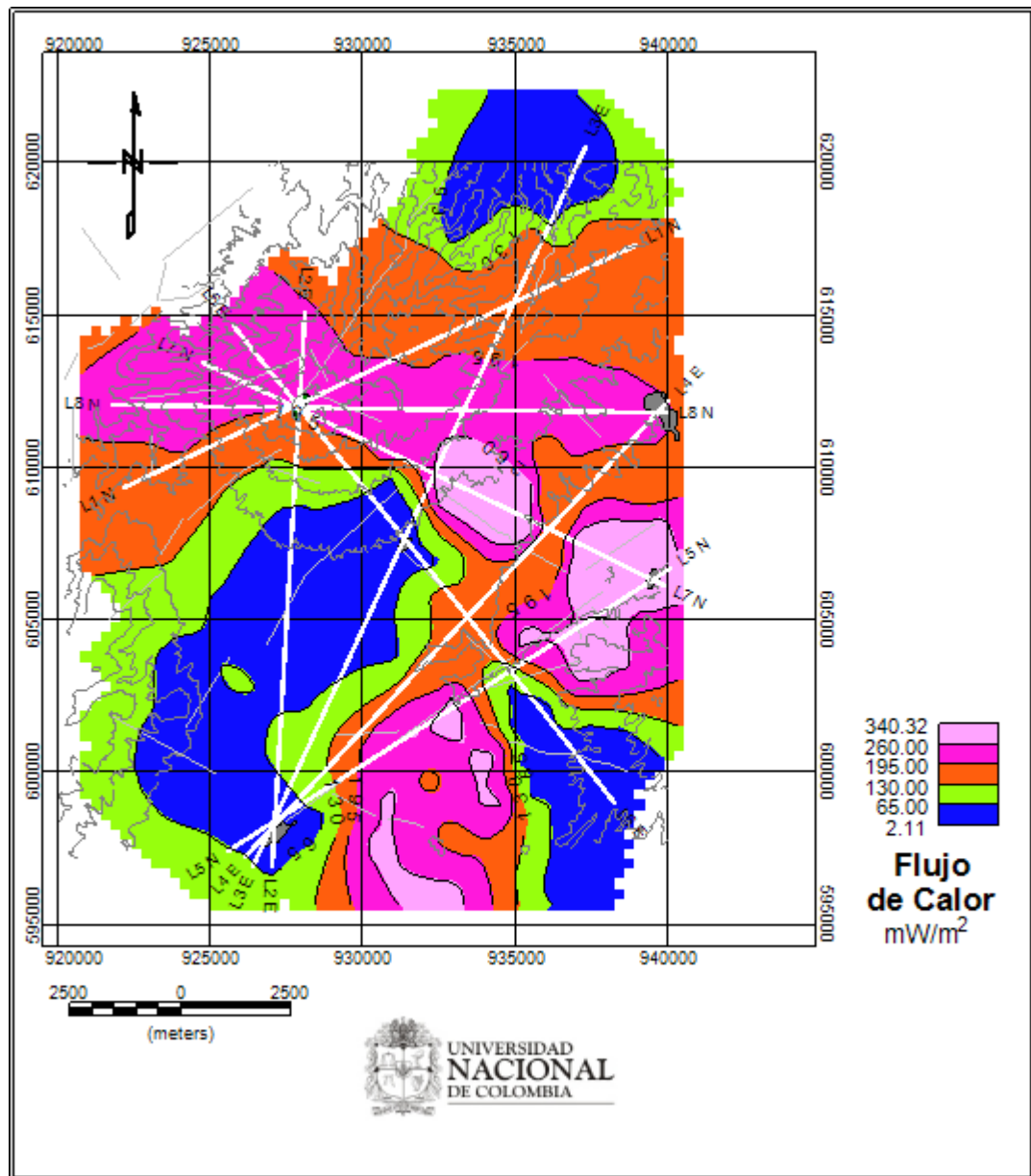


Figura 4-13. Mapa de isólinas de los estimados del flujo de calor en la zona de estudio.

5. Modelamiento inverso del subsuelo

Para obtener los modelos geofísicos del subsuelo, se utilizó el mismo trazado de perfiles que fue usado para el análisis espectral y se trabajó con el módulo GM-SYS¹⁷. En esta ocasión los perfiles se trazaron sobre los mapas de anomalía residual de Bouguer y anomalía magnética (sin reducir al polo o al ecuador), obtenidos con el método de superficie polinómica de tercer orden y adicionalmente con un filtro de continuación analítica de 1.000 m. hacia arriba para eliminar el ruido y la influencia de las fuentes someras.

Para elegir el recorrido de los perfiles para los modelos se usó el mismo criterio que para el análisis espectral, o sea, los perfiles atraviesan zonas de bajos gravimétricos y bajos magnéticos importantes especialmente en el área donde se correlacionan directamente, teniendo en cuenta los mapas de anomalía residual, los mapas de índices de favorabilidad local, los mapas geológico y geomorfológico de la zona; además se trató de cubrir toda la zona de estudio uniendo puntos de referencia conocidos como son las cabeceras urbanas y la Laguna Verde.

Teniendo en cuenta el concepto de no-unicidad de los modelos geofísicos, se trató de obtener un mejor ajuste haciendo que los modelos satisfagan simultáneamente los datos de los mapas de anomalía magnética residual, anomalía residual de Bouguer y los datos geológicos de ubicación de los afloramientos del basamento, que se fijaron como punto de partida al comenzar cada modelo. En general para todos los perfiles el basamento se modeló con una densidad de 2.800 kg/m^3 y susceptibilidad magnética de 0.0002 SI .

En las Figuras 5-1 y 5-2 se muestran los mapas de anomalía magnética residual y anomalía residual de Bouguer usados para obtener los modelos de estructura de la zona de estudio. En la Figura 5-3 se muestra un detalle del mapa geológico de la zona de interés, Plancha 428 Túquerres (Ingeominas, 2003), donde se indica el trazado de los perfiles.

¹⁷ GM-SYS Profile Modeling. User Guide.
<http://www.geosoft.com/resources/tutorials>

Figura 5-1. Mapa residual de anomalía magnética, usado para obtener los modelos de estructura a partir de perfiles trazados en la zona de estudio.

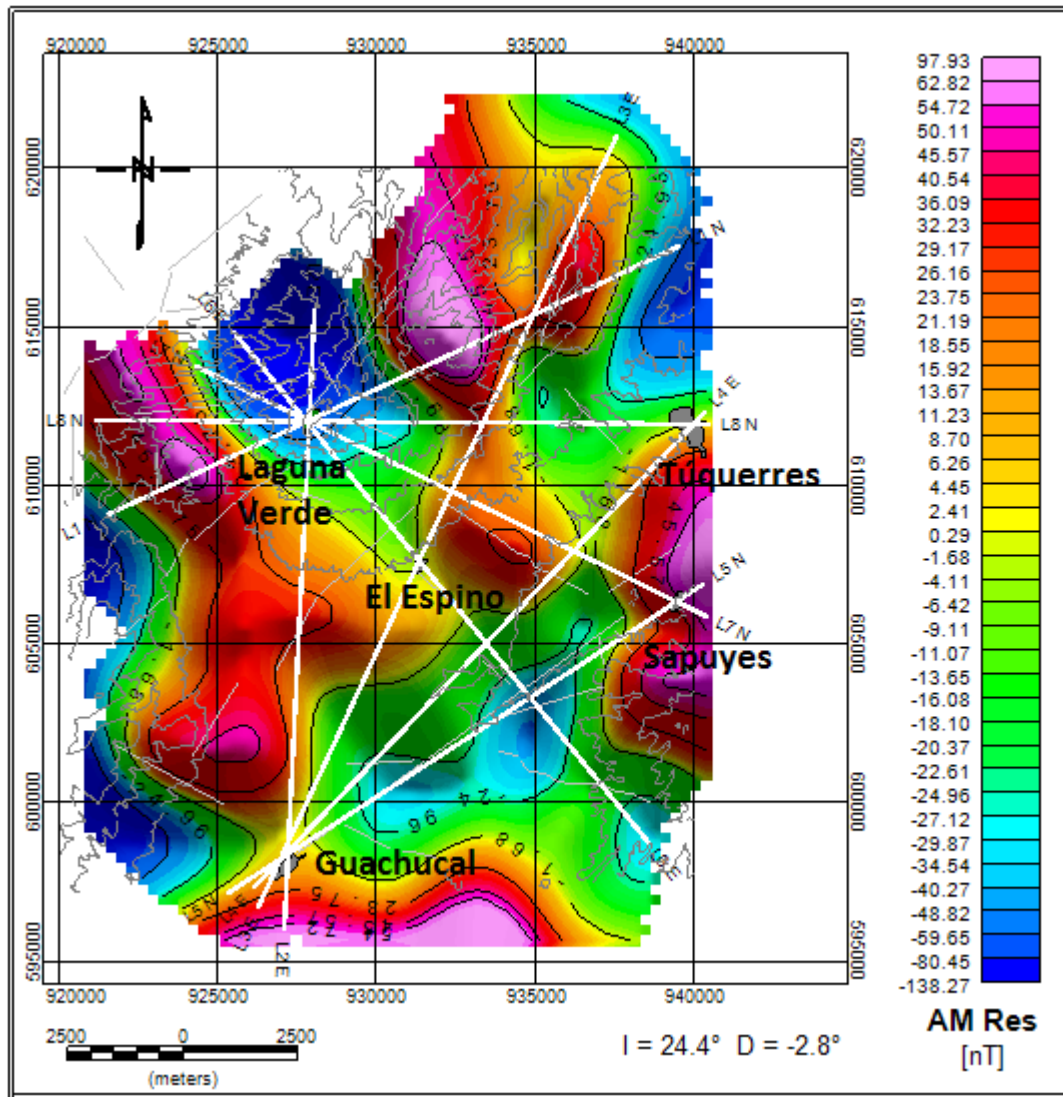


Figura 5-2. Mapa residual de anomalía de Bouguer, usado para obtener los modelos de estructura a partir de perfiles trazados en la zona de estudio.

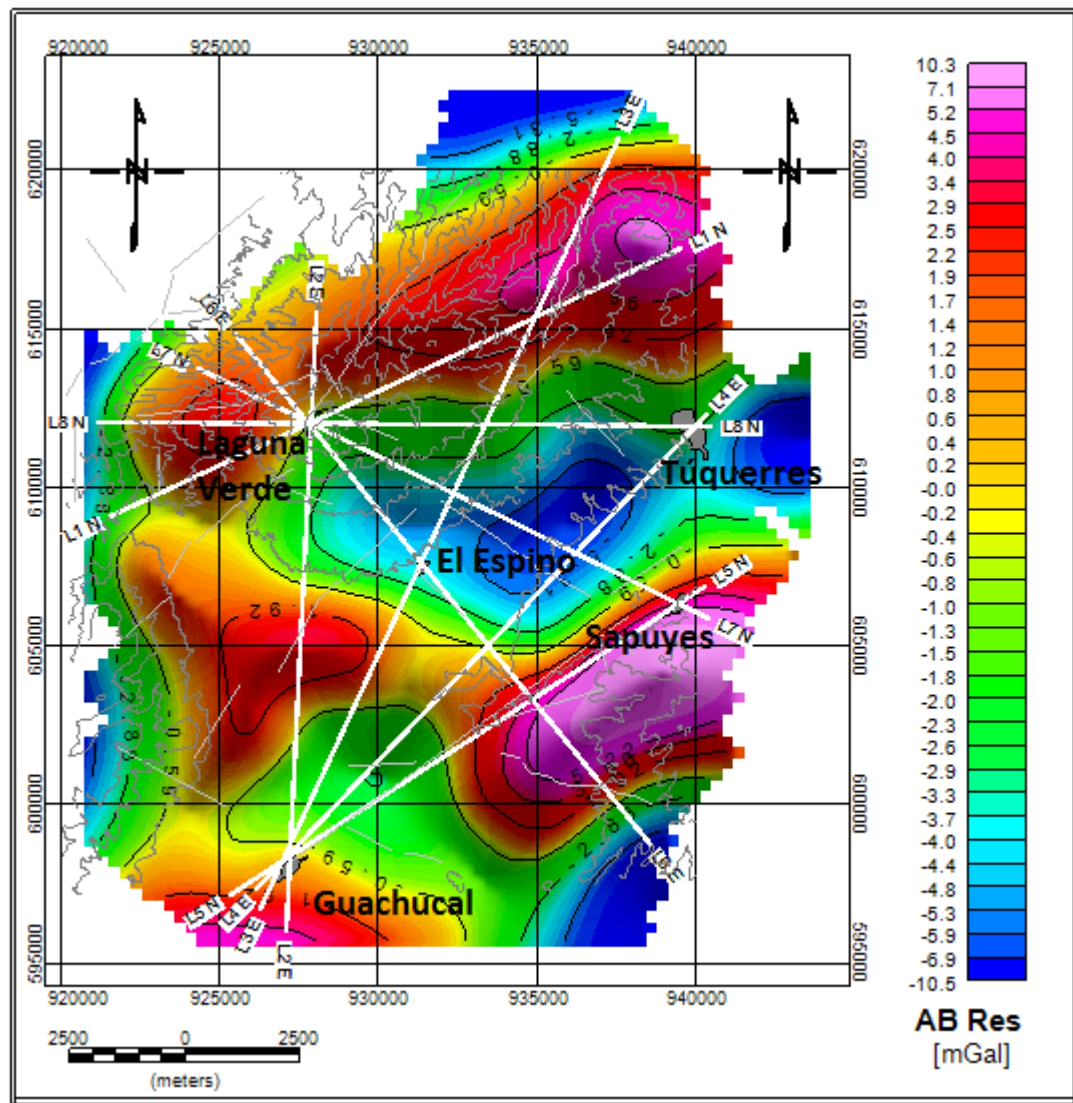
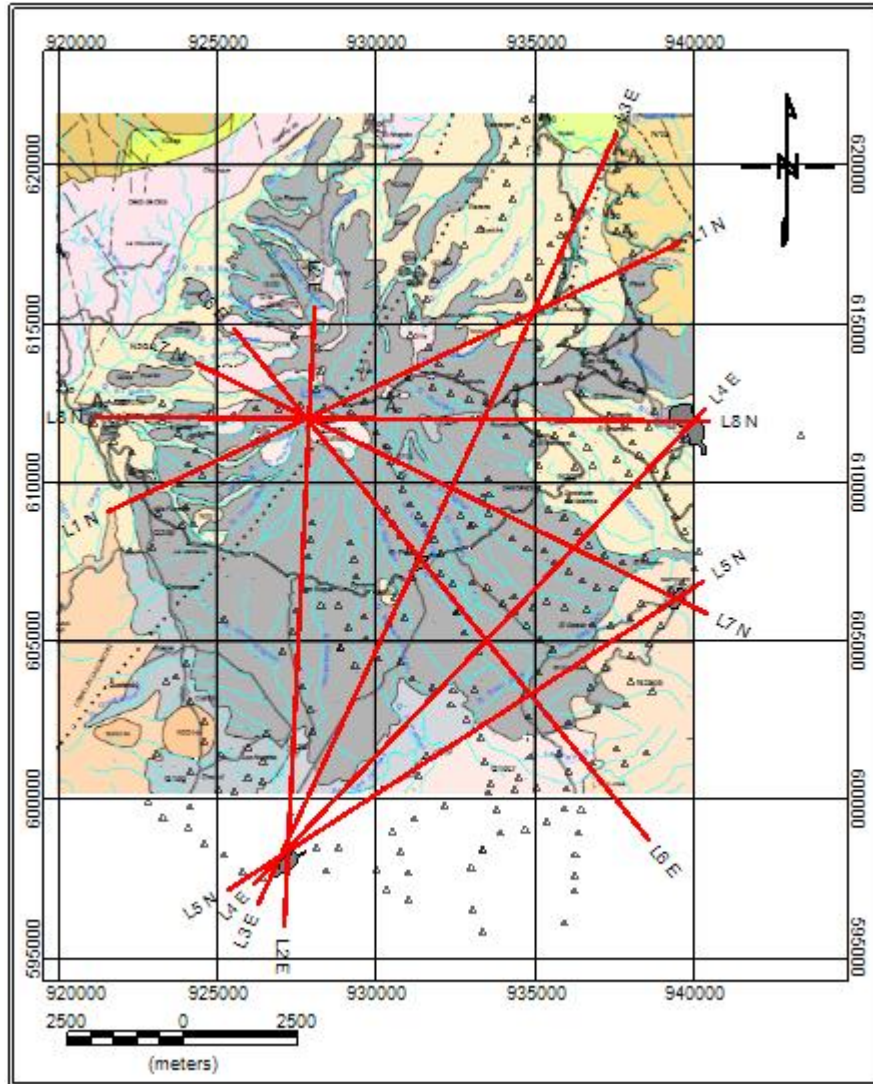


