

Estudio geofísico para la prospección mineral en el sector de Algarrobo-La Llandada de los
municipios de Rionegro y el Playón haciendo uso de Magnetometría y Tomografía de

Resistividad Eléctrica

Erwing Mauricio Niño Ferro

Trabajo de Investigación para optar al título de Magíster en Geofísica

Directora

Rocio Bernal Olaya

Geóloga, PhD.

Codirectores

José David Sanabria Gómez. Físico, PhD.

Luis Carlos Mantilla Figueroa. Geólogo, PhD.

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ciencias

Escuela de Física

Bucaramanga

2023

Dedicatoria

A mi querida madre, Luz Stella Ferro Suárez.

Agradecimientos

Agradezco a mi directora Rocío Bernal Olaya y a mis codirectores José David Sanabria Gómez y Luis Carlos Mantilla Figueroa por su tiempo, orientación y recomendaciones brindadas en todas las etapas del trabajo de investigación.

Tabla de Contenido

1. Introducción	22
1.1. Antecedentes generales	23
1.2. Marco geológico	25
1.2.1. Marco geológico regional	26
1.2.2. Zona de estudio	31
2. Fundamentos teóricos	36
2.1. Métodos Geofísicos	36
2.2. Métodos geofísicos de laboratorio	36
2.2.1. Medición de la susceptibilidad magnética en plugs	37
2.2.2. Mediciones de resistividad y cargabilidad eléctrica en plugs	43
2.3. Interpolación mediante distancia inversa (IDW)	46
2.4. Métodos geofísicos de campo	47
2.4.1. Magnetometría	47
2.4.2. Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE)	57
3. Metodología	68
3.1. Recolección muestras de roca	68
3.2. Adquisición geofísica	71

3.2.1. Magnetometría	71
3.2.2. Geoelectrica	73
3.3. Procesamiento datos geofísicos	75
3.4. Procesamiento de datos magnéticos de campo	76
3.4.1. Serie temporal de reducción de picos (ruido) De-Spiking	76
3.4.2. Variaciones Diurnas y cálculo de anomalía magnética de campo total	77
3.4.3. Interpretación de magnetometría	78
3.4.4. Reducción al polo	79
3.4.5. Inversión por VOXI modelo del subsuelo	83
3.5. Procedimiento de datos geoelectricos	85
3.6. Levantamiento y procesamiento del área con Drone	88
4. Resultados	91
4.1. Resultados de laboratorio	91
4.1.1. Resistividad eléctrica en plugs	91
4.1.2. Cargabilidad eléctrica en plugs	95
4.1.3. Susceptibilidad magnética en plugs	99
4.1.4. Zonas de interés	101
4.2. Geofísica de campo	103
4.2.1. Magnetometría 2D	103
4.2.2. Inversión por VOXI	107

4.2.3. Tomografía de Resistividad Eléctrica	112
5. Análisis de los Resultados	115
5.1. Perfil A-A'	115
5.2. Perfil B-B'	118
5.3. Perfil 2	122
6. Conclusiones	128
7. Recomendaciones	129
Referencias Bibliográficas	130
Apéndices	138

Lista de Figuras

- Figura 1. *Localización del área de estudio cubriendo parte del territorio de los municipios de El Playón y Rionegro en el Departamento de Santander.* 26
- Figura 2. *Geología regional de la localización del área de estudio tomada y modificada de la Plancha 97 y Plancha 109 del Servicio Geológico Colombiano.* 28
- Figura 3. *Leyenda regional de la localización del área de estudio tomada y modificada de la Plancha 97 y Plancha 109 del Servicio Geológico Colombiano.* 29
- Figura 4. *Localización de las tres zonas de estudio y la geología local del área, conformada por material asociada a la Formación Bocas (Jb) y Riolita de la Formación Bocas (r). Tomada y modificada de la Plancha 97 y Plancha 109 del Servicio Geológico Colombiano.* 32
- Figura 5. *Relación entre la magnetización y la intensidad del campo de magnético. (a) Materiales ferromagnéticos, paramagnéticos y sustancias diamagnéticas. (b) Variación respecto a la intensidad de campo magnético H versus la susceptibilidad magnética.* 39
- Figura 6. *Comportamientos magnéticos. a) Ferromagnético, b) antiferromagnético, c) paramagnético y d) ferrimagnético. Imagen tomada y modificada de (Lowrie, 2007)* 41
- Figura 7. *Equipo para la medición de la susceptibilidad magnética en plugs.* 43
- Figura 8. *Equipo SCIP Tester (Instrumentation GDD, s.f.).* 44

- Figura 9. *Curva de decaimiento, el fenómeno de la polarización inducida. En el momento t_0 , la corriente se apaga y la diferencia de potencial medida, después de una caída inicial desde el valor de estado estacionario ΔV_c , decae gradualmente hasta cero.* 45
- Figura 10. *Interpolación mediante IDW. Imagen tomada de (Suprayogi y Sasmito, 2019)* 46
- Figura 11. *El campo magnético terrestre corresponde en primera y buena aproximación, a un dipolo (imán) en el centro de la Tierra.* 49
- Figura 12. *Componente del campo geomagnético, imagen tomada de (Calcina, 2009).* 50
- Figura 13. *Espira elemental por la que circula una corriente constante I .* 52
- Figura 14. *Elementos geométricos que intervienen en la expresión del campo de un dipolo magnético elemental.* 53
- Figura 15. *Relación del campo total \vec{CT} , que es la suma del campo magnético de referencia \vec{B}_0 (IGRF), más el campo anómalo \vec{G} .* 56
- Figura 16. *Equipo de Magnetometría.* 56
- Figura 17. *Rangos de resistividad Eléctrica para algunas rocas, suelos y minerales. Tomada de (Lowrie, 2007)* 59
- Figura 18. *Esquema básico de los métodos de resistividad. Tomada de (Telford et al., 1990)* 60
- Figura 19. *Corriente inducida sobre un punto.* 62
- Figura 20. *Diferencia de potencial en los dos electrodos de potencial M y N .* 63
- Figura 21. *Arreglo Wenner donde (A, B) son electrodos de corriente y (M, N) electrodos de potencia.* 65

- Figura 22. *Arreglo Wenner-Schlumberger donde (A, B) son electrodos de corriente y (M, N) electrodos de potencia.* 66
- Figura 23. *Arreglo Dipolo-Dipolo donde (A, B) son electrodos de corriente y (M, N) electrodos de potencia.* 66
- Figura 24. *Arreglo Polo-Dipolo donde (A, B) son electrodos de corriente y (M, N) electrodos de potencia.* 67
- Figura 25. *Equipo Terrameter LS.* 67
- Figura 26. *Recolección de muestras en afloramientos demarcados en cuadros amarillos sobre la zona de estudio.* 69
- Figura 27. *Adquisición de rocas en afloramientos para estudiar las propiedades físicas de las rocas.* 70
- Figura 28. *Adquisición de datos magnéticos.* 72
- Figura 29. *Adquisición de datos eléctricos.(a) Extensión del cable y conexión de los electrodos. (b) Ubicación y operación del equipo.* 75
- Figura 30. *valores atípicos presentados en círculos de color negro que se eliminar para realizar el procesamiento.* 76
- Figura 31. *Mapa con corrección por corrección diurna.* 77
- Figura 32. *Este mapa presenta la reducción al polo de los datos de Anomalía de campo total con corrección diurna Figura 31.* 80

- Figura 33. *Representación gráfica del filtro Gaussiano. Imagen tomada de (Pérez Orrego, 2017).* 81
- Figura 34. *Filtro Gaussiano Regional y Residual, para poder observar anomalías mas profundas y/o anomalías mas someras.* 82
- Figura 35. *Primera derivada vertical.* 83
- Figura 36. *Filtrado de los datos para la TRE con arreglo Schlumberger, los valores filtrados son mostrados en color aguamarina.* 86
- Figura 37. *Modelos correspondientes a los datos medidos en campo (superior), datos calculados en el software (imagen del centro) y modelo del subsuelo, como primera aproximación en el proceso de inversión.* 86
- Figura 38. *Histograma y crossplot entre los datos medidos y calculados para los valores de RMS en la primera inversión.* 87
- Figura 39. *Modelo final del subsuelo incluyendo la topografía para la línea de TRE 02 de arreglo Schlumberger.* 87
- Figura 40. *Nube de puntos de las fotos tomadas con el drone.* 88
- Figura 41. *Proceso de la generación de la ortofoto. (a) Modelo digital de elevación. (b) Ortomosaico generado mediante el procesamiento de imágenes aéreas.* 90

Figura 42. *Diagramas cajas y gráficos de enjambre realizados a partir de los datos medidos de resistividad en los plugs con las muestras secas. Los valores obtenidos para la Fm. Bocas [Fb] están entre los $10^2 - 3 \times 10^4 \Omega \cdot m$ y para la Rioluta [r] entre los $10^2 - 5 \times 10^4 \Omega \cdot m$. Los valores atípicos son aquellos que se localizan por fuera de los bigotes del diagrama de cajas. Acrónimos Fb=Formación Bocas, R=Riolitas de la Fb[br]= Brechas , Fb[Da]=Dacitas, Fb[De]=Detriticas, r[Br]= Brechas , r[Da]= Brechas , r[De]= Detriticas.*

92

Figura 43. *Diagrama cajas y gráficos de enjambre realizados a partir de los datos medidos de resistividad en los plugs con las muestras húmedas. Los datos medidos para la Fm. Bocas y la Rioluta al tener la presencia de agua obtuvieron valores inferiores a los $3 \times 10^3 \Omega \cdot m$. Los valores atípicos son aquellos que se localizan por fuera de los bigotes del diagrama de cajas. Acrónimos Fb=Formación Bocas, R=Riolitas de la Fb[br]= Brechas , Fb[Da]=Dacitas, Fb[De]=Detriticas, r[Br]= Brechas , r[Da]= Brechas , r[De]= Detriticas.*

92

Figura 44. *Mapa obtenido por el método de Interpolación IDW para los valores de Resistividad con las muestras secas medida en laboratorio.*

93

Figura 45. *Mapa obtenido por el método de Interpolación IDW para los valores de Resistividad con las muestras húmeda medida en laboratorio.*

94

- Figura 46. *Diagrama cajas y gráficos de enjambre para las mediciones de cargabilidad de las muestras. Los valores superiores a los 10 mV/V obtenidos para las brechas y las dacitas asociadas a la Riolita, para la Fm.Bocas correspondería con las dacitas y rocas detríticas se consideran como interés. Acrónimos Fb=Formación Bocas, R=Riolitas de la Fb[br]= Brechas, Fb[Da]=Dacitas, Fb[De]=Detríticas, r[Br]= Brechas , r[Da]= Brechas , r[De]= Detríticas.* 95
- Figura 47. *Mapa obtenido por el método de Interpolación IDW de cargabilidad.* 96
- Figura 48. *Mapa obtenido por el método de Interpolación IDW de cargabilidad para muestras no alteadas (roca fresca).* 97
- Figura 49. *Mapa obtenido por el método de Interpolación IDW de cargabilidad para muestras meteorizadas.* 98
- Figura 50. *Mapa obtenido por el método de Interpolación IDW de cargabilidad para muestras alteradas.* 99
- Figura 51. *Diagrama cajas y gráficos de enjambre para las mediciones de la susceptibilidad magnética de las muestras. Los valores con susceptibilidad magnética en general son inferior a los $1,4 \times 10^{-4}$ SI, con valores atípicos representativos con susceptibilidad magnética superiores a los 10^{-3} SI. Acrónimos Fb=Formación Bocas, R=Riolitas de la Fb[br]= Brechas, Fb[Da]=Dacitas, Fb[De]=Detríticas, r[Br]= Brechas , r[Da]= Brechas , r[De]= Detríticas.* 100
- Figura 52. *Mapa obtenido por el método de Interpolación IDW de susceptibilidad Lf.* 101
- Figura 53. *Zonas de interés.* 102

- Figura 54. *Mapa regional reducido al polo Zona 1A, se observa una línea de color negro que representa el centro del registro de medición, así como una línea de color negro más ancha que indica el contacto entre la Riolita y la Fm. bocas.* 104
- Figura 55. *Mapa regional reducido al polo Zona 1B, se observa una línea de color negro que representa el centro del registro de medición, así como una línea de color negro más ancha que indica el contacto entre la Riolita y la Fm. bocas.* 105
- Figura 56. *Mapa regional reducido al polo Zona 2, se observa una línea de color negro que representa el centro del registro de medición, así como una línea de color negro más ancha que indica el contacto entre la Riolita y la Fm. bocas.* 106
- Figura 57. *Anomalía magnética obtenida en las diferentes zonas estudiadas, las líneas con intersecciones perpendiculares representan las ubicaciones de las Tomografías de Resistividad Eléctrica.* 107
- Figura 58. *(a) Modelo magnético inverso 3D sobre un transecto (b) Representación geométrica por voxels de zonas con cuerpos de alta susceptibilidad magnética respecto al área circundante perfil 1 (A-A').* 109
- Figura 59. *(a) Modelo magnético inverso 3D sobre un transecto (b) Representación geométrica por voxels de zonas con cuerpos de alta susceptibilidad magnética respecto al área circundante perfil 1 (B-B').* 110
- Figura 60. *(a) Modelo magnético inverso 3D sobre un transecto (b) Representación geométrica por voxels de zonas con cuerpos de alta susceptibilidad magnética respecto al área circundante perfil 2.* 111

Figura 61.	<i>Modelo de resistividad para el perfil A-A' con arreglo Schlumberger.</i>	113
Figura 62.	<i>Modelo de resistividad para el perfil B-B' con arreglo Schlumberger.</i>	114
Figura 63.	<i>Modelo de resistividad para el perfil 2 con arreglo Schlumberger.</i>	115
Figura 64.	<i>Ortofoto actualizada del área de estudio de la Zona 1A. (a) Ortofoto en color real. (b) Ortofoto con superposición del mapa geológico.</i>	116
Figura 65.	<i>TRE 01 arreglo schlumberger.</i>	117
Figura 66.	<i>En la figura superior se presentan las anomalías observadas y calculadas, junto con la dispersión del error. En la figura inferior se muestra el modelo 2D obtenido a partir de la curva de la anomalía magnética.</i>	118
Figura 67.	<i>Ortofoto actualizada del área de estudio de la Zona 1B. (a) Ortofoto en color real. (b) Ortofoto con superposición del mapa geológico.</i>	119
Figura 68.	<i>TRE 02 arreglo schlumberger.</i>	120
Figura 69.	<i>En la figura superior se presentan las anomalías observadas y calculadas, junto con la dispersión del error. En la figura inferior se muestra el modelo 2D obtenido a partir de la curva de la anomalía magnética.</i>	121
Figura 70.	<i>Ortofoto actualizada del área de estudio de la Zona 2. (a) Ortofoto en color real. (b) Ortofoto con superposición del mapa geológico.</i>	123
Figura 71.	<i>TRE 02 arreglo schlumberger.</i>	124

Figura 72. *En la figura superior se presentan las anomalías observadas y calculadas, junto con la dispersión del error. En la figura inferior se muestra el modelo 2D obtenido a partir de la curva de la anomalía magnética.*