Figura 5-3. Detalle del mapa geológico, Plancha 428 Túquerres (Ingeominas, 2003) donde se muestra el trazado de los perfiles para obtener los modelos del subsuelo de la zona estudiada.



5.1 Modelo del subsuelo para el Perfil 1 (L1N)

El Perfil 1 (L1N) tiene una longitud de 20 km, se ubica al norte de la zona estudiada pasando por la Laguna Verde desde el WSW hasta el ENE con rumbo $N65^{\circ}E$. El basamento se modeló con una densidad de 2.800 kg/m^3 y susceptibilidad magnética de 0.0002 SI . Suprayaciendo al basamento se obtuvo tres bloques, dos de ellos denominados B1, que se modelaron con densidad de 2.950 kg/m^3 y susceptibilidad magnética de $0,000001 \text{ SI}$, los cuales podrían corresponder con andesitas alteradas o ignimbritas. El bloque DA se modeló con una densidad de 2.780 kg/m^3 y sin susceptibilidad magnética, podría corresponder con depósitos del volcán Azufraal y parece estar confinado por dos trazos de falla que marcan el contraste de densidad entre los

bloques y la profundización de una abertura en el basamento. Finalmente el estrato superior denominado DP puede corresponder con depósitos piroclásticos no consolidados, se modeló con densidad de 2.620 kg/m^3 y sin susceptibilidad magnética. Se destaca la abertura en el basamento, que posiblemente esté relacionada con ascenso de magma por una zona de debilidad. El basamento se profundiza hacia el NE. El modelo del subsuelo para el Perfil 1 (L1N) se muestra en la Figura 5-4.

5.2 Modelo del subsuelo para el Perfil 2 (L2E)

El Perfil 2 (L2E) tiene una longitud de 15.5 km, conecta la población de Guachucal con la Laguna Verde, se orienta de sur a norte con rumbo $N4^\circ E$. En este modelo se observa cuatro bloques suprayaciendo el basamento. Primero se observa el bloque denominado B3 que se modeló con densidad de 2.300 kg/m^3 y sin susceptibilidad magnética, este podría corresponder con depósitos piroclásticos de baja densidad, probablemente provenientes de Azufral y también de Cumbal antiguo en su parte sur. Luego se presenta el bloque B1 que mantiene las características de modelamiento usadas en el Perfil 1 y luego aparece nuevamente el bloque B3. Hacia el norte se encuentra el bloque DA descrito en el Perfil 1. La capa posterior tiene las mismas características que en el Perfil 1. Se destaca que se profundiza el basamento hacia el norte. Morfológicamente el Perfil 2 atraviesa la planicie de Cumbal, las colinas bajas alargadas de Túquerres y el edificio volcánico de Azufral (Figura 2-1). Geológicamente la capa superior correspondería con depósitos piroclásticos no consolidados y depósitos aluviales al sur; y al norte estaría la ignimbrita y las lavas del Azufral (Figura 2-6, Figura 5-3). En la Figura 5-5 se muestra el modelo del subsuelo para el Perfil 2.

5.3 Modelo del subsuelo para el Perfil 3 (L3E)

El Perfil 3 (L3E) es el más largo, atraviesa de SW a NE la zona de estudio, tiene una longitud de 26.8 km, une las poblaciones de Guachucal con El Espino y se extiende hacia el noreste, con un rumbo $N25^\circ E$. Se mantienen los estratos B3 y B1 y la capa superior, conservando las mismas características con que se modelaron en los otros perfiles. El basamento se encuentra a una altura promedio de 1.740 km con respecto al nivel del mar y tiene una tendencia leve a profundizarse al NE. Este perfil mostraría en su mayoría depósitos piroclásticos provenientes del volcán Azufral, pero también podrían provenir del Cumbal antiguo en la parte suroccidental. En la Figura 5-6 se muestra el modelo del subsuelo para el Perfil 3.

Figura 5-4. Modelo del subsuelo para el Perfil 1 (L1N).

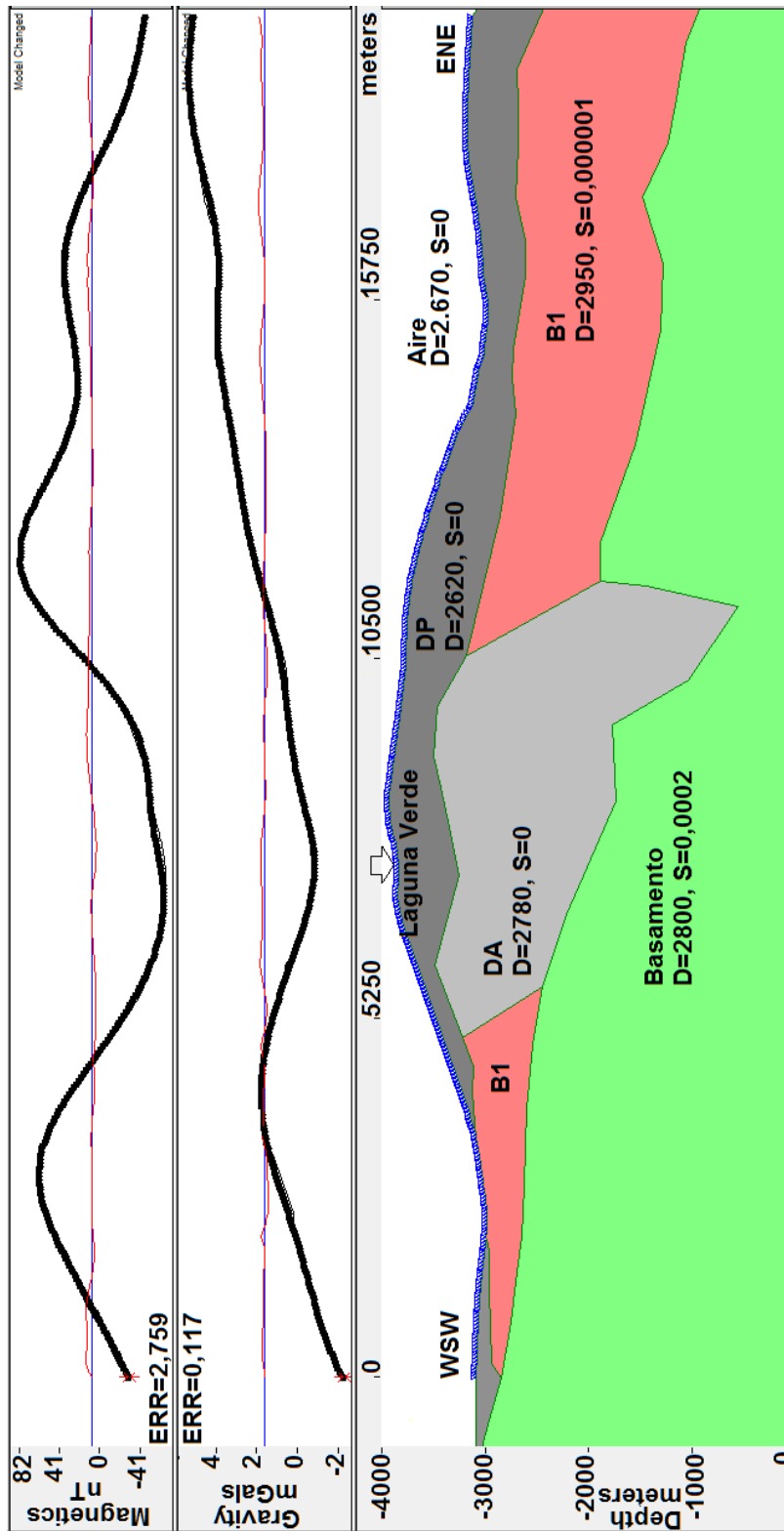


Figura 5-5. Modelo del subsuelo para el Perfil 2 (L2E)

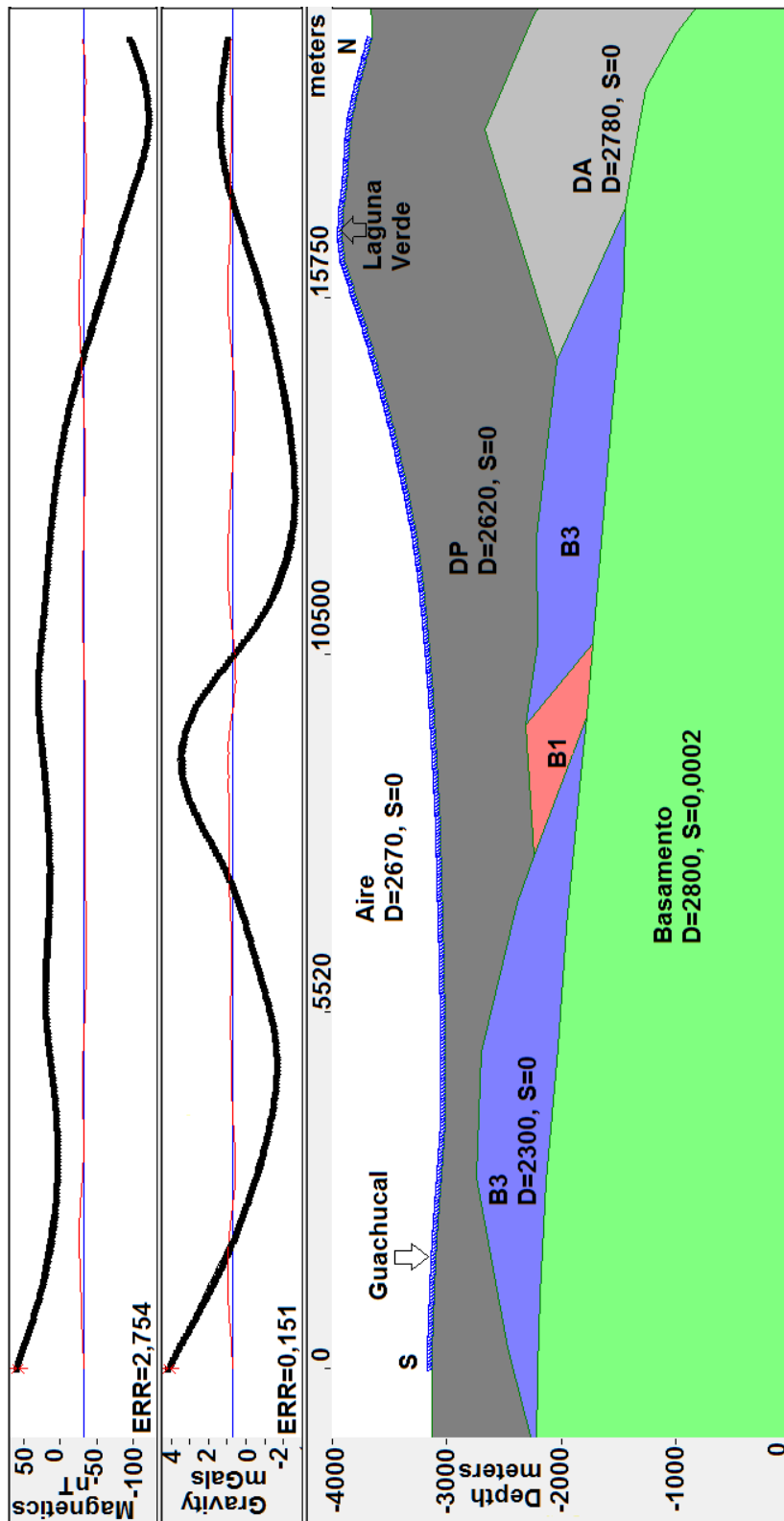
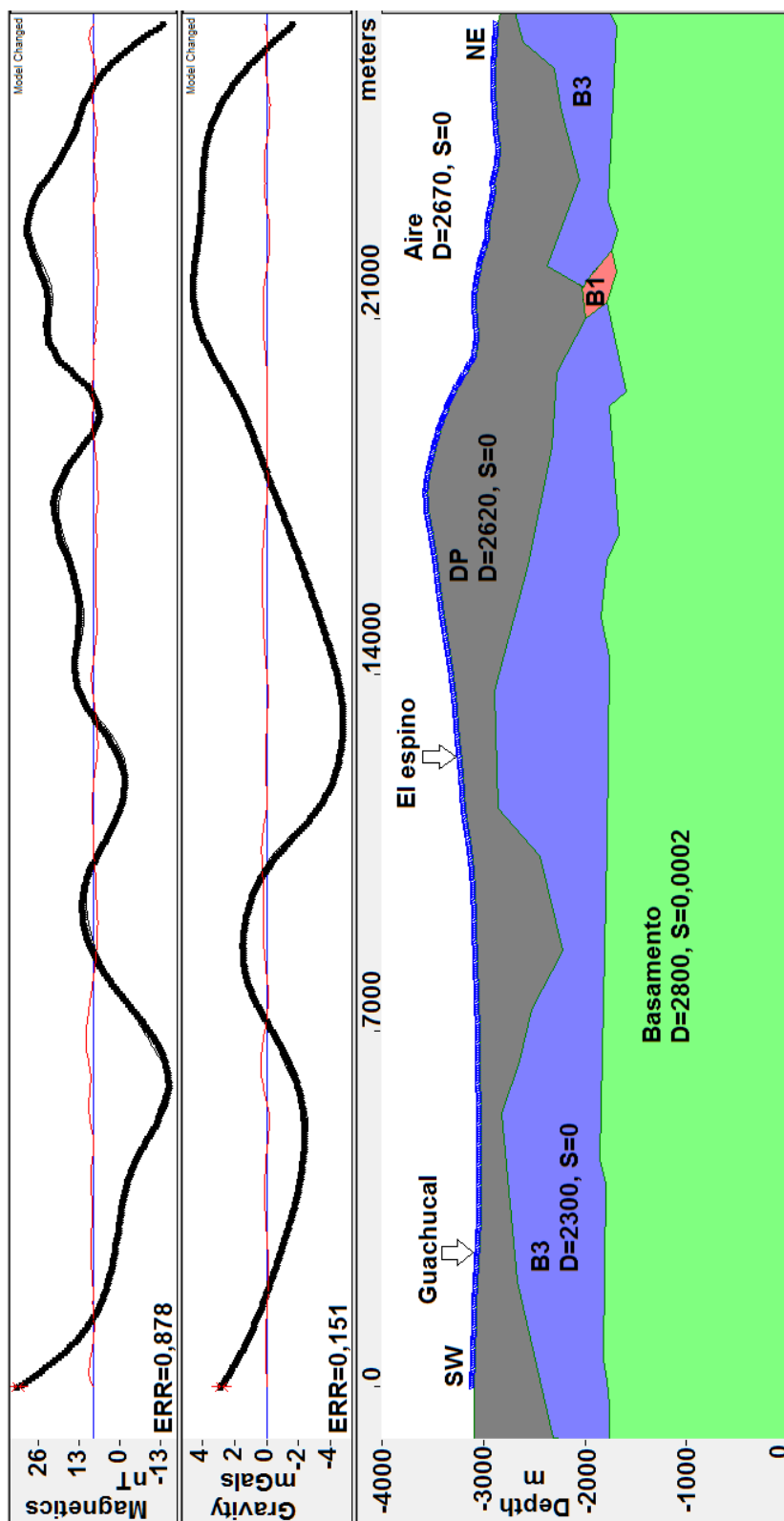