125

Lista de Tablas

Tabla 1.	<i>Susceptibilidad magnética de varias rocas y minerales. Modificada de (Telford et al., 1990).</i>	42
Tabla 2.	<i>Coeficiente geométrico K para las principales configuraciones electródicas. Tomado de (Taylor, 2017; Orellana et al., 1982)</i>	65
Tabla 3.	<i>Características de los perfiles magnéticos, y coordenadas geográficas en formato MAGNA-SIRGAS (EPSG: 3116). Acrónimos MR: Magnetómetro Rover; MB: Magnetómetro base.</i>	73
Tabla 4.	<i>Características de las líneas de TRE, y coordenadas geográficas en formato MAGNA-SIRGAS (EPSG: 3116).</i>	75
Tabla 5.	<i>Valores de las unidades físicas medidas en núcleos en laboratorio.</i>	138
Tabla 6.	<i>Valores de las unidades físicas medidas en núcleos en laboratorio correspondientes a muestras frescas.</i>	145
Tabla 7.	<i>Valores de las unidades físicas medidas en núcleos en laboratorio correspondientes a muestras meteorizadas.</i>	148
Tabla 8.	<i>Valores de las unidades físicas medidas en núcleos en laboratorio correspondientes a muestras alteradas.</i>	151

Lista de Apéndices

	pág.
Apéndice A. <i>Propiedades Físicas de núcleos</i>	138
Apéndice B. <i>Medición de la cargabilidad en muestras frescas no alteradas</i>	145
Apéndice C. <i>Medición de la cargabilidad en muestras muestras meteorizadas</i>	148
Apéndice D. <i>Medición de la cargabilidad en muestras alteradas</i>	151

Resumen

Título: Estudio Geofísico para prospección mineral en el sector de Algarrobo-La Llandada de los Municipios de Rionegro y el Playón haciendo uso de Magnetometría y Tomografía de Resistividad Eléctrica. *

Autor: Erwing Mauricio Niño Ferro **

Palabras Clave: Anomalía, peperitas, brechas, Magnetometría, Tomografía de Resistividad Eléctrica, coetáneos.

Descripción: En la localidad del Playón, Santander afloran las rocas de la Formación Bocas y las Riolitas de la Formación Bocas, que incluye peperitas, brechas, riolitas, dacitas, areniscas calcareas y lodolitas; rocas en las que se han documentado contenidos de sulfuros. Este trabajo busca identificar el contraste entre las litologías descritas y su posible contenido de sulfuros a partir de la medición en laboratorio de la susceptibilidad magnética, resistividad eléctrica y cargabilidad; y de adquisiciones en campo de tomografía de resistividad eléctrica y magnetometría.

Las mediciones de las propiedades geofísicas en laboratorio se realizaron en 138 muestras de rocas tomadas alrededor del contacto geológico entre la Formación Bocas y las Riolitas de la Formación Bocas, así como dentro de estas, cartografiado por el SGC en una escala 1:100.000. En estas áreas, además, se realizó una adquisición de datos magnéticos de aproximadamente 11.86 km y se llevaron a cabo 3 transectos de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE).

Los valores resultantes de las pruebas de laboratorio reportan resistividades entre los rangos de $10^2 - 10^5 \Omega \cdot m$, valores de susceptibilidad magnética con rangos entre 1.49×10^{-4} hasta 4.41×10^{-4} SI. Estos valores no muestran tendencias características entre las diferentes litologías, en cambio sí muestran una variación de los valores por efecto de la meteorización. La cargabilidad, en cambio, sí muestra valores atípicos superiores a los 15 mV/V posiblemente asociados a sulfuros en algunas zonas. La inversión de los datos de TRE y magnetometría en las zonas sub-seleccionadas con los

* Trabajo de grado

** Facultad de Ciencias. Escuela de Física. Directora: Rocio Bernal Olaya, Geología, PhD.

resultados de las pruebas de laboratorio, muestra anomalías que sugieren la presencia de un cuerpo intrusivo enriquecido en minerales ferromagnéticos (áreas con alto contenido de sulfuros) que concuerdan con el reporte de peperitas y contactos litológicos.

Abstract

Title: Geophysical study for mining prospecting in the Algarrobo-La Llandada sector of the municipalities of Rionegro in El Playón using Magnetometry and Electrical Resistivity Tomography *

Author: Erwing Mauricio Niño Ferro **

Keywords: Anomaly, pepperites, gaps, Magnetometry, Electrical Resistivity Tomography, contemporaries.

Description: In the Playón locality, Santander, the rocks of the Bocas Formation and the Rhyolites of the Bocas Formation outcrop, which include peperites, breccias, rhyolites, dacites, calcareous sandstones, and mudstones; rocks in which sulfide contents have been documented. This study aims to identify the contrast between the described lithologies and their possible sulfide content through laboratory measurements of magnetic susceptibility, electrical resistivity, and chargeability; as well as field acquisitions of electrical resistivity tomography and magnetometry.

Measurements of geophysical properties in the laboratory were conducted on 138 rock samples taken around the geological contact between the Bocas Formation and the Rhyolites of the Bocas Formation, as well as within these formations, mapped by the SGC at a 1:100.000 scale. In these areas, a magnetic data acquisition of approximately 11.86 km was also carried out, and three transects of Electrical Resistivity Tomography (TRE) were performed.

The resulting values from the laboratory tests report resistivities ranging from $10^2 - 10^5 \Omega \cdot m$, magnetic susceptibility values ranging from 1.49×10^{-4} to $4.41 \times 10^{-4} SI$. These values do not show characteristic trends among the different lithologies but instead exhibit variations due to weathering effects. However, the chargeability does show atypical values exceeding $15 mV/V$, possibly associated with sulfides in some areas. The inversion of the TRE and magnetometry data in the selected zones, along with the results from the laboratory tests, reveals anomalies suggesting the presence

* Degree work

** Science Faculty. School of Physics. Director: Rocio Del Pilar Bernal Olaya, Geology, PhD.

of an intrusive body enriched in ferromagnetic minerals (areas with high sulfide content) that align with the report of peperites and lithological contacts.

1. Introducción

Colombia posee una gran variedad de depósitos minerales generados en diferentes épocas geológicas y ambientes geotectónicos. La prospección de minerales es importante porque aporta al desarrollo económico, rural, generación de empresa, científico, entre otros. En la zona de los municipios de Rionegro y el Playón, Santander, ha habido reportes de sulfuros como pirita, galena y otros sulfuros. [Latorre y Rojas \(2018\)](#) hicieron una labor de campo extrayendo rocas en afloramientos de brechas, dacitas y rocas sedimentarias con reporte de sulfuros opacos. Los estudios realizados por [Latorre y Rojas \(2018\)](#); [Alarcón et al. \(2020\)](#) reportan rocas con contenido de sulfuros en muestras de mano y láminas delgadas, dando más soporte a la hipótesis de la presencia de estos minerales en la zona.

En este trabajo, en el Sector Algarrobo-La Llandada localizado entre los Municipios de Rionegro y el Playón, se realizó un estudio geofísico de las litologías volcánicas, subvolcánicas y sedimentarias pertenecientes a la Formación Bocas con el objetivo de determinar posibles áreas de interés mineral. Se inició con una campaña de recolección de 138 muestras de roca en diferentes afloramientos para la extracción de núcleos o plugs, obteniendo un total de 320. En laboratorio se realizó la medición de las propiedades físicas de resistividad eléctrica, cargabilidad eléctrica y susceptibilidad magnética, con el fin de delimitar zonas de interés asociadas a la presencia de valores atípicos o anómalos respecto al área circundante. Delimitadas las áreas se realizó una campaña de adquisición geofísica en transectos sobre la superficie con los métodos de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), que mide las resistividades aparentes del subsuelo, y Magnetometría, que

mide la intensidad del campo geomagnético total.

Los resultados obtenidos en modelos 2D y 3D de los perfiles de adquisición permitieron representar geométricamente cuerpos anómalos del subsuelo (rocas intrusivas, contactos litológicos, fallas, entre otras estructuras geológicas), infiriendo la localización de posibles depósitos con presencia de sulfuros.

1.1. Antecedentes generales

La prospección geofísica es un conjunto de técnicas de exploración indirecta que permiten registrar la respuesta del subsuelo ante una perturbación, ya sea natural o inducida. Estas técnicas permiten detectar cambios o contrastes en las propiedades físicas de los materiales que conforman el subsuelo, como la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, la resistividad eléctrica de las rocas y sedimentos, la densidad y la susceptibilidad magnética, entre otras ([Torres Gaytan, 2013](#); [Lowrie, 2007](#)). La información obtenida en campo debe ser procesada mediante técnicas de inversión e interpretación para poder inferir la estructura del subsuelo. La prospección geofísica es una herramienta fundamental en la exploración de recursos naturales y en la caracterización geológica del subsuelo ([Taylor, 2017](#); [Sanz et al., 2019](#)).

La prospección de recursos minerales ha experimentado un significativo desarrollo en las últimas décadas, gracias al uso de métodos de exploración geofísica y al mejoramiento de la instrumentación geofísica, así como al desarrollo de algoritmos y software especializados ([Ellis y MacLeod, 2013](#); [Roy et al., 2017](#)). Uno de los avances más destacados ha sido el modelamiento de estructuras tridimensionales (3D) a partir de datos magnéticos, lo que ha permitido una mejor comprensión de la distribución de los cuerpos mineralizados en el subsuelo y ha facilitado la

identificación de zonas de interés para la exploración minera (Lü et al., 2013; Sanz et al., 2019).

Los métodos geofísicos aplicables a la investigación de posibles depósitos minerales son variados, sin embargo, los métodos eléctricos y electromagnéticos son los más usados (Pérez Orrego, 2017). El uso de más de un método geofísico en un área estudiada permite definir con mayor confiabilidad la localización de zonas potenciales con mineralizaciones, como lo es el uso en conjunto de la Tomografía de Resistividad Eléctrica y la Magnetometría (Bermejo et al., 2014; González Rivera, 2010; Longo et al., 2014; Lowrie, 2007).

Numerosos trabajos publicados han combinado los métodos geofísicos de Tomografía de Resistividad Eléctrica y Magnetometría en la localización de anomalías asociadas con posibles mineralizaciones. Por ejemplo, en San Luis Potosí (México) se usó el método de prospección Magnética y geoeléctrica para caracterizar la continuidad de unidades geológicas de rocas volcánicas, se identificaron 14 anomalías magnéticas asociadas con posibles cuerpos intrusivos con potencial mineral y el espesor del material geológico que cubren estos cuerpos intrusivos fue inferida con prospección geoeléctrica. Así mismo, con la prospección geoeléctrica se identificaron posibles zonas asociadas con mineralizaciones, a partir de sus bajos valores de resistividad y alta cargabilidad (Torres Gaytan, 2013). El método de Tomografía de Resistividad Eléctrica se ha aplicado también a la prospección de minerales arcillosos en sucesiones volcánicas, como por ejemplo, caracterizar depósitos de bentonita (aluminio silicato de arcilla, arcilla generada frecuentemente por alteración de una toba o ceniza volcánica y consiste principalmente en minerales esmécticas, normalmente montmorillonita) en el norte de Cerdeña, Italia a partir de valores de resistividad asignados a las arcillas bentoníticas en el área de prueba que permitió estimar el volumen de materiales extraí-

ble en zonas aledañas (Longo et al., 2014). Igualmente, las imágenes resultantes de la TRE han permitido identificar depósitos minerales geológicamente complejos, la investigación en el distrito de Bikinsky, Rusia de la mina de carbón a cielo abierto, en este caso, los autores con las TRE identificaron una unidad con carbón infrayaciendo intercalaciones de argilita, limolita y arenisca (Rasskazov et al., 2013). En zonas de ocurrencia de sistemas hidrotermales alojados en volcanes, se han realizado caracterizaciones exhaustivas combinando investigaciones geológicas, hidrogeoquímicas y desgasificación del subsuelo, con estudios de resistividad que muestran la importancia de las estructuras geológicas en la definición de estos sistemas (Di Napoli et al., 2011).

1.2. Marco geológico

El área de estudio se localiza en el flanco occidental de la Cordillera Oriental haciendo parte del Macizo de Santander, al norte de la provincia de Soto en el Departamento de Santander, cubriendo parte del territorio de los municipios de El Playón y Rionegro, en los sectores Algarrobo y La Llandada (Figura 1). Con una extensión de 48 km^2 , su geología corresponde a la Plancha 97—Cachira y la Plancha 109—Rionegro a escala 1:100.000 del actual Servicio Geológico Colombiano. La geología de las planchas la conforman unidades litológicas de edades desde el Paleozoico (posible Pre-devoniano) hasta depósitos recientes del período Cuaternario; en general afloran rocas ígneas del Jurásico, las cuales se distribuyen ampliamente en una franja de dirección sureste-noroeste e incluyen algunas zonas donde afloran rocas metamórficas de edad paleozoica. En el sector occidental y nororiental predominan rocas sedimentarias con edades que varían desde el Cretácico al Cuaternario, mientras que al oriente predominan rocas sedimentarias del Jurásico y Cretácico.

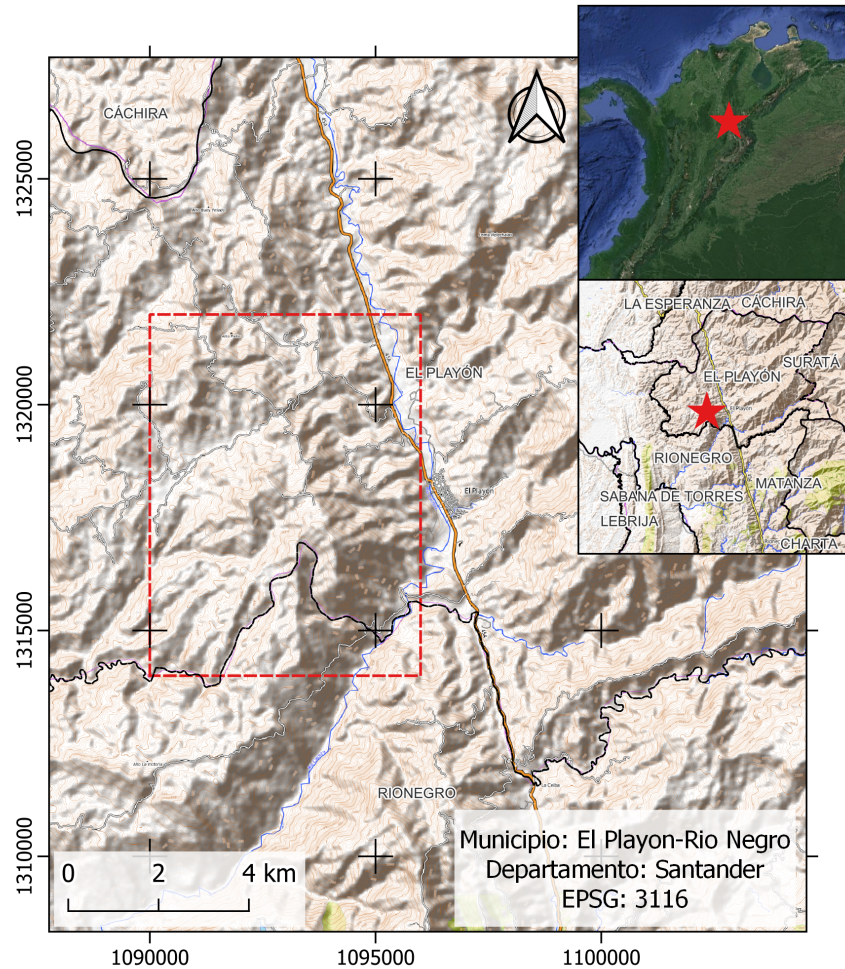


Figura 1. Localización del área de estudio cubriendo parte del territorio de los municipios de El Playón y Rionegro en el Departamento de Santander.

1.2.1. Marco geológico regional. Los estudios cartográficos, geológicos y geomorfológicos de la zona han sido realizados por el Servicio Geológico Colombiano (INGEOMINAS). La zona de trabajo está ubicada en el Macizo de Santander marcado por la Falla de Bucaramanga como la estructura principal de la zona. El sector occidental del Macizo de Santander se divide en dos bloques geológicos producto de la Falla Bucaramanga, al oriente se localiza material

principalmente de rocas cristalinas y al occidente predominan rocas sedimentarias ([Ward et al., 1973](#); [Forero-Ospino y Duarte-Delgado, 2019](#)).