Figura 5-6. Modelo del subsuelo para el Perfil 3 (L3E)



5.4 Modelo del subsuelo para el Perfil 4 (L4E)

El Perfil 4 (L4E) tiene una longitud de 21 km, atraviesa la parte plana de la zona de estudio, une las poblaciones de Guachucal y Túquerres, con un rumbo N40°E. Se conservan los estratos B3 y DP. Aparece un nuevo bloque que se denominó B4, el cual fue modelado con una densidad de 2.260 kg/m³ y sin susceptibilidad magnética. Este bloque tiene una densidad ligeramente menor que el bloque B3, podría corresponder a depósitos piroclásticos de baja densidad provenientes del volcán Azufral. Morfológicamente este perfil atraviesa el Altiplano Nariñense y geológicamente en superficie atraviesa los depósitos aluviales, los depósitos piroclásticos no consolidados y la ignimbrita (Figuras 2-1, 2-6 y 5-3). En la Figura 5-7 se muestra el modelo del subsuelo para el Perfil 4.

5.5 Modelo del subsuelo para el Perfil 5 (L5N)

El Perfil 5 (L5N) tiene una longitud de 18 km, también queda en la parte plana de la zona de estudio, une las poblaciones de Guachucal y Sapuyes, con un rumbo N58°E. Se conservan los estratos B3, B1 y DP que tienen las mismas características con que se modelaron en los perfiles anteriores. Morfológicamente este perfil atraviesa la planicie de Cumbal y las colinas bajas alargadas de Túquerres (Figura 2-1). Geológicamente atraviesa en la parte superficial los depósitos aluviales, los depósitos piroclásticos no consolidados, los depósitos de cenizas de Rumichaca y las andesitas de Pajablanca (Figura 2-6, 5-3). En este perfil el bloque B1 podría corresponder a las andesitas de Pajablanca. En la Figura 5-8 se muestra el modelo del subsuelo para el Perfil 5.

5.6 Modelo del subsuelo para el Perfil 6 (L6E)

El Perfil 6 (L6E) tiene una longitud de 20.8 km, hace un recorrido de NW a SE, une la Laguna Verde con la población de El Espino y se extiende hacia el sureste, con un rumbo S30°E. Aparecen los estratos DA, B1, B3 y DP que conservan las características de modelación usadas en los perfiles anteriores. El estrato DA puede corresponder a una parte del edificio volcánico de Azufral y el estrato B1 podría corresponder a una parte del edificio volcánico de Pajablanca. Si se asume que el edificio volcánico de Pajablanca está compuesto por andesitas, entonces los otros estratos denominados Bloque1 que aparecen en los anteriores perfiles pueden corresponder a estratos compuestos en su mayoría por andesitas con una densidad media de 2.950 kg/m³. El cambio de pendiente a la izquierda del estrato B1 podría indicar la presencia de un trazo de la falla Guachucal. Morfológicamente este perfil recorre el edificio volcánico de Azufral, las colinas bajas alargadas de Túquerres y el edificio muy antiguo de Pajablanca (Figura 2-1). Geológicamente atraviesa en superficie las lavas del volcán Azufral, los depósitos piroclásticos no consolidados y las andesitas de Pajablanca (Figura 2-6, 5-3). En la Figura 5-9 se muestra el modelo del subsuelo para el Perfil 6 (L6E).

Figura 5-7. Modelo del subsuelo para el Perfil 4 (L4E)

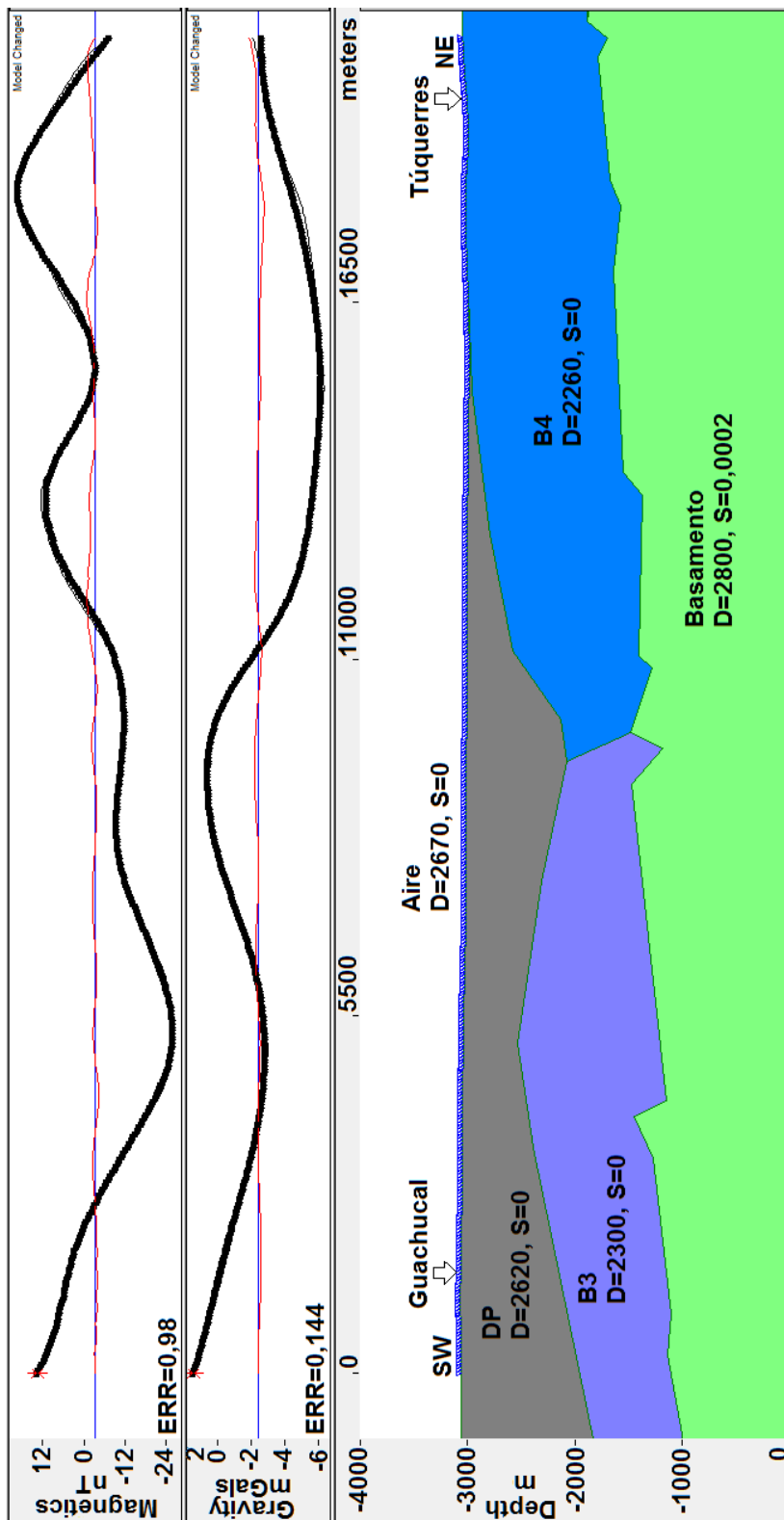


Figura 5-8. Modelo del subsuelo para el Perfil 5 (L5N).

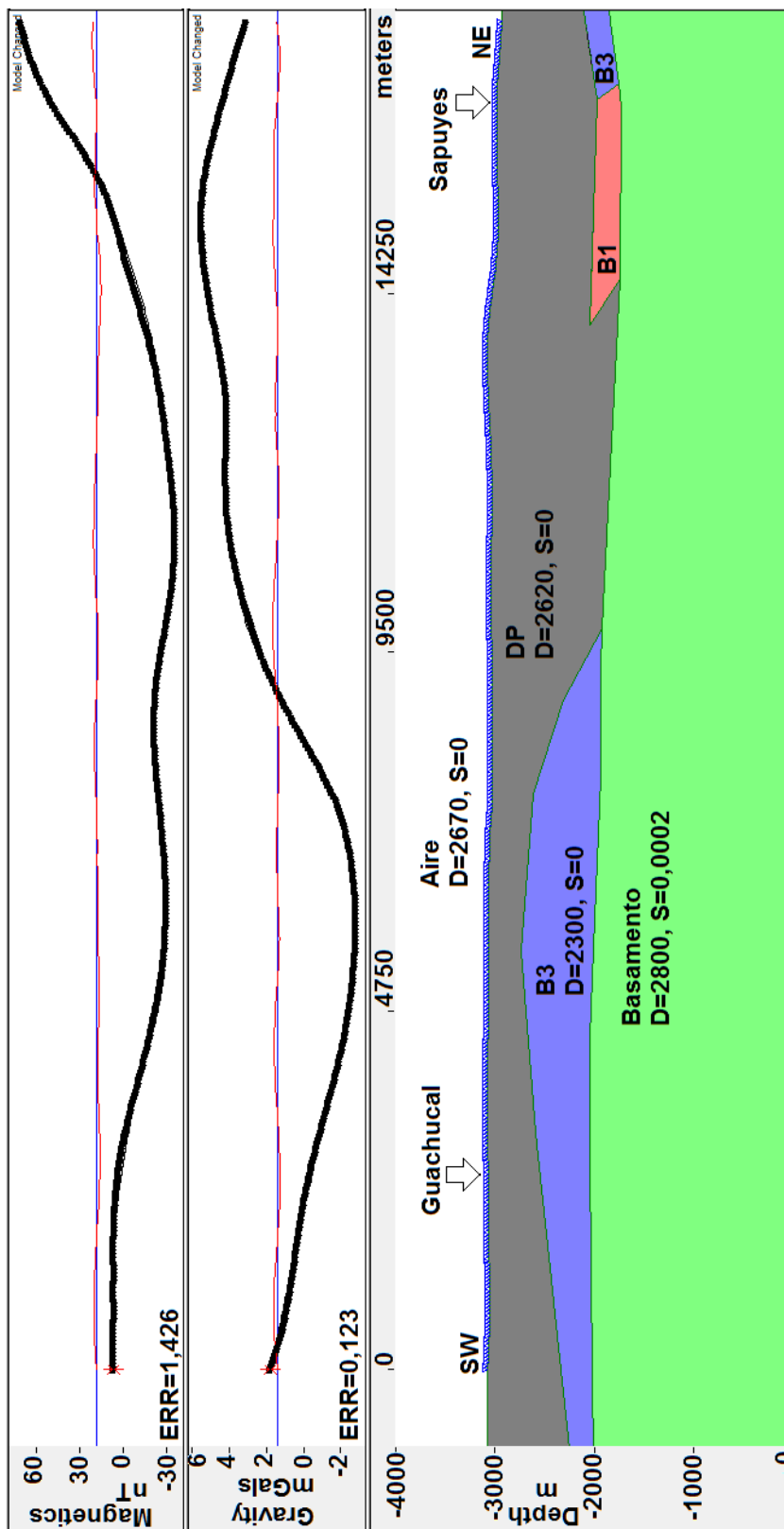
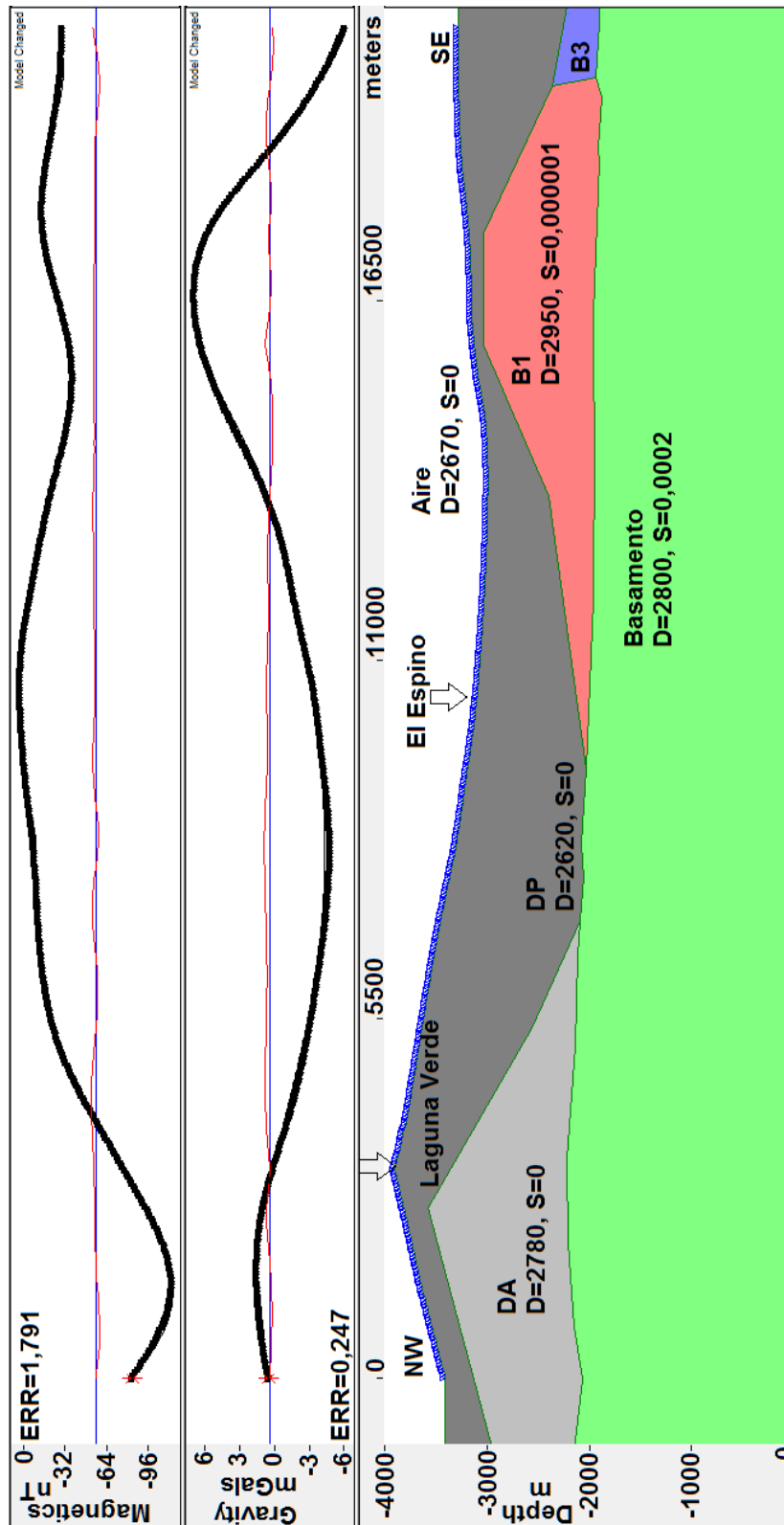