Las unidades geológicas (Figura 2 y Figura 3) regionales donde se localiza el área de estudio están conformadas por material sedimentario del Triásico correspondiente a limolitas, lutitas y areniscas de grano fino de la Formación Bocas (TRb); en el Jurásico se depositan de manera discordante areniscas conglomeráticas y material de conglomerados masivos lenticulares correspondientes a la Formación Girón (Jg), durante este mismo periodo ocurren eventos ígneos de material cuarzo-monzonítico (Jc). En el Cretácico Inferior se deposita de manera discordante material de la Formación Tambor (Kita), la cual en su base corresponde con limolitas y conglomerados, y en la parte superior conformada por areniscas cuarzosas; material riolítico (r) es generado durante este periodo. Posterior, continúan eventos de sedimentación depositando calizas correspondientes a la Formación Rosa Blanca (Kir); lutitas de la Formación Paja (Kp); calizas arenosas con presencia de fósiles de la Formación Tablazo (Kit) y lutitas calcáreas de la Formación Simití (Kis). En el Cretácico Superior se depositan lutitas calcáreas, calizas y cherts con capas fosfáticas de la Formación La Luna (Ksl), sobre esta formación de manera discordante se depositó material sedimentario de lutitas y limolitas de la Formación Umir (Ksu). En el Paleoceno se depositan materiales sedimentarios de lutitas y areniscas de la Formación Lizama (Tpl); en el Eoceno areniscas conglomeráticas, lodolitas y lutitas de la Formación La Paz (Tel) y areniscas, limolitas y lutitas de la Formación Esmeraldas (Tee); en el Oligoceno se deposita de manera discordante material arcilloso y areniscas de grano fino a grueso de la Formación Mugrosa (Tomi). En el área los depósitos de material sedimentario reciente corresponden con depósitos de cuaternario asociados a material aluvial ([Ward](#)

et al., 1973).

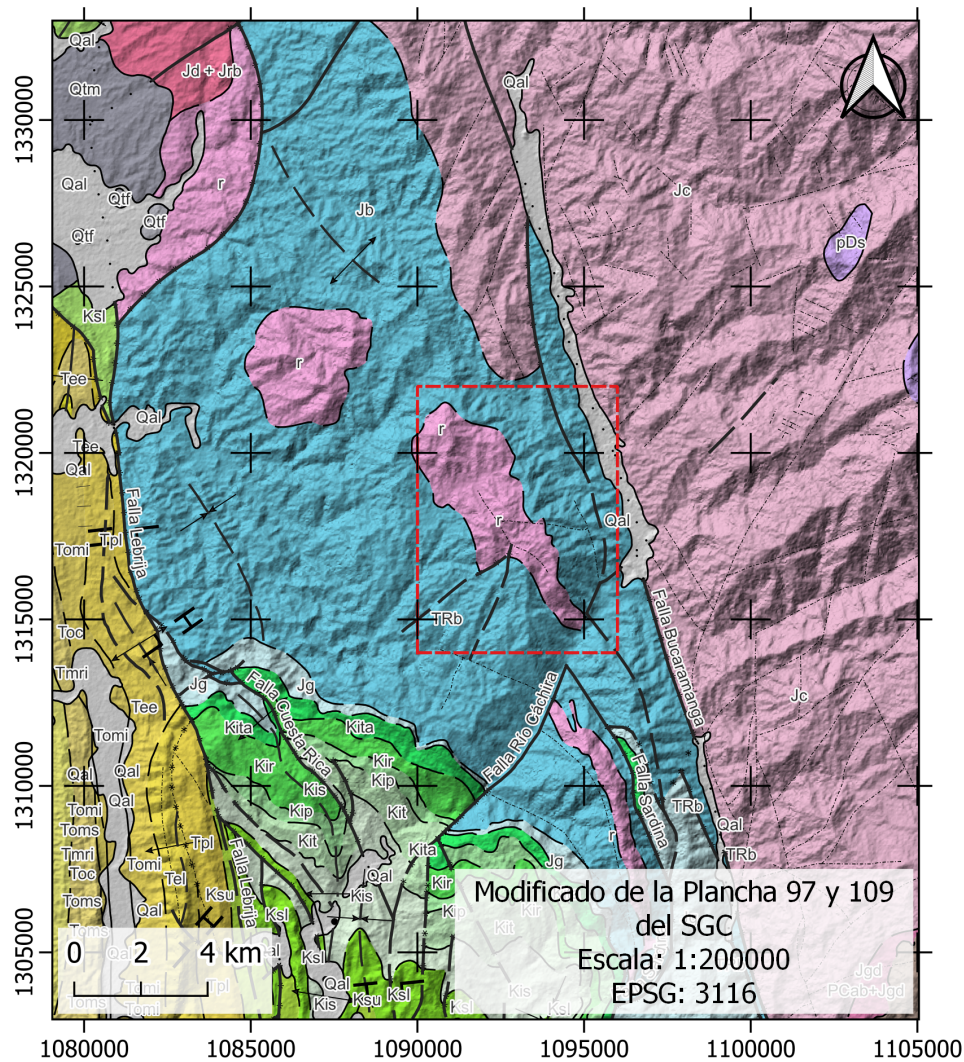


Figura 2. Geología regional de la localización del área de estudio tomada y modificada de la Plancha 97 y Plancha 109 del Servicio Geológico Colombiano.

Geología estructural regional. La estructura regional correspondiente a la Falla de Bucaramanga (con una extencion de 600 km desde el borde occidental de la Sierra Nevada

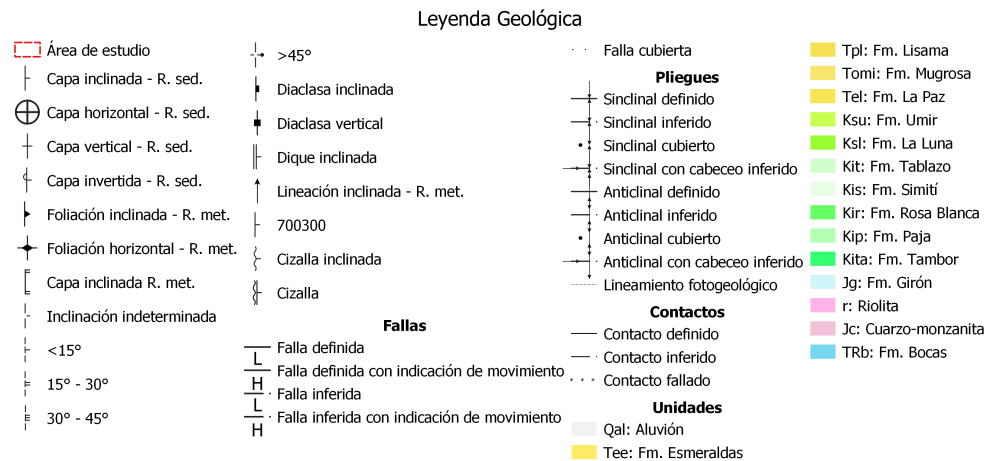


Figura 3. Leyenda regional de la localización del área de estudio tomada y modificada de la Plancha 97 y Plancha 109 del Servicio Geológico Colombiano.

de Santa Marta en la Costa Caribe hasta el límite occidental del Macizo de Santander al sur), estructura principal próxima al área de estudio, su trazo tiene un rumbo de $N15^{\circ}W$ y se le asocia movimiento sinistral (Galvis et al., 2014). Al este de la Falla de Bucaramanga se localiza el Macizo de Santander, un bloque montañoso de basamento ígneo-metamórfico afectado por lineamientos y trazos de fallas evidenciado en la expresión geomorfológica del terreno, levantado bloques de cuerpos metamórficos (material antiguo) sobre rocas sedimentarias (materiales más jóvenes) evidenciando el predominio de procesos de deformación frágil (Colombiano, 2014). En el oeste de la Falla de Bucaramanga, la región está controlada por el Sinclinal de Nuevo Mundo, el cual origina algunos pliegues menores debido al proceso de deformación dúctil (Colombiano, 2014). Las unidades metamórficas regionales presentan una foliación formando fajas con orientación NNW al este (dominio del Macizo), y pliegues al oeste (dominio del Sinclinal de Nuevo Mundo). El material foliado al oriente se asocia con los Esquistos del Silgara e insinúan una estructura sinclinal,

por lo que se infiere la presencia de una estructura anticlinal al occidente antes del Sinclinal de Nuevo Mundo. Los cuerpos intrusivos presentan un alineamiento en dirección NNW semejante a los trazos de fallas. Localmente la Falla de Lebrija hace de límite estructural al occidental para las unidades sedimentarias ([Ward et al., 1973](#); [Colombiano, 2015](#)).

Falla de Bucaramanga. El trazo rectilíneo de la Falla de Bucaramanga se distingue perfectamente en imágenes de satélite, su gran extensión cruza la región centro-oriental del departamento de Santander en dirección aproximada $N20^{\circ}W$ ([Royero y Clavijo, 2001](#)). Hace parte del sistema de Falla Santa Marta – Bucaramanga, sirviendo de límite entre el Macizo de Santander (al oriente) y los depósitos Cuaternarios (al occidente) sobre los que está situada la ciudad de Bucaramanga. La falla en su mayor extensión pone en contacto rocas ígneo - metamórficas Precámbricas (Neis de Bucaramanga) y Paleozoicas, del Macizo de Santander, con rocas sedimentarias del Mesozoico-Cenozoico. Cerca de Bucaramanga, el fallamiento de rumbo es transferido a fallas inversas del tipo "cola de caballo", tales como las fallas el Carmen, Suárez y Boyacá, entre otras ([Ward et al., 1973](#); [Colombiano, 2014, 2015](#)).

Falla de Lebrija. La Falla de Lebrija hace parte de la región estructural central del Departamento de Santander, apreciándose con un rumbo NE en la región. Corresponde a una falla mayor inversa de alto ángulo asociada a la estructura en flor de Bucaramanga y hace de límite occidental del Macizo de Santander. Su trazo es casi rectilíneo con dirección N-S hasta el norte de la Plancha 97, en donde es cubierta por depósitos cuaternarios. En este sector cubierto, posiblemente la falla es afectada por una fractura o falla oculta la cual cambia su dirección a E-W y nuevamente NNW; al sur la Falla Lebrija finaliza como una falla de rumbo ([Ward et al., 1973](#);

[Royero y Clavijo, 2001](#); [Velandia et al., 2017](#)).

1.2.2. Zona de estudio. El área estudio se localiza en un bloque caído al W de la Falla Bucaramanga y al E de la Falla de Lebrija en el sector de Algarrobo-La Llandada (localizado entre los Municipios de Rionegro y el Playon). El material geológico corresponde con rocas sedimentarias, volcánicas y volcanosedimentarias, asociados a material de la Formación Bocas y a la Riolita de la Formación Bocas ([Latorre y Rojas, 2018](#)), la presencia de peperitas, brechas y sulfuros hacen de interés de estudio este sector. Se observa en la (Figura 4) tres zonas de interés demarcadas con cuadros rojos, La Zona 1A y la Zona 2 se encuentran en cercanías de contactos geológicos y fallas, mientras que la Zona 1B se localiza directamente sobre la riolita de la Formación Bocas.

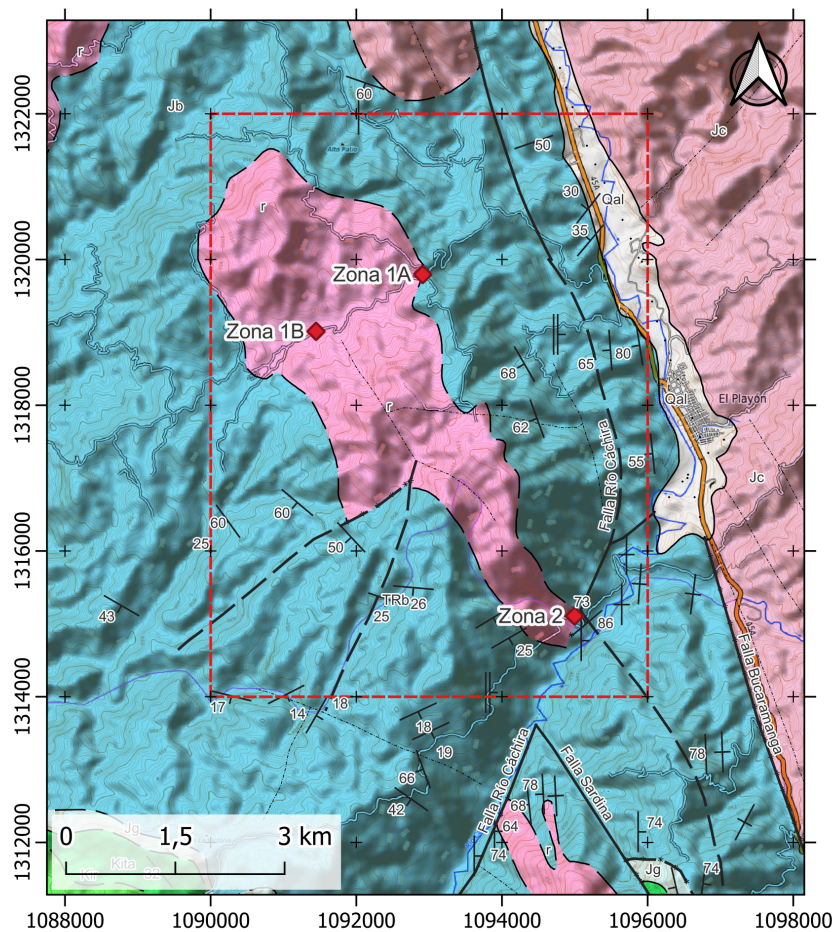


Figura 4. Localización de las tres zonas de estudio y la geología local del área, conformada por material asociado a la Formación Bocas (Jb) y Riolita de la Formación Bocas (r). Tomada y modificada de la Plancha 97 y Plancha 109 del Servicio Geológico Colombiano.

Formación Bocas (Jb). La Formación Bocas se depositó en Triásico Tardío - Jurásico Temprano y se encuentra con un contacto discordante con el Neis de Bucaramanga, los Esquistos de Silgara y la Formación Tiburón (Ward et al., 1973). La formación ha sido datada como de edad Jurásica por la presencia de fósiles (Goldsmith et al., 1971; Mojica et al., 1996), sin embargo, los Glossopteris también existen durante el Pérmico (McLoughlin et al., 1997). La

Geocronología U-Pb en zircones detríticos de areniscas de la Formación Bocas reportaron edades entre $243,4 \pm 7,4$ Ma y $2171,1 \pm 13,8$ Ma, delimitando la máxima edad de formación de este evento a finales del Pérmico (Wuchiapingian). [Latorre y Rojas \(2018\)](#) a partir de la descripción litológica identificaron cuatro eventos en el bloque fallado entre la Falla de Bucaramanga al E y la Falla de Lebrija al W; el primer evento corresponde a un evento sedimentario, el segundo a un evento magmático extrusivo, un tercer evento volcanosedimentario y un cuarto o ultimo evento hidrotermal.

La Formación Bocas es una unidad litoestratigrafica de rocas siliciclasticas caracterizada por una sucesión de sedimentos continentales, más específicamente está constituida por intercalaciones de limolitas grises verdosas con areniscas grises oscuras, shales, delgados niveles de conglomerados, calizas, arcillolitas fosilíferas, con capas finas de rocas volcánicas hacia el techo de la formación ([Ward et al., 1973](#); [Colombiano, 2015](#); [Toro-Toro et al., 2021](#)). La Formación Bocas aflora en gran parte del área de estudio, los afloramientos se evidencian como material limo arenoso meteorizado donde no es evidente estructuras asociadas con la estratificación, y ocasionalmente se encuentra fracturado en la roca poco meteorizada. Se identifican areniscas pardas a rojizas, altamente meteorizadas, se observa un tamaño de grano fino a muy fino, compacta, y shales oscuros, altamente meteorizados, físciles, de un tamaño de grano muy fino ([Campos Acevedo, 2022](#)).