Figura 5-9. Modelo del subsuelo para el Perfil 6 (L6E)



5.7 Modelo del subsuelo para el Perfil 7 (L7N)

El Perfil 7 (L7N) tiene una longitud de 18 km, hace un recorrido desde el WNW hasta el ESE de la zona de estudio, une la Laguna Verde con la población de Sapuyes con un rumbo S70°E. Se conservan los estratos B1, B3, DA y DP. El estrato DA puede corresponder a una parte del edificio volcánico de Azufral y el estrato B1 puede corresponder a las andesitas de Pajablanca. Morfológicamente este perfil cruza por el edificio volcánico de Azufral, las colinas bajas alargadas de Túquerres y el edificio volcánico de Pajablanca (Figura 2-1). Geológicamente atraviesa por las lavas de Azufral, los depósitos piroclásticos no consolidados y las andesitas de Pajablanca (Figura 2-6, 5-3). En la Figura 5-10 se muestra el modelo del subsuelo para el Perfil 7.

5.8 Modelo del subsuelo para el Perfil 8 (L8N)

Finalmente, el Perfil 8 (L8N) tiene una longitud de 19.4 km une la Laguna Verde con la población de Túquerres, en sentido W-E. Aparecen los estratos B1, DA y DP. El estrato DA puede corresponder a parte del edificio volcánico de Azufral y sus depósitos, este estrato parece estar separado del Bloque1 por un trazo de falla, que puede corresponder al sistema de fallas Cauca – Patía (González, Zapata & Montoya, 2002) y que marca el contraste de densidad entre los dos bloques. Se destaca una abertura en el basamento, que puede estar relacionada con zonas de debilidad por donde asciende el magma. En la Figura 5-11 se muestra el modelo del subsuelo para el Perfil 8.

5.9 Evaluación de la presencia de fluidos en la zona de estudio

Con base en la descripción geológica y partiendo de los modelos del subsuelo para los Perfiles 4, 5 y 7 que pasan por la zona de altos gradiente térmicos, se tiene que los estratos B3 y B4 muestran bajas densidades, de 2.300 kg/m³ y 2.260 kg/m³, que podrían estar asociados con depósitos piroclásticos del volcán Azufral, con composición riodacítica y que por su densidad podrían estar constituidos mayormente por flujos de ceniza y pómez. A esta zona pertenecen los depósitos piroclásticos del Volcán Azufral denominados Unidad Túquerres (Calvache, 2003; González, Zapata & Montoya, 2002), la cual fue estudiada y cartografiada nuevamente por Pinilla et al. (2007), dentro del proyecto de Exploración de Aguas Subterráneas que Ingeominas desarrolló en parte del Altiplano Nariñense en 2006 y 2007. Según Pinilla et al., (2007) los depósitos de la Unidad Túquerres están asociados con la actividad explosiva reciente del volcán Azufral, esta unidad se encuentra inconsolidada, presenta porosidad primaria en proporciones variables, no está meteorizada y su grado de compactación es bajo. Tiene una extensión areal significativa, posee reporte de aljibes profundos, está ubicada en bajos topográficos es decir, representa una cuenca, es posible que tenga agua en su interior, pero la geometría puede estar limitada por depósitos de lavas antiguas y el espesor de ésta unidad no está completamente establecido.

Con lo anterior y adicionalmente teniendo en cuenta la correlación directa de los rasgos negativos (SLFI < 0) de la anomalía magnética reducida al polo y la primera derivada vertical de la anomalía total de Bouguer y los mapas de estimación de gradiente térmico,

en la zona de los depósitos piroclásticos de AzufraI, Unidad Túquerres se tiene bajos magnéticos y bajos gravimétricos, que podrían dar lugar a una cuenca que podría albergar fluidos calientes.

5.10 Aproximación a un modelo geotérmico del volcán AzufraI

Con base en los resultados obtenidos en éste estudio y con ejemplos de zonas similares, se hace una aproximación a un modelo geotérmico para el volcán AzufraI, que se muestra en la Figura 5-12, en el que se indica con flechas el flujo ascendente a través de una zona de debilidad limitada por trazos de falla. Se utilizó el modelo de estructura y los estimados del gradiente de temperatura para el Perfil 1, adicionalmente datos de la ubicación y temperatura de la fuente termal Quebrada Blanca, la fuente termal Laguna Verde y las fumarolas del domo activo de AzufraI (Ingeominas, 2009). En éste modelo propuesto se observa que hay dos posibles zonas de falla que facilitan el ascenso del flujo de calor, la ubicación de la fuente termal Quebrada Blanca coincide con la proyección del posible trazo de falla y teniendo en cuenta el gradiente geotérmico estimado para el perfil 1 que es de 121°C, la isoterma de 242°C es muy aproximada al valor máximo de temperatura del reservorio calculado con los geotermómetros Na/K para la fuente termal que es de 223°C (Alfaro, 2001); aunque el gradiente estimado por el método de análisis espectral para este perfil es el doble del estimado para la fuente termal Quebrada Blanca con el método químico de Swanberg y Morgan por Alfaro en 2001, que fue de 60°C.

Figura 5-10. Modelo del subsuelo para el Perfil 7 (L7N)

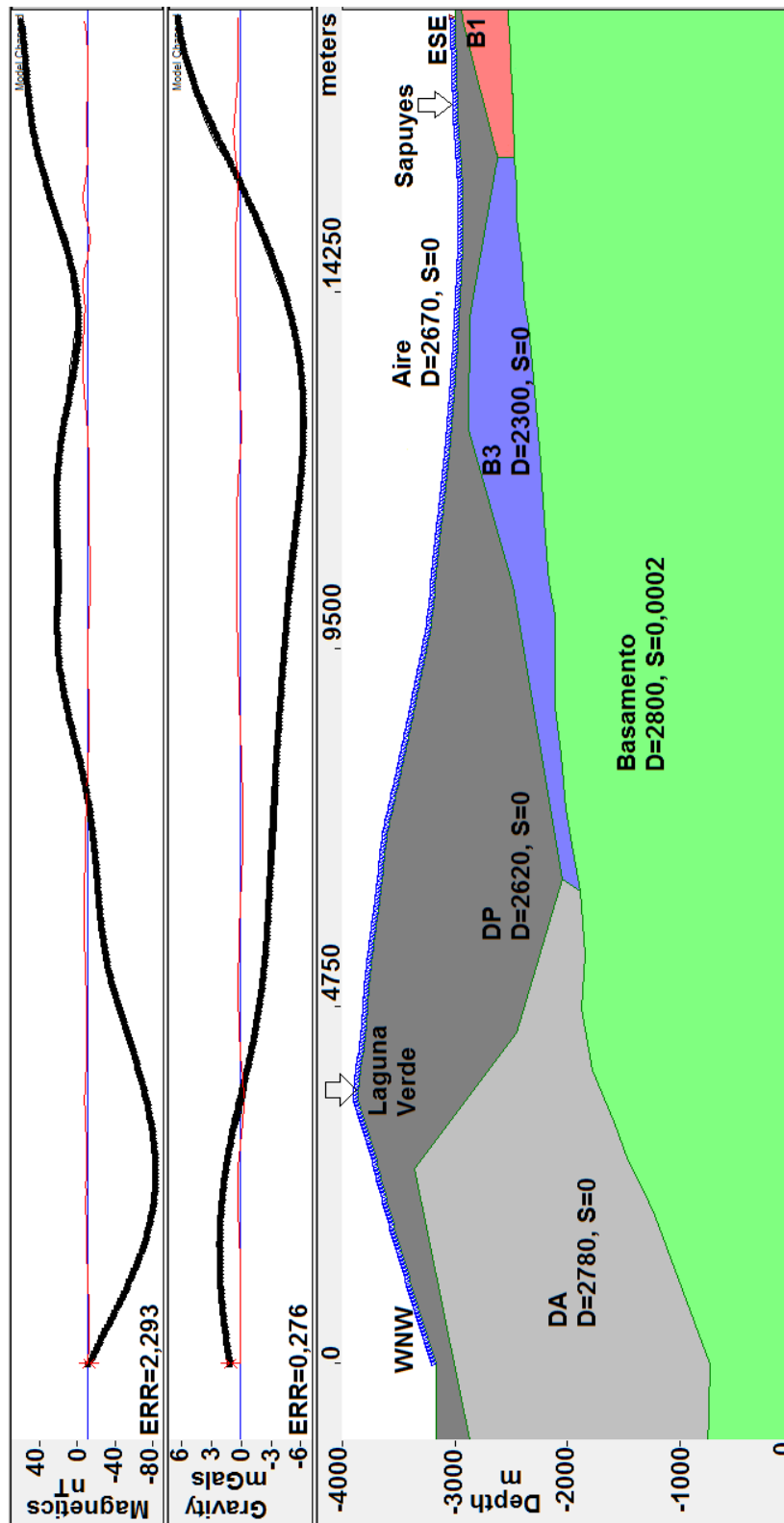


Figura 5-11. Modelo del subsuelo para el Perfil 8 (L8N)