Riolita de la Formación Bocas (r). El material de Riolitas porfiríticas y brechas volcánicas las cuales fueron sometidas a metamorfismo dinámico, alcanzando algunas de ellas la sub-facies más baja de los esquistos verdes. Riolitas asociadas con la cuarzomonzonita son abundantes; las rocas, aparentemente intrusivas hipoabisales, corresponden a Riolitas porfiríticas

y dacitas porfiríticas y en menor proporción a brechas volcánicas y Riolitas amigdaloides (Colombiano, 2014, 2015). Se encuentran intruyendo la Formación Bocas principalmente al oeste de la Falla Bucaramanga y en la parte sur de la misma; el material riolítico se observa en algunos sectores paralelo a los planos de estratificación de la Formación Bocas, pero, hacia el norte ya no se conserva esta relación, al estar en contacto con el Ortoneis, la Tonalita y el Neis de Bucaramanga el material riolítico. El material intrusivo lo conforman Riolitas afaníticas, porfiríticas brechosas y microbrechosas, con ocurrencia de aglomerados volcánicos y riodacitas en algunos sectores. En muestra de mano, las Riolitas son de color gris a gris verdoso, en sección delgada las Riolitas presentan textura porfirítica a microporfirica con fenocristales de cuarzo, feldespato y clorita incluidos en una matriz de tamaño criptocristalino, y algunos minerales accesorios como la calcita, zircón y algunos minerales opacos (Arias y Vargas, 1978; Latorre y Rojas, 2018). Las brechas lo conforman fragmentos rojos, gris verdosos y gris rosáceos; en algunas rocas se evidencian prominentes esferoides grises con bordes blancos en una matriz afanítica blanca grisácea con escasos maficos, la pirita se evidencia como pequeños cristales disseminados. Algunas muestras de roca presentan bandas de flujo (Ward et al., 1973).

Fallamiento local. Los principales trazos de fallas en el área de estudio son estructuras con dirección SE–NW (ej., el sistema de Fallas de Bucaramanga, las fallas de Cachira y Casitas) y dirección SW – NE (ej., la Falla de la Vega) entre otros lineamientos menores (Colombiano, 2015). Localmente se evidencian los trazos asociados a la Falla Sardina que se extiende paralela a la intrusión ígnea de la Formación Bocas (Ward et al., 1973); y la Falla del Río Cáchira con un rumbo casi paralelo al valle del río Cáchira, generando grandes desplazamientos producto

de movimientos laterales de los bloques, poniendo en contacto fallado material ígneo con sedimentario y generación de lineamientos ([Ward et al., 1973](#); [Wight E. Ward et al., 1997](#)). Localmente las secuencias de la Formación Bocas son afectadas tectónicamente y puestas en contacto con las Riolitas ([Latorre y Rojas, 2018](#)).

Geología económica. En el área asociada con la Plancha 97 se han localizado manifestaciones minerales de cobre, plomo, zinc, fluorita y barita. Las cuales se asocian a venas y diques con un espesor entre los 20 a 50 *cm*, de origen hidrotermal que intruyen a las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias del área. Las mineralizaciones principales se asocian con la calcopirita, galena y blenda, como minerales ganga se consideran la barita y fluorita ([Ward et al., 1973](#)).

2. Fundamentos teóricos

2.1. Métodos Geofísicos

La geofísica es una disciplina científica que emplea principios y métodos de la física para investigar los fenómenos físicos en la Tierra y otros cuerpos celestes. A través del análisis de datos, nos ayuda a comprender la estructura, la dinámica y los procesos que dan forma a nuestro planeta (Telford et al., 1990; Lowrie, 2007). En la exploración terrestre, la geofísica utiliza la detección de anomalías, generadas por contrastes en las propiedades físicas del subsuelo debido a variaciones en estructuras, litologías o procesos de mineralización (Amaya, 2012). Sus aplicaciones abarcan áreas como la geotecnia, minería, geología, hidrogeología y contaminación ambiental. En nuestro caso de estudio, emplearemos métodos geofísicos de laboratorio para medir la susceptibilidad magnética, resistividad eléctrica y cargabilidad de núcleos de roca, así como técnicas de campo como la tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y la magnetometría.

2.2. Métodos geofísicos de laboratorio

Dado que las rocas son agregados de granos minerales o cristales, sus propiedades físicas están determinadas en gran parte por las propiedades de los diversos minerales que las componen, en una roca estas propiedades se determinan promediando sus magnitudes físicas relativas y a veces las orientaciones de los diversos granos o cristales. Como resultado, algunas propiedades que son anisotrópicas (es decir, difieren con la dirección) en una escala cristalina son bastante isotrópicas para un gran volumen de roca. Muchas propiedades también dependen del tamaño, la forma y la disposición de la matriz del grano o del cristal, la cantidad y distribución del espacio vacío, la

presencia de cementos naturales en las rocas sedimentarias, la temperatura, la presión, y el tipo y la cantidad de fluidos contenidos (por ejemplo, agua, petróleo, gases) (Peng y Zhang, 2007).

Las mediciones de las propiedades físicas de las rocas son parámetros importantes para el diseño y la construcción de la ingeniería geológica, delimitar un área de interés o realizar una petrografía rápida de una zona. Por ejemplo, en la industria minera del carbón se evitarían desastres si se estudiaran las propiedades elásticas de las rocas, ya que muchos desastres geológicos inducidos por la minería se asociaron con la falta de comprensión de las propiedades mecánicas de las rocas (Peng y Zhang, 2007; Xu et al., 2022).

2.2.1. Medición de la susceptibilidad magnética en plugs. La susceptibilidad magnética (k) es la capacidad de una roca a adquirir magnetización en respuesta a un campo magnético (Telford et al., 1990). En sustancias isotrópicas se define de la siguiente manera

$$M = \kappa H, \quad (1)$$

donde M representa el vector inducido de la magnetización (en SI o CGS) y H es el vector de intensidad del campo magnético. En algunas situaciones, la susceptibilidad puede ser constante o variable en función de la composición mineralógica. En general, los minerales magnéticos tienen una susceptibilidad magnética constante, pero su concentración puede variar en diferentes zonas del subsuelo. Por lo tanto, la variación de la concentración de minerales magnéticos puede dar lugar a contrastes en la susceptibilidad magnética del subsuelo.

Por otro lado, algunos minerales magnéticos, como la magnetita, pueden experimentar cam-

bios en su susceptibilidad magnética a medida que se someten a diferentes condiciones de temperatura y presión. Estos cambios pueden ser importantes para entender la evolución geológica de las rocas y la distribución de los minerales magnéticos en el subsuelo. Por lo tanto, la susceptibilidad magnética puede variar en función de la historia geológica y las condiciones ambientales de los materiales que conforman el subsuelo (Taylor, 2017). En la Figura 5 se observa la relación entre la magnetización remanente y la intensidad de campo, de acuerdo con la estructura magnética. Es decir, las rocas tienen minerales magnéticos con 2 clases de magnetización:

- **Inducida:** Es el magnetismo que adquieren los cuerpos cuando son colocados en un campo magnético externo.
- **Remanente:** Es la magnetización permanente de una roca después de someterla a la acción de un campo magnético externo, es decir es la magnetización residual que poseen las rocas y otros materiales in situ.

Adicionalmente, Los materiales se pueden agrupar en 3 categorías en relación con su comportamiento al ser sometidos a un campo magnético externo: diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos (Figura 6) (Telford et al., 1990).