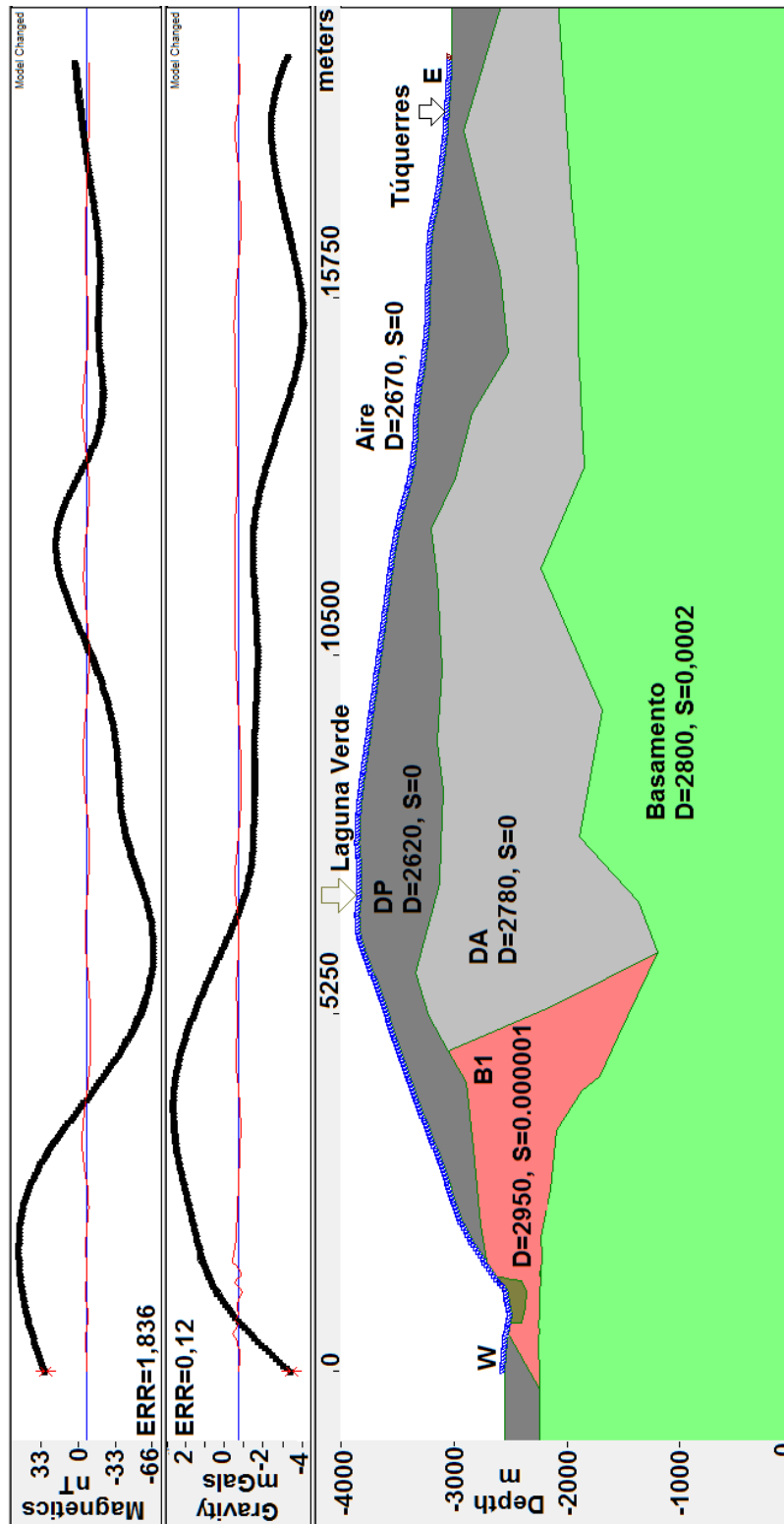
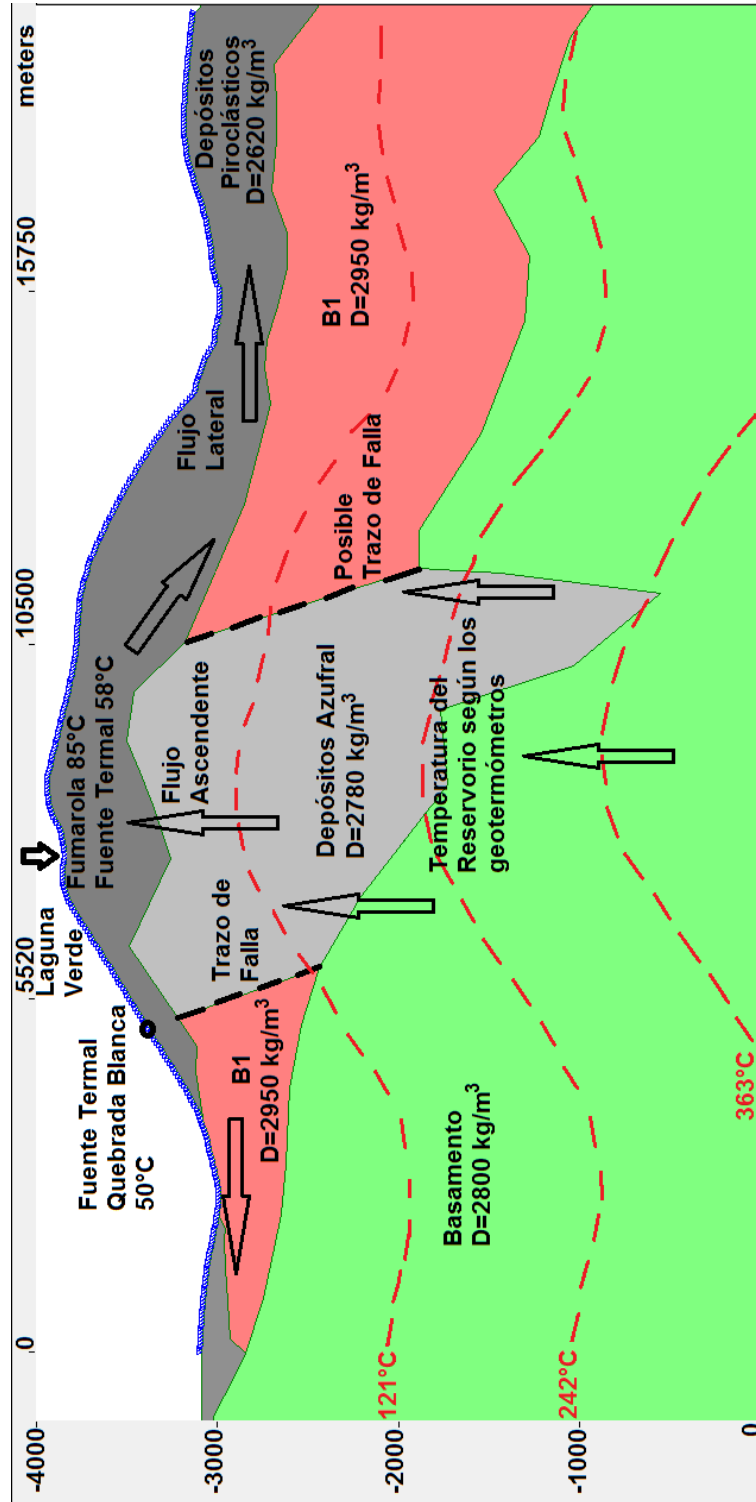


Figura 5-12. Modelo geotérmico del volcán Azufral con base en el modelo del subsuelo y los estimados del gradiente de temperatura para el Perfil 1 (L1N) en el que se indica con flechas el flujo ascendente a través de una zona de debilidad limitada por trazos de falla.



6. Conclusiones y recomendaciones

6.1 Conclusiones

La interpretación combinada de la magnetometría y la gravimetría medidas en campo, teniendo en cuenta además su integración con la geología y la geomorfología de la zona, permitió obtener varios modelos, basados en perfiles escogidos y trazados sobre los mapas de anomalía magnética residual y anomalía residual de Bouguer para estimar la estructura del subsuelo, la cual en su mayoría se encuentra compuesta por rocas ígneas de diferente composición y depósitos piroclásticos de diferentes volcanes.

En los modelos del subsuelo obtenidos, se observó zonas cuyos valores de densidad son bajos y con susceptibilidad magnética muy baja, lo cual podría deberse al aumento de la temperatura producido por la actividad volcánica. También se observó altos gravimétricos con susceptibilidad magnética baja, lo cual podría deberse a alteración hidrotermal de las rocas.

En algunas zonas del área estudiada, la estimación de la profundidad de las fuentes magnéticas tanto con el método espectral como con el método de Euler, sugiere profundidades máximas menores de 4 km bajo la cima volcánica, lo cual es acorde también con los modelos estructurales obtenidos.

Los gradientes estimados con el método espectral con valores entre 150°C/km y 250°C/km podrían indicar un reservorio de media a alta temperatura ubicado a menos de 2 km de profundidad, que es acorde con temperaturas encontradas por geotermómetros en pasados trabajos del Ingeominas.

La zona donde se encontraron los picos negativos de los valores de gravimetría y magnetometría con los índices de favorabilidad local, coincide con altos valores de flujo de calor y cuya descripción geológica las cataloga como cuencas que albergan unidades no consolidadas con porosidad primaria y grado de compactación bajo, que podría indicar presencia de fluidos calientes.

Los mapas de flujo de calor estimados para la zona estudiada, muestran áreas donde estos valores son mayores que los promedios normales del planeta, que pueden indicar zonas interesantes para realizar perforaciones y confirmar el valor del gradiente térmico

estimado con el método espectral, confirmar la presencia de fluidos calientes y que podrían ser considerados importantes para proyectos de prospección geotérmica.

En el modelo geotérmico propuesto para el volcán AzufraI con base en el modelo del subsuelo del Perfil 1 se observa que hay coincidencia entre un posible trazo de falla y la ubicación de la fuente termal Quebrada Blanca y que el cálculo de la temperatura con el geotermómetro de Na/K, es cercano a la isoterma de 242°C obtenida con el estimado del gradiente geotérmico del Perfil 1. Además se observa una zona de debilidad que se adentra en el basamento, que podría estar relacionada con el ascenso del magma del volcán AzufraI.

Los resultados de éste trabajo se convierten en un aporte para construir un modelo más completo de la estructura geotérmica del volcán AzufraI, que ha sido considerado desde la década de los 80 como un importante prospecto para desarrollar proyectos de generación de energía geotérmica.

6.2 Recomendaciones

Realizar estudios geofísicos y geoquímicos más detallados, realizar perforaciones para confirmar los datos de gradiente y flujo de calor estimados en éste trabajo con el método de análisis espectral. Adicionalmente las litologías de pozo ayudarían mucho a ajustar y mejorar los modelos del subsuelo.

La aplicación de otros métodos geofísicos como la Magnetotelúrica contribuiría en gran medida a mejorar los modelos del subsuelo y confirmar la presencia de fluidos, en especial porque las zonas en donde se estimó el mayor flujo de calor, quedan en zonas planas, lo que es ideal para la aplicación del método magnetotelúrico.

Para aplicar este tipo de estudio en otros volcanes se recomienda en lo posible mejorar el diseño de la cuadrícula de toma de datos, tratando de evitar que queden zonas sin buena cobertura e incluyendo en lo posible toda la zona de influencia del volcán a estudiar. También es de suprema importancia la integración de los modelos con la geología, por lo que se requiere asegurarse de que haya suficiente información al respecto. Sería ideal contar con medidas de laboratorio de la densidad de muestras de las unidades geológicas de la zona e igualmente contar con medidas de laboratorio de la susceptibilidad magnética, con miras a optimizar los modelos del subsuelo.

En toda estimación hay un margen de error por lo cual sería interesante comparar los datos de gradiente medidos en pozo con los estimados por el método espectral, para establecer la precisión del método y relaciones de proporcionalidad entre los datos.

A. Anexo: Base de datos de gravimetría y magnetometría.

En las siguientes tablas se consignan los datos de las estaciones medidas en la campaña de 2008 en la zona estudiada que comprende parte del área de influencia del volcán Azufral y el Altiplano Nariñense. La tabla contiene para cada estación el número de identificación, coordenadas planas de Gauss (origen Bogotá West Zone) en metros, altitud sobre el nivel del mar en metros, valor de gravedad observada en mGal, valor de anomalía de Bouguer total en mGal, valor del campo geomagnético total en nT, valor de anomalía magnética en nT, valor de la declinación en grados y valor de inclinación en grados.

Estac.	X [m]	Y [m]	Z [m]	GO [mGal]	ABT [mGal]	CMT [nT]	AM [nT]	D °	I °
4	939845	612341	3068	977240.9	-182.11				
1000	932021	607740	3144	977234.0	-173.27				
1002	931121	606988	3172	977215.3	-185.50				
1100	931981	607111	3117	977226.3	-187.38	30227.2	16.60	-2.8	24.3
1101	932385	606797	3086	977232.0	-188.61	30128.8	-80.60	-2.8	24.3
1102	932984	606832	3068	977235.2	-189.29	30181.8	-27.50	-2.8	24.3
1103	933477	606646	3046	977239.7	-189.81	30194.8	-13.70	-2.8	24.3
1104	933963	606162	3015	977245.7	-190.89	30295.1	88.60	-2.8	24.3
1105	934306	605890	3004	977247.7	-191.48	30286.3	81.00	-2.8	24.3
1106	934712	605475	2996	977249.0	-192.03	30301.5	98.20	-2.8	24.3
1107	935164	605045	2985	977250.6	-192.26	30299.0	97.80	-2.8	24.3
1108	935522	604708	2969	977254.4	-189.77	30319.2	119.50	-2.8	24.3
1109	934306	606386	3011	977246.8	-190.64	30328.1	121.10	-2.8	24.3
1110	934896	606030	2998	977248.8	-191.09	30305.0	99.80	-2.8	24.3
1111	935349	606239	2990	977250.1	-191.24	30290.6	84.80	-2.8	24.3
1112	935885	606048	2974	977253.6	-191.73	30336.2	131.40	-2.8	24.3
1113	936620	605996	2931	977264.0	-188.86	30241.4	36.90	-2.8	24.3
1114	936817	605499	2935	977264.2	-184.97	30157.3	-44.90	-2.8	24.3
1115	937358	605483	2913	977269.5	-181.32	30226.4	24.40	-2.8	24.3
1116	938018	605684	2934	977265.1	-181.86	30094.6	-107.40	-2.8	24.3
1117	938335	606175	2960	977260.5	-183.86	30349.6	146.20	-2.8	24.3
1118	938952	606057	2976	977257.0	-183.74	30363.9	161.80	-2.8	24.3
1119	939241	606583	2973	977257.2	-184.32	30394.3	190.90	-2.8	24.3
1120	934276	608214	3082	977234.0	-186.07	30055.4	-157.70	-2.8	24.3
1121	934738	607894	3040	977241.8	-188.00	30299.5	87.50	-2.8	24.3
1122	935284	607841	3016	977245.6	-189.46	30403.3	191.60	-2.8	24.3

Estac.	X [m]	Y [m]	Z [m]	GO [mGal]	ABT [mGal]	CMT [nT]	AM [nT]	D °	I °
1123	935599	607464	2997	977248.6	-190.67	30283.5	73.40	-2.8	24.3
1124	936030	607162	2982	977251.5	-190.74	30293.4	84.60	-2.8	24.3
1125	936460	606892	2962	977256.2	-190.76	30330.5	122.90	-2.8	24.3
1126	936937	606653	2942	977261.1	-191.09	30402.8	196.30	-2.8	24.3
1127	937456	606628	2902	977271.3	-187.65	30350.9	144.40	-2.8	24.3
1128	935385	609149	3073	977235.1	-186.27	30180.4	-35.70	-2.8	24.4
1129	935884	608858	3028	977243.1	-188.85	30156.6	-58.50	-2.8	24.4
1130	936322	608418	2998	977247.3	-191.16	30172.4	-41.00	-2.8	24.3
1131	939669	611323	2974	977257.5	-186.05	30456.6	233.80	-2.8	24.4
1132	939312	610794	2967	977256.6	-188.79	30507.1	286.10	-2.8	24.4
1133	939133	610199	2985	977250.8	-190.48	30351.1	132.70	-2.8	24.4
1134	939154	609503	2964	977254.4	-191.25	30339.1	123.30	-2.8	24.4
1135	939411	608909	2964	977253.8	-189.67	30280.8	67.90	-2.8	24.4
1136	939703	608454	2938	977259.8	-190.79	30157.2	-54.00	-2.8	24.3
1137	940121	607786	2896	977270.6	-190.26	30418.7	210.00	-2.8	24.3
1138	940016	607274	2888	977274.5	-186.39	30352.6	145.80	-2.8	24.3
1139	939656	606827	2952	977261.7	-184.69	30307.1	102.70	-2.8	24.3
1140	936652	608006	2970	977253.0	-191.75	30229.1	17.90	-2.8	24.3
1141	937146	607660	2951	977257.8	-191.41	30330.6	120.90	-2.8	24.3
1142	937764	607451	2940	977261.7	-189.93	30325.3	116.80	-2.8	24.3
1143	938425	607602	2914	977266.5	-191.64	30189.6	-19.30	-2.8	24.3
1144	936011	609428	3038	977241.4	-188.11	30210.1	-6.50	-2.8	24.4
1145	937930	610262	3032	977241.3	-188.40	30244.4	25.90	-2.8	24.4
1146	938249	609852	2999	977247.2	-190.24	30307.2	90.20	-2.8	24.4
1147	938274	610849	3044	977240.6	-186.64	30202.6	-17.80	-2.8	24.4
1148	938738	610377	3013	977245.0	-189.48	30320.2	101.70	-2.8	24.4
1149	933037	608656	3157	977220.3	-183.29				
1150	932625	608946	3202	977212.1	-181.43	30193.1	-21.64	-2.8	24.4
1151	933532	609018	3164	977220.0	-181.41	30122.1	-92.74	-2.8	24.4
1152	933334	609512	3187	977217.6	-178.11	30169.2	-47.54	-2.8	24.4
1153	933544	609609	3226	977208.7	-178.39	30204.8	-11.54	-2.8	24.4
1154	933517	610112	3283	977197.8	-175.72	30151.3	-66.34	-2.8	24.4
1155	931017	607784	3222	977206.4	-183.36	30193.2	-17.74	-2.7	24.3
1156	930737	608292	3275	977196.8	-181.19	30149.1	-63.44	-2.7	24.3
1157	930512	608699	3328	977186.9	-179.34	30067.0	-146.64	-2.7	24.4
1158	930269	609113	3401	977172.0	-177.96	30144.7	-69.74	-2.7	24.4
1159	932969	608615	3164	977218.5	-183.53				
1160	929369	607022	3176	977220.5	-180.32	30358.8	149.21	-2.7	24.3
1161	929254	607572	3254	977203.8	-179.27	30232.3	21.51	-2.7	24.3
1162	929173	608091	3310	977192.8	-177.77	30184.5	-27.69	-2.7	24.3
1163	927825	607643	3215	977218.7	-173.82	30210.8	-1.99	-2.7	24.3
1164	927879	608177	3261	977209.5	-172.34	30216.2	1.91	-2.7	24.3
1165	927968	608724	3330	977195.2	-170.64	30150.1	-65.39	-2.7	24.4
1166	924219	608653	3062	977269.9	-152.29	30178.3	-43.89	-2.7	24.4
1167	923960	609232	3046	977277.3	-146.79	30252.9	27.91	-2.7	24.4
1168	923814	609925	2976	977293.3	-142.16	30500.0	271.18	-2.7	24.4
1169	924046	610548	3012	977287.9	-139.20	30322.5	91.88	-2.7	24.4

Estac.	X [m]	Y [m]	Z [m]	GO [mGal]	ABT [mGal]	CMT [nT]	AM [nT]	D °	I °
1170	924494	610222	3081	977270.6	-142.66	30324.8	96.88	-2.7	24.4
1171	923831	608636	3100	977263.3	-152.73	30181.2	-40.52	-2.7	24.4
1172	923113	609009	3095	977268.7	-143.82	30357.3	133.48	-2.7	24.4
1173	922761	609656	3045	977281.3	-138.09	30204.1	-23.42	-2.7	24.4
1174	922305	610337	2959	977304.7	-128.34	30181.6	-50.32	-2.7	24.4
1175	927689	606581	3150	977231.4	-176.29	30287.4	78.08	-2.7	24.3
1176	924315	610986	2964	977298.4	-133.55	30491.0	258.30	-2.7	24.4
1177	923726	611537	2989	977295.7	-130.86	30112.8	-122.30	-2.7	24.4
1178	923204	611910	2899	977317.6	-126.60	30187.7	-50.60	-2.7	24.4
1179	923213	612476	2878	977322.2	-125.11	29550.5	-690.50	-2.7	24.4
1180	922297	610927	2877	977325.5	-124.87	30310.6	75.20	-2.7	24.4
1181	921688	611281	2792	977341.9	-124.21	30241.4	2.90	-2.7	24.4
1182	921055	611839	2573	977392.9	-117.02	30413.3	168.80	-2.7	24.4
1183	922165	612056	2436	977410.9	-110.00	30298.6	52.10	-2.7	24.4
1184	931498	608654	3269	977197.4	-181.56	30182.3	-29.30	-2.8	24.4
1185	931781	608198	3219	977206.8	-183.40	30253.5	43.30	-2.8	24.3
1186	930751	604334	3031	977241.7	-192.49	30264.6	66.70	-2.7	24.3
1187	927957	602105	3026	977242.2	-192.86	30278.6	87.50	-2.7	24.3
1188	927890	602832	3035	977243.8	-189.62	30204.9	10.90	-2.7	24.3
1189	927652	603537	3047	977245.3	-186.01	30279.5	82.60	-2.7	24.3
1190	927434	605933	3120	977249.3	-165.58	30278.6	93.32	-2.8	24.3
1191	927312	605261	3099	977252.2	-167.45	30236.7	53.72	-2.8	24.3
1192	927010	604642	3080	977255.3	-168.82	30164.5	-16.48	-2.7	24.3
1193	927514	604176	3059	977257.4	-171.47	30234.2	55.32	-2.7	24.3
1194	926529	602083	3031	977257.3	-176.91	30327.4	155.82	-2.7	24.2
1195	925918	601638	3047	977254.0	-174.58	30544.8	374.82	-2.7	24.2
1196	930562	606335	3116	977240.1	-174.04	30378.7	194.22	-2.8	24.3
1197	930844	605723	3070	977248.5	-176.40	30360.2	177.82	-2.8	24.3
1198	930365	605522	3073	977248.6	-175.64	30352.2	170.32	-2.8	24.3
1199	929591	605755	3111	977243.0	-172.65	30326.5	143.52	-2.8	24.3
1200	929108	605387	3097	977247.2	-172.09	30277.6	95.52	-2.8	24.3
1201	929659	605056	3085	977247.1	-174.43	30290.4	109.92	-2.8	24.3
1202	930011	604422	3053	977251.4	-177.69	30281.2	103.22	-2.8	24.3
1203	928868	604771	3072	977252.9	-172.50	30262.4	82.48	-2.8	24.3
1203	928868	604771	3072	977252.9	-172.50	30262.4	82.48	-2.8	24.3
1204	929312	604193	3060	977251.7	-175.76	30285.9	108.42	-2.8	24.3
1206	932511	605885	3052	977249.7	-178.89	30269.8	85.03	-2.8	24.3
1206	932511	605885	3052	977249.7	-178.89	30269.8	85.03	-2.8	24.3
1207	932773	605250	3025	977254.7	-180.35	30234.9	52.63	-2.8	24.3
1208	933180	604627	3005	977258.4	-181.46	30297.1	117.43	-2.8	24.3
1209	931119	603795	3019	977253.9	-182.92	30261.7	83.93	-2.8	24.3
1210	931733	603515	3009	977254.7	-184.38	30201.2	24.93	-2.8	24.3
1211	932404	603419	3009	977254.2	-184.81	30244.5	69.23	-2.8	24.3
1212	933087	603460	3008	977254.4	-184.57	30250.6	75.63	-2.8	24.3
1213	932344	602973	3010	977253.1	-185.87	30276.3	103.35	-2.8	24.2
1214	932836	602516	3011	977252.3	-185.86	30275.2	104.55	-2.8	24.2
1215	933258	601930	3046	977246.6	-183.88	30246.6	79.15	-2.8	24.2

Estac.	X [m]	Y [m]	Z [m]	GO [mGal]	ABT [mGal]	CMT [nT]	AM [nT]	D °	I °
1216	933364	601172	3055	977246.9	-182.05	30245.3	81.25	-2.8	24.2
1217	933576	600464	3134	977230.1	-179.66	30208.4	48.55	-2.8	24.2
1218	933538	600201	3147	977227.1	-178.86	30156.0	-2.65	-2.8	24.2
1219	934353	600285	3142	977230.1	-178.93	30208.5	50.15	-2.8	24.2
1220	935027	600340	3145	977231.1	-178.49	30194.7	36.75	-2.8	24.2
1221	935949	600329	3152	977233.0	-175.33	30235.1	78.05	-2.8	24.2
1222	935073	603990	2988	977262.0	-177.56	30201.8	27.09	-2.8	24.3
1223	934656	603310	3017	977255.4	-178.92	30263.7	91.79	-2.8	24.3
1224	934771	602592	3101	977239.2	-177.86	30152.5	-15.11	-2.8	24.2
1225	934809	601340	3083	977245.4	-178.83	30150.9	-11.81	-2.8	24.2
1226	934464	600677	3131	977232.8	-179.47	30153.3	-6.21	-2.8	24.2
1227	935910	599693	3160	977230.4	-175.58	30294.5	140.59	-2.8	24.2
1228	935353	599277	3130	977235.2	-179.63	30287.8	134.69	-2.8	24.2
1229	934677	599038	3108	977238.4	-181.97	30278.5	125.49	-2.8	24.2
1230	936046	600884	3152	977233.1	-175.29	30329.3	170.49	-2.8	24.2
1231	937553	601584	3242	977215.4	-170.71	30191.4	32.29	-2.8	24.2
1232	936773	601152	3188	977226.1	-172.79	30138.5	-20.21	-2.8	24.2
1233	935737	601425	3124	977238.1	-176.45	30167.5	5.89	-2.8	24.2
1234	936060	602400	3175	977228.8	-172.31	30580.3	415.69	-2.8	24.2
1235	936897	602813	3162	977231.6	-172.83	30017.7	-148.11	-2.8	24.2
1236	938658	603396	3239	977215.6	-168.18	30435.3	269.91	-2.8	24.3
1237	937847	602980	3205	977223.6	-170.22	30423.8	258.91	-2.8	24.2
1238	936709	603528	3187	977225.4	-171.38	30361.6	193.31	-2.8	24.3
1239	937188	604128	3207	977219.5	-169.51	30156.3	-13.79	-2.8	24.3
1240	938948	605483	3011	977264.3	-167.41	29998.5	-178.59	-2.8	24.3
1241	938585	604885	3046	977256.9	-165.29	29626.7	-547.69	-2.8	24.3
1242	938013	604518	3114	977242.1	-167.07	29096.9	-1075.39	-2.8	24.3
1243	938011	603709	3272	977206.8	-169.03	30491.3	324.61	-2.8	24.3
1244	928762	606113	3120	977245.6	-168.72	30328.3	142.11	-2.8	24.3
1245	928239	606115	3118	977247.9	-167.02	30302.3	115.71	-2.8	24.3
1246	925155	605660	3109	977256.3	-162.06	30234.7	47.31	-2.7	24.3
1247	922238	607837	3278	977237.2	-131.78	30154.6	-40.48	-2.7	24.3
1248	922895	607932	3227	977247.8	-136.47	30110.1	-85.58	-2.7	24.3
2100	938539	611710	3081	977236.6	-183.16	30241.6	40.84	-2.8	24.4
2101	937821	611828	3192	977212.5	-179.04	30148.0	-52.16	-2.8	24.4
2102	937276	612074	3213	977210.7	-179.01	30072.5	-128.76	-2.8	24.4
2103	936417	612778	3246	977209.5	-176.80	30032.5	-171.52	-2.8	24.4
2104	938039	611243	3061	977239.5	-184.46	30314.8	115.68	-2.8	24.4
2105	937544	610704	3059	977237.5	-186.08	30302.5	105.18	-2.8	24.4
2106	936778	610522	3064	977237.3	-185.29	30171.1	-26.02	-2.8	24.4
2107	936210	610452	3062	977238.8	-184.41	30376.4	179.08	-2.8	24.4
3000	932323	612782	3643	977140.4	-161.39				
3100	932913	612584	3604	977143.1	-162.95	31217.8	995.15	-2.8	24.4
3101	933486	612497	3563	977149.7	-161.79	29692.4	-530.05	-2.8	24.4
3102	934081	612582	3482	977163.9	-164.43	30116.0	-107.55	-2.8	24.4
3103	934368	612984	3422	977179.1	-163.35	30091.9	-133.85	-2.8	24.4
3104	934342	612467	3391	977183.0	-166.46	30066.9	-157.25	-2.8	24.4

Estac.	X [m]	Y [m]	Z [m]	GO [mGal]	ABT [mGal]	CMT [nT]	AM [nT]	D °	I °
3105	934613	611928	3321	977194.4	-171.87	30024.9	-197.85	-2.8	24.4
3106	935093	611508	3303	977194.5	-174.81	29959.2	-261.65	-2.8	24.4
3107	935589	611445	3237	977208.0	-177.18	30061.9	-159.25	-2.8	24.4
3108	936158	611496	3186	977217.7	-179.90	30087.6	-134.05	-2.8	24.4
3109	936632	611103	3139	977224.1	-183.11	30095.8	-124.55	-2.8	24.4
3110	937888	613200	3186	977223.2	-176.64	30096.6	-130.65	-2.8	24.4
3111	937517	613691	3236	977215.4	-172.70	29972.5	-256.35	-2.8	24.4
3112	937179	614244	3263	977213.2	-167.29	29949.3	-281.65	-2.8	24.4
3113	936521	614102	3220	977223.1	-169.46	29666.4	-564.92	-2.8	24.4
3114	935980	614350	3174	977236.2	-163.26	30149.7	-83.82	-2.8	24.4
3115	935090	614202	3246	977221.9	-161.41	30525.9	293.38	-2.8	24.4
3116	936298	614793	3117	977250.8	-158.53	30375.5	139.68	-2.8	24.4
3117	936597	615344	3098	977257.4	-155.13	30068.4	-169.72	-2.8	24.4
3118	936141	615865	3040	977273.1	-151.59	29893.0	-348.52	-2.8	24.5
3119	935588	615744	2942	977293.3	-142.64	29879.0	-363.92	-2.8	24.5
3120	935142	615426	2991	977282.3	-144.29	30346.8	105.58	-2.8	24.5
3121	934470	615256	3058	977268.8	-143.11	30119.1	-121.02	-2.8	24.4
3122	935871	616527	2909	977303.3	-142.42	30297.0	50.79	-2.8	24.5
3123	935840	617107	2887	977310.4	-141.32	30223.1	-25.81	-2.8	24.5
3124	935991	617809	2862	977318.4	-139.59	30368.4	116.39	-2.8	24.5
3125	936159	618687	2800	977335.9	-132.62	30095.3	-161.11	-2.8	24.5
3126	934902	622056	2676	977365.1	-125.16	29940.8	-332.31	-2.8	24.5
3127	934718	621446	2774	977343.0	-121.38	30043.5	-225.81	-2.8	24.5
3128	934392	620698	2852	977324.0	-123.39	30288.8	23.49	-2.8	24.5
3129	929017	612469	3953	977069.4	-151.97	30132.2	-87.34	-2.7	24.4
3130	929188	612193	3857	977093.9	-158.38	30346.1	126.36	-2.7	24.4
3131	929608	611869	3785	977107.5	-162.17	29979.4	-239.64	-2.7	24.4
3132	930002	611554	3706	977122.7	-163.78	29884.3	-334.34	-2.8	24.4
3133	930322	611113	3642	977133.7	-164.74	29961.9	-255.54	-2.8	24.4
3134	930411	610637	3623	977133.3	-168.05	30221.1	5.36	-2.8	24.4
3135	930733	610192	3525	977151.3	-170.89	30157.5	-57.54	-2.8	24.4
3136	930823	609747	3430	977169.5	-173.65	30107.4	-107.14	-2.8	24.4
3137	931059	609284	3353	977183.7	-175.96	30122.2	-91.34	-2.8	24.4
3138	931296	608956	3301	977193.8	-177.55	30205.6	-7.14	-2.8	24.4
3139	934048	620134	2825	977332.6	-127.87	30659.5	396.47	-2.8	24.5
3140	934071	619416	2894	977318.1	-127.36	30300.9	41.77	-2.8	24.5
3141	934247	618894	2866	977323.6	-132.61	29952.2	-305.03	-2.8	24.5
3142	933957	618320	2891	977316.8	-133.65	30405.0	150.27	-2.8	24.5
3143	935761	617792	2984	977293.5	-140.38	30172.0	-77.63	-2.8	24.5
3144	935735	618355	3026	977285.4	-133.32	30150.3	-101.03	-2.8	24.5
3145	935449	617497	3087	977268.5	-137.64	29704.1	-543.03	-2.8	24.5
3146	935117	616959	3183	977244.7	-138.19	30075.2	-152.45	-2.8	24.5
3147	934799	616451	3251	977230.3	-138.79	29942.7	-282.05	-2.8	24.4
3148	934466	615937	3306	977218.1	-142.38	29751.3	-470.85	-2.8	24.4
3149	934598	614535	3249	977225.5	-155.86	29980.3	-236.85	-2.8	24.4
3150	938728	612218	3117	977232.8	-179.45	30309.9	103.75	-2.8	24.4
3151	938288	612874	3167	977227.0	-175.69	30158.4	-50.05	-2.8	24.4

Estac.	X [m]	Y [m]	Z [m]	GO [mGal]	ABT [mGal]	CMT [nT]	AM [nT]	D °	I °
3152	937757	613078	3220	977216.4	-174.11	30073.0	-135.95	-2.8	24.4
3153	937197	613443	3266	977209.1	-169.96	30068.1	-141.88	-2.8	24.4
3154	936405	613341	3297	977203.1	-168.64	29964.6	-245.08	-2.8	24.4
3155	935690	613226	3346	977193.0	-166.90	30009.4	-199.68	-2.8	24.4
3156	934953	613163	3371	977190.5	-164.10	29967.8	-241.28	-2.8	24.4
3157	931730	612974	3707	977128.6	-160.99	29976.3	-229.78	-2.8	24.4
3158	930991	613255	3754	977121.8	-155.26	29951.2	-255.88	-2.8	24.4
3159	930410	612740	3803	977107.6	-156.39	29800.0	-404.68	-2.8	24.4
3160	932632	613398	3723	977122.4	-154.26	30382.3	175.52	-2.8	24.4
3161	931964	613700	3715	977129.0	-155.05	30324.4	115.72	-2.8	24.4
3162	931620	614256	3754	977122.2	-145.49	30342.1	132.66	-2.8	24.4
3163	937758	614544	3285	977212.0	-162.30	30019.1	-190.96	-2.8	24.4
3164	938295	615083	3275	977217.7	-160.05	29909.5	-302.46	-2.8	24.4
3165	937918	615689	3252	977226.1	-155.11	29544.6	-670.46	-2.8	24.4
3166	937765	616441	3206	977238.9	-150.03	30144.7	-74.26	-2.8	24.4
3167	938081	617206	3139	977258.2	-145.26	29973.1	-249.76	-2.8	24.5
3168	937549	617895	3058	977277.5	-139.29	30212.5	-14.86	-2.8	24.5
3169	937624	618844	2977	977297.0	-132.77	30220.5	-11.86	-2.8	24.5
3170	937540	619855	2933	977308.0	-127.67	30085.4	-151.86	-2.8	24.5
3171	931065	614637	3710	977133.5	-144.08	29970.6	-241.44	-2.8	24.4
3172	931093	615252	3489	977183.9	-141.65	29419.1	-798.74	-2.8	24.4
3173	931544	615735	3379	977206.1	-139.70	30029.8	-191.24	-2.8	24.4
3174	931839	616350	3362	977208.1	-139.01	30311.2	87.66	-2.8	24.4
3175	932274	616970	3365	977204.3	-136.32	30073.3	-152.44	-2.8	24.5
3176	932745	617478	3252	977231.5	-134.10	29919.6	-309.44	-2.8	24.5
3177	933232	617984	3200	977240.2	-132.99	30003.3	-228.24	-2.8	24.5
3178	929591	612539	3887	977087.5	-153.30	29544.0	-657.83	-2.8	24.4
3179	928217	613487	3867	977100.9	-145.60	30212.4	5.27	-2.8	24.4
3180	928117	614246	3854	977107.1	-138.56	30401.2	190.67	-2.8	24.4
3181	927373	614608	3769	977126.5	-138.52	28925.5	-1288.33	-2.8	24.4
3182	928320	612361	3815	977107.0	-158.87	30432.5	229.37	-2.8	24.4
3183	928061	612924	3915	977083.2	-149.39	29945.9	-256.92	-2.8	24.4
3184	927597	612414	3949	977067.3	-148.75	29998.0	-202.62	-2.8	24.4
3185	926898	612302	3703	977131.4	-145.24	29820.2	-384.12	-2.8	24.4
3186	926192	612313	3565	977162.9	-139.88	29773.9	-433.02	-2.8	24.4
3187	925468	612134	3401	977200.6	-135.55	29300.5	-908.72	-2.7	24.4
3188	924772	612149	3250	977236.2	-131.82	28867.1	-1344.92	-2.7	24.4
3189	934079	611430	3304	977199.6	-169.78	30193.7	5.58	-2.8	24.4
3190	934911	611214	3223	977215.2	-173.26	30234.9	47.18	-2.8	24.4
3191	935083	610512	3160	977224.5	-176.86	30059.6	-126.02	-2.8	24.3
3192	927272	599562	3015	977241.2	-196.42	30106.3	-42.92	-2.8	24.2
5100	932135	599792	3090	977225.0	-197.04	30127.7	-29.85	-2.8	24.2
5101	931176	599376	3089	977225.0	-197.84	30079.8	-76.85	-2.8	24.2
5102	930503	598980	3096	977221.1	-199.84	30101.1	-54.35	-2.8	24.2
5103	928763	598462	3125	977212.1	-201.35	30127.5	-26.85	-2.7	24.2
5104	928078	598458	3100	977218.7	-199.25	29952.8	-202.45	-2.7	24.2
5105	926404	597535	3066	977225.0	-200.48	30024.7	-128.55	-2.7	24.2

Estac.	X [m]	Y [m]	Z [m]	GO [mGal]	ABT [mGal]	CMT [nT]	AM [nT]	D °	I °
5106	925738	597710	3040	977230.5	-202.46	30064.9	-90.05	-2.7	24.2
5107	925161	598236	3057	977229.4	-199.02	30027.2	-130.05	-2.7	24.2
5108	924533	598576	3093	977224.9	-194.16	30043.5	-115.15	-2.7	24.2
5109	924054	599111	3131	977220.5	-188.94	30041.7	-118.95	-2.7	24.2
5110	928382	597737	3168	977201.8	-201.34	30114.1	-26.07	-2.8	24.2
5111	930978	596803	3189	977200.2	-198.63	30045.6	-88.27	-2.8	24.1
5112	930314	597150	3166	977204.2	-201.66	30037.0	-99.17	-2.8	24.1
5113	929966	597762	3152	977205.9	-203.24	30142.9	3.73	-2.8	24.2
5114	933344	595817	3237	977192.2	-193.98	30085.9	-41.22	-2.8	24.1
5115	932987	596488	3212	977197.8	-195.64	29964.2	-166.32	-2.8	24.1
5117	932974	597830	3122	977220.2	-195.88	30320.9	183.68	-2.8	24.2
5118	933308	598390	3066	977233.5	-194.29	30116.2	-23.92	-2.8	24.2
5118	933308	598390	3066	977233.5	-194.29	30116.2	-23.92	-2.8	24.2
5119	933889	598936	3133	977218.4	-193.82	30279.9	138.98	-2.8	24.2
5120	933790	599666	3141	977217.6	-191.17	30235.3	91.48	-2.8	24.2
5121	930987	597675	3143	977210.5	-200.95	30147.7	9.78	-2.8	24.2
5122	930732	598341	3098	977220.2	-201.21	30179.2	37.68	-2.8	24.2
5123	938498	601456	3384	977169.8	-185.13	30512.4	368.94	-2.8	24.2
5124	937801	601111	3311	977185.7	-186.08	30351.0	207.34	-2.8	24.2
5125	935890	596093	3231	977194.6	-191.39	30020.1	-105.76	-2.8	24.1
5126	936225	597103	3218	977200.6	-190.38	30216.1	86.14	-2.8	24.1
5127	936217	597566	3182	977210.8	-191.47	30190.2	57.84	-2.8	24.2
5128	936254	598241	3152	977218.4	-191.79	30200.7	65.14	-2.8	24.2
5129	936378	598932	3166	977216.6	-188.97	30120.3	-17.76	-2.8	24.2
5130	936446	599679	3200	977210.4	-186.15	30367.2	226.64	-2.8	24.2
5131	924088	599768	3135	977222.2	-185.57	29997.0	-154.78	-2.7	24.2
5132	925088	601392	3117	977228.3	-180.58	30745.7	587.82	-2.7	24.2
5133	924553	601803	3215	977209.6	-176.62	30390.7	232.12	-2.7	24.2
5134	924549	602434	3260	977200.4	-175.21	30266.4	105.92	-2.7	24.2
5135	924132	603063	3246	977209.8	-171.60	30097.7	-65.88	-2.7	24.2
5136	923962	604259	3182	977228.8	-167.15	30184.4	14.82	-2.7	24.3
5137	923336	603718	3300	977205.3	-164.38	30193.2	27.12	-2.7	24.2
5138	923652	603852	3220	977220.9	-165.13	30271.1	103.52	-2.7	24.2
5139	923018	601409	3422	977169.7	-173.72	30398.0	243.17	-2.7	24.2
5140	924098	600848	3245	977201.7	-179.16	30104.5	-49.73	-2.7	24.2
5141	924991	600293	3103	977227.9	-187.12	30053.9	-99.43	-2.7	24.2
5142	926412	601191	3024	977243.6	-191.88	30359.1	202.17	-2.8	24.2
5143	926390	600525	3019	977242.5	-194.12	30330.4	176.31	-2.8	24.2
5144	925913	600689	3032	977241.9	-190.64	30309.9	155.01	-2.7	24.2
5145	925492	600227	3050	977237.6	-190.27	30273.3	120.21	-2.7	24.2
5146	922775	599933	3343	977182.0	-178.08	30148.8	-0.99	-2.7	24.2
5147	923258	599413	3208	977208.2	-183.20	30106.5	-42.79	-2.7	24.2
5148	931566	601378	3017	977238.5	-198.56	30248.5	95.21	-2.8	24.2
5149	931299	600716	3073	977226.8	-196.77	30077.0	-72.99	-2.8	24.2
10000	943337	611476	2940	977221.6	-225.69				

7. Bibliografía

- Aguirre, A., & Barragán, R. (2006). Geochemical Data Interpretation of Thermal Springs in Colombia. *Proceedings, Thirty-First Workshop on Geothermal Reservoir Engineering* (págs. 1-7). Stanford: Stanford University.
- Ahrens, T. (1995). *Rock Physics & Phase Relations a Handbook of Physical Constants*. Washington: American Geophysical Union, AGU.
- AI, INGEOMINAS, & UNIANDES. (1996). *Estudio general de Amenaza Sísmica de Colombia*. Santa Fe de Bogotá: Ingeominas, Publicaciones Especiales.
- Alfaro, C. (2001). *Exploración y Evaluación de Recursos Geotérmicos*. Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear. Bogotá: Ingeominas.
- Alfaro, C., Garzón, G., & Bobadilla, L. (2008). Geoquímica Preliminar de Gases del Sistema Geotérmico del Volcán Azufral. *Geología Colombiana*(33), 91-98.
- Aquater. (1987). *Proyecto geotérmico binacional Tufiño – Chiles – Cerro Negro. Modelo geotérmico, síntesis y recomendaciones. Informe para OLADE*. Bogotá: Olade.
- Arango, J., & Ponce, A. (1982). Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Nariño, Escala 1:400.000. Bogotá: Ingeominas.
- Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*(22), 359-383.
- Baranov, V., & Naudy, H. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*(29), 67-69.
- Barrero, D. (1979). Geology of the central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia. *Ingeominas, Publicaciones Geológicas Especiales*(4), 1-75.
- Bechon, F., & Monsalve, M. (1991). Activité récente préhistorique du volcan Azufral (S-W de la Colombie). (Gauthier-Villars, Ed.) *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 313(1), 99-104.
- Betancur, T., & Correa, A. (1992). *Estudio Geológico de los Depósitos Piroclásticos Proximales del Volcán Azufral, Colombia*. Medellín: Universidad Nacional de Colombia.
- Blakely, R. (1996). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Bravo de Guenni, L. (2011). *Universidad Simón Bolívar*. Recuperado el 02 de Mayo de 2011, de Centro de Estadística y Software Matemático (CESMa): <http://www.cesma.usb.ve/~lbravo/co6324/clase5.pdf>
- Bunterbarth, G. (1994). *Geotermia* (Primera Edición en Español ed.). (O. Campos, Trad.) México: Grafos Editores.
- Calvache, M. (1999). *Informe Volcán Azufral, Proyectos B98G04 y C98R06*. Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química. Pasto: Ingeominas.
- Calvache, M., Bobadilla, L., García, F., Rivera, A., Angel, C., Chilito, E., y otros. (1997). *Informe Visita de Reconocimiento, Proyecto Prefactibilidad Geotérmica en el*

- Volcán Azufral, Fase 1*. Instituto de Investigación e Información Geocientífica Minero-Ambiental y Nuclear. Bogotá: Ingeominas.
- Calvache, M., Monsalve, M. L., & Torres, P. (2000). *Informe Preliminar Proyecto Evaluación de Amenazas y Riesgos Volcánicos C99R06*. Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero Ambiental y Nuclear. Pasto: Ingeominas.
- Carvajal, D., Alfaro, C., Molano, J., Romero, D., & Mojica, J. (2008). Contribución al Modelo Geotérmico del Volcán Azufral a partir de Identificación de Zonas de Alteración Hidrotermal. *Geología Colombiana*(33), 99-108.
- Cas, R., & Wright, J. (1993). *Volcanic successions: Modern and ancient. A geological approach to processes, products and successions*. London: Allen & Unwin.
- Cepeda, H., Acevedo, A., & Lesmes, L. (1987). *Características Químicas y Petrográficas de los Volcanes Azufral, Cumbal y Chiles-Cerro Negro, Colombia, S.A*. Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras. Medellín: Ingeominas.
- Connard, G. C. (1983). Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in central Oregon. *Geophysics*, 48(3), 376-390.
- Cortés, G. (1999). *Cartografía y Estratigrafía de los Depósitos Proximales del Volcán Azufral - Cuenca del Río Sapuyes*. Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero Ambiental y Nuclear. Manizales: Ingeominas.
- Cortés, G., & Bernal, N. (1998). *Reconocimiento y Cartografía de los Depósitos Volcánicos Distales del Azufral*. Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química. Manizales: Ingeominas.
- Cortés, G., & Calvache, M. (1997). *Geología del Volcán Azufral Primera Fase*. Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química. Pasto: Ingeominas.
- De Bermoudes, O. (2009). *Evaluación Hidrogeológica Regional del Altiplano Nariñense*. Instituto Colombiano de Geología y Minería. Bogotá: Ingeominas.
- De Ritis, R., Ventura, G., Chiappini, M., Carluccio, R., & Von Frese, R. (2010). Regional magnetic and gravity anomaly correlations of the Southern Tyrrhenian Sea. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*(181), 21-41.
- De Souza, H., Espinosa, A., & Delaloye, M. (1984). K/Ar aGES of basic rocks in the Patía Valley, Southwest Colombia. *Tectonophysics*(107), 123-145.
- Dewangan, P., Ramprasad, T., Ramana, M., Desa, M., & Shailaja, B. (2007). Automatic interpretation of magnetic data using Euler deconvolution with nonlinear background. *Pure and Applied Geophysics*(164), 2359 - 2372.
- Ebbing, J., Gernigon, L., Pascal, C., Olesen, O., & Osmundsen, P. T. (2009). A discussion of structural and thermal control of magnetic anomalies on the mid-Norwegian margin. *Geophysical Prospecting*(57), 665-681.
- Fontaine, E. (1994). *Evolution Volcanologique et Géochimique du Volcan Azufral, Colombie, Amérique du Sud*. Tesis, Universidad de Montreal, Canadá.
- Fontaine, E., & Stix, J. (1993). Evolution Pérologique et Geochemique du Complexe de Domes du Volcan Azufral (Colombie, Amérique du Sud). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 317(11), 1501-1508.
- Franco, J. V. (2007). *Prospección Geoeléctrica en el Altiplano Nariñense*. Instituto Colombiano de Geología y Minería. Valledupar: Ingeominas.
- Garzón, M. (2006). *Estudio Gravimétrico en el Altiplano Nariñense*. Instituto Colombiano de Geología y Minería. Bogotá: Ingeominas.
- GEA. (2011). *Geothermal Energy Association*. Recuperado el 20 de Agosto de 2011, de Geothermal Basics: http://geo-energy.org/geo_basics.aspx

- Geocol2004. (2009). *Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC*. Recuperado el 10 de Septiembre de 2009, de Magna Sirgas, Modelo Geoidal Geocol2004: http://www2.igac.gov.co:8080/igac_web/UserFiles/File/MAGNAWEB_final/Geocol2004.htm
- Geored. (2009). *Geored*. Recuperado el 10 de Septiembre de 2009, de Ingeominas: <http://geored.ingegominas.gov.co/>
- Geosoft. (2009). Recuperado el 01 de Septiembre de 2009, de Geosoft Company: <http://www.geosoft.com/products/oasis-montaj>
- Gómez, D. (2012). *Modelamiento de Reservorios Magmáticos del Volcán Azufral (Departamento de Nariño) a partir de Anomalías de Campos Potenciales*. Tesis, Universidad Nacional de Colombia, Pasto.
- Gómez, D., & Ponce, P. (2009). *Levantamiento Geofísico (Gravimétrico y Magnético) en el Área Geotérmica del Volcán Azufral, Departamento de Nariño*. Instituto Colombiano de Geología y Minería. Pasto: Ingeominas.
- González, H., Núñez, A., & París, G. (1988). Mapa Geológico de Colombia. Escala 1:1.500.000. Memoria explicativa. 1-71. Bogotá: Ingeominas.
- González, H., Zapata, G., & Montoya, D. (2002). *Geología y Geomorfología de la Plancha 428 Túquerres. Memoria Explicativa*. Instituto Colombiano de Geología y Minería, Nariño. Medellín: Ingeominas.
- Hernández, O. (2006). *Tectonic analysis of northwestern south America from integrated satellite, airborne and surface potential field anomalies*. Ohio, United States of América: The Ohio State University.
- IGAC. (1998). *Gravimetría*. Bogotá, Colombia: Instituto Geográfico Agustín Codazzi.
- IHFC. (2011). *International Heat Flow Commission, IASPEI*. Recuperado el 20 de Agosto de 2011, de RWTH Aachen University: <http://www.geophysik.rwth-aachen.de/IHFC/heatflow.html>
- Ingeominas. (2003). Geología de la Plancha 428 Túquerres. (H. González, & G. Zapata, Edits.) Bogotá, Colombia: Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear.
- Ingeominas. (2003). Mapa Geomorfológico, Plancha 428 Túquerres. (D. Montoya, Ed.) Bogotá, Colombia: Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear.
- Ingeominas. (2009). *Ingeominas*. Recuperado el 10 de Abril de 2010, de Observatorio Vulcanológico de Pasto: <http://www.ingegominas.gov.co/Pasto.aspx>
- Kis, K. (1990). Transfer properties of the reduction of magnetic anomalies to the pole and to the equator. *Geophysics*, 55(9), 1141-1147.
- McCourt, W., Aspden, J., & Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes, continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*(141), 831-845.
- Merriam, D., & Sneath, P. (1966). Quantitative comparison of contour maps. *Journal of Geophysical Research*(7), 1105-1115.
- Millward, D., Marriner, G., & Saunders, A. (1984). Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the Western Cordillera of Colombia. *Journal of the Geological Society*(141), 847-860.
- Murcia, L., & Cepeda, H. (1991). *Mapa Geológico de Colombia, Plancha 429 Pasto, escala 1:100.000. Memoria Explicativa*. Bogotá: Ingeominas.
- Murcia, L., & Pichler, H. (1987). Geoquímica y dataciones radiométricas de las ignimbritas cenozoicas del SW de Colombia. *CIAF*(2), 346-363.

- Neiza, N. (2006). *Estudio Gravimétrico de la Cuenca Hidrogeológica del Valle de Guachucal - Azufral, Nariño*. Instituto Colombiano de Geología y Minería. Bogotá: Ingeominas.
- Nelson, W. (1957). Contribution to geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. *Leidse Geologische Mededelingen*(22), 1-76.
- Nettleton, L. L. (1976). *Gravity and Magnetism in Oil Prospecting*. New York: McGraw-Hill.
- NOAA. (2009). *National Oceanic and Atmospheric Administration*. Recuperado el 15 de Octubre de 2009, de National Geophysical Data Center: http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/geom_util/utilities_home.shtml
- Ochoa, L. H. (2002). *Manual de Usuario Programa CORRTOP*. Informe Técnico, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- Okubo, Y., Graf, R., Hansen, R., & Ogawa, K. (1985). Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics*, 53(3), 481-494.
- Olade. (1982). *Estudio de Reconocimiento de Los Recursos Geotérmicos de la República de Colombia* (Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia, 1995 ed., Vol. Tomo XXI). (E. Lozano, Ed.) Bogotá: Ingeominas.
- Ordóñez, L. A. (1990). *Un modelo de la estructura del volcán Galeras con base en datos magnéticos*. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia.
- Parasnis, D. (1970). *Principios de Geofísica Aplicada*. (E. Orellana, Trad.) Madrid: Paraninfo.
- Parasnis, D. (1971). Physical Property Guide for Rock and Minerals. *Geophysical Memorandum*, 71(4), 12.
- Pinilla, A., Ríos, P., Rodríguez, B., Roa, H., & Ladino, F. (2007). *Memoria Explicativa de la Cartografía Geológica y Geomorfológica del Altiplano Nariñense*. Instituto Colombiano de Geología y Minería. Bogotá: Ingeominas - Universidad Nacional, Acuerdo Específico 046/2005.
- Pinilla, A., Ríos, P., Rodríguez, B., Sánchez, J., Pulgarín, B., Borrero, C., y otros. (2008). El Neógeno Volcánico en el Altiplano Nariñense, Suroccidente Colombiano. *Geología Colombiana*(33), 69-78.
- Pollack, H., Hurter, S., & Johnson, J. (1993). Heat Flow from the Earth's Interior: Analysis of the Global Data Set. *Reviews of Geophysics*, 31(3), 267 - 280.
- Reid, A., Allsop, J., Granser, H., Millet, A., & Somerton, I. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55(1), 80-91.
- Reynolds, J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. New York: John Wiley & Sons.
- Rodríguez, B., Velandia, F., & Cárdenas, R. (2008). Teledetección y SIG Aplicados a la Exploración Geológico-Geofísica en el Altiplano Nariñense - Colombia. *Geología Colombiana*(33), 79-90.
- Sánchez, L. (2003). *Determinación de la Superficie Vertical de Referencia para Colombia*. Tesis, Universidad Tecnológica de Dresden, Dresden.
- Scintrex. (2009). *Scientific Instruments, Research and Exploration*. Recuperado el 01 de Septiembre de 2009, de <http://www.scintrexltd.com/>
- Silva, J. (1986). Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies. *Geophysics*(51), 369-382.
- Smithsonian. (2010). *Global Volcanism Program*. Recuperado el 10 de Abril de 2010, de <http://www.volcano.si.edu/world/list.cfm>
- Spector, A., & Grant, F. (1970). Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. *Geophysics*, 35(2), 293-302.

- Stacey, F., & Davis, P. (2008). *Physics of the Earth* (Fourth Edition ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Tanaka, A., Okubo, Y., & Matsubayashi, O. (1999). Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly. *Tectonophysics*(306), 461-470.
- Thouret, J. (1983). Aspectos y problemas geomorfológicos en la Cordillera Central de Colombia, transecto Parque de los Nevados (introducción y datos iniciales). *Studes tropical ecosystem*(1), 56-87.
- TopCon. (2009). *Topcon Corporation*. Recuperado el 01 de Septiembre de 2009, de <http://www.topcon.co.jp/en/positioning/products/product/gnss/gb1000.html>
- Torres, P., Cortés, G., Calvache, M., & Monsalve, M. L. (2001). Geología y Estratigrafía del Volcán Azufral, Colombia. *VIII Congreso Colombiano de Geología*, (pág. 11). Manizales.
- Udías, A., & Mezcuca, J. (1997). *Fundamentos de Geofísica*. Madrid: Alianza Editorial, S.A.
- Van der Hammen, T. (1958). Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos. *Serv. Geol. Nat., Bol. Geol.*(6), 67-128.
- Vásquez, L. (2007). Magnetometría Aplicada a la Exploración de Aguas Subterráneas en Nariño. *Memorias XI Congreso Colombiano de Geología* (pág. 4). Bucaramanga: XI Congreso Colombiano de Geología.
- Velandia, F., Romero, D., Rodríguez, B., Hincapié, G., & Salazar, E. (2006). Esquema Estructural para Exploración Hidrogeológica en el Altiplano Nariñense. *Memorias, II Congreso Colombiano de Hidrogeología*, (pág. 6). Bucaramanga.
- Velandia, F., Salazar, E., Pulgarín, B., Forero, H., & Hincapié, G. (2008). Estratigrafía de los Depósitos Volcánicos del Altiplano Nariñense, Colombia. *Geología Colombiana*(33), 89-100.
- Velásquez, M., & Parra, E. (2002). *Geología de la Plancha 447 Ipiales y 447Bis Tallambi, Departamento de Nariño, Escala 1:100.000. Memoria Explicativa*. Medellín: Ingeominas.
- Von Freese, R., Jones, M., & Kim, J. (1997). Analysis of anomaly correlations. *Geophysics*(62), 342-350.
- Wohletz, K., & Heiken, G. (1992). *Volcanology and Geothermal Energy*. Berkeley, California: University of California Press.