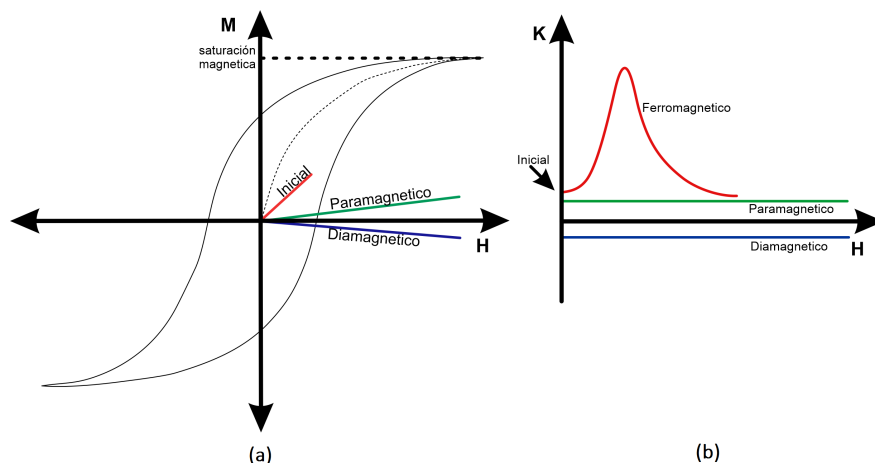


Figura 5. Relación entre la magnetización y la intensidad del campo de magnético. (a) Materiales ferromagnéticos, paramagnéticos y sustancias diamagnéticas. (b) Variación respecto a la intensidad de campo magnético H versus la susceptibilidad magnética.

Diamagnetismo: Un material pertenece a este grupo cuando su susceptibilidad " k " es negativa, a esta categoría pertenecen los minerales más comunes (en particular calcita y dolomita, cuarzo y feldespato, así como algunos silicatos). El resultado de éste diamagnetismo es que el campo magnético es menor en el interior del cuerpo, y por lo tanto el efecto de un campo externo es bajo, ya que presenta una $k < 0$. La mayor parte de los compuestos inorgánicos y prácticamente todos los compuestos orgánicos son diamagnéticos, resulta que de hecho, el diamagnetismo es una propiedad de todo átomo y molécula. Cuando se observa un comportamiento contrario, es debido a que el diamagnetismo es superado por un efecto distinto y más intenso el cual conduce a la atracción (Telford et al., 1990).

Paramagnetismo: Un material paramagnético es aquel que exhibe un comportamiento magnético que se debe a la presencia de átomos o moléculas que tienen momentos magnéticos

netos, incluso en ausencia de un campo magnético externo. Cuando se aplica un campo magnético, los momentos magnéticos de estos átomos o moléculas tienden a alinearse con la dirección del campo, lo que produce una magnetización proporcional a la intensidad del campo aplicado. Los materiales paramagnéticos tienen una susceptibilidad magnética positiva y pequeña, lo que significa que su magnetización es débil en comparación con los materiales ferromagnéticos. Algunos ejemplos de materiales paramagnéticos son el aluminio, el platino y el titanio ([Lowrie, 2007](#)).

Ferromagnetismo: Los materiales magnéticos no son muy numerosos, son materiales en los que la interacción entre átomos y grupos de átomos es tan fuerte que existe un alineamiento de momentos dentro de una región muy grande del material, lo que lo hace susceptibles a la magnetización remanente. Este grupo se subdivide en:

- *Ferrimagnéticos:* En este tipo de materiales los dominios magnéticos están subdivididos en regiones que se encuentran en oposición uno con otro, sin embargo, su momento magnético es diferente de 0, cuando $H=0$.
- *Antiferromagnéticos:* En éste grupo la magnetización se encuentra balanceada, dicho de otra manera, los momentos magnéticos de la roca y/o material, se encuentran ordenados por pares en sentido inverso, por ello no presentan una magnetización espontánea.

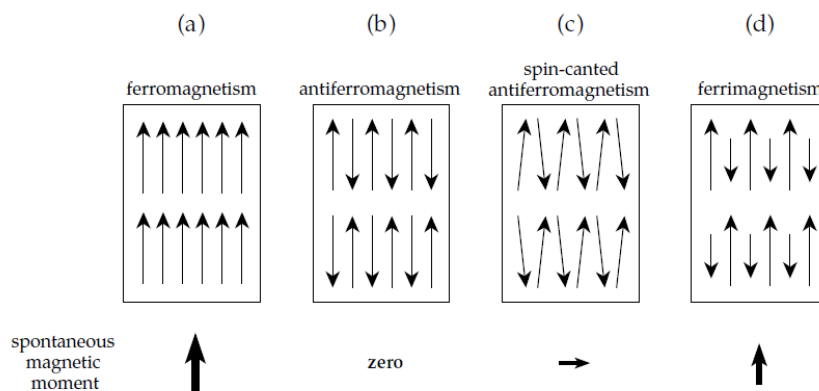


Figura 6. Comportamientos magnéticos. a) Ferromagnético, b) antiferromagnético, c) paramagnético y d) ferrimagnético. Imagen tomada y modificada de (Lowrie, 2007)

Los contrastes en las propiedades magnéticas de diferentes rocas surgen debido a variaciones en las concentraciones y tipos de granos magnéticos presentes y el tamaño de esos granos minerales (Hrouda et al., 2009; Oniku et al., 2008). Estos autores concluyen que, en general, la susceptibilidad magnética (SM) es en gran escala una medida del contenido de magnetita (Fe_3O_4). Otros minerales, como la pirrotita monoclínica y la ilmenita, también son magnéticos y pueden generar lecturas de SM elevadas (Hrouda et al., 2009), la SM más fuertes resultan de mayores concentraciones de estos minerales. En la Tabla 1 se muestran algunos ejemplos.

Para la medición de la susceptibilidad magnética (SM) en laboratorio, se usó el sensor MS3 de Bartington Instrument, las mediciones de SM son el resultado de cambios en la amplitud de un campo magnético de baja frecuencia. Cuando una roca susceptible se acerca al campo del sensor, se induce un campo magnético en la muestra. El campo magnético total resultante es, por lo tanto, función del campo primario (magnetización remanente de la roca) y de las magnetizaciones inducidas, de modo que, la amplitud aumenta o disminuye dependiendo de si la magnetización

Tabla 1

Susceptibilidad magnética de varias rocas y minerales. Modificada de (Telford et al., 1990).

Tipo de roca	Susceptibilidad $\times 10^{-3}$	
	Rango	Valor Promedio
Rocas Sedimentarias		
Domimita	0.0 - 0.9	0.1
Caliza	0.0 - 3.0	0.3
Arenisca	0.0 - 20.0	0.4
Lutita	0.01 - 15.0	0.9
Rocas Metamórficas		
Anfibolita		0.7
Esquisto	0.3 - 3.0	1.4
Filita		1.5
Gneis	0.1 - 25.0	
Cuarcita		4.0
Rocas Ígneas		
Granito	0.0 - 50.0	2.5
Riolita	0.2 - 35.0	
Grabo	0.0 - 90.0	70.0
Basalto	0.2 - 175.0	70.0
Diorita	0.6 - 120.0	85.0
Andesita	-	120.0
Minerales		
Grafito		0.1
Cuarzo		-0.01
Roca de sal		-0.01
Calcita	-0.001 - -0.01	
Arcilla		0.2
Limonita		2.5
Siderita	1.0 - 4.0	
Pirita	0.05 - 5.0	1.5
Limonita		2.5
Hematita	0.5 - 35.0	6.5
cromita	3.0 - 110.0	7.0
Magnetita	1200.0 - 19200.0	6000.0

inducida refuerza o se opone al campo magnético del sensor (manual de usuario de Bartington) (Ivanov y Tyufekchiev, 2022). El instrumento registra este cambio de frecuencia y lo convierte en lecturas de la susceptibilidad magnética.

El medidor *MS3* (Figura 7.a), combinado con el sensor *MS2* (Figura 7 .b), constituye un sistema de medición de la susceptibilidad magnética versátil. El sensor está diseñado para adaptarse a una variedad de tipos de muestras, incluidos suelos, rocas, polvos y líquidos, y es adecuada para uso en laboratorio y en el campo.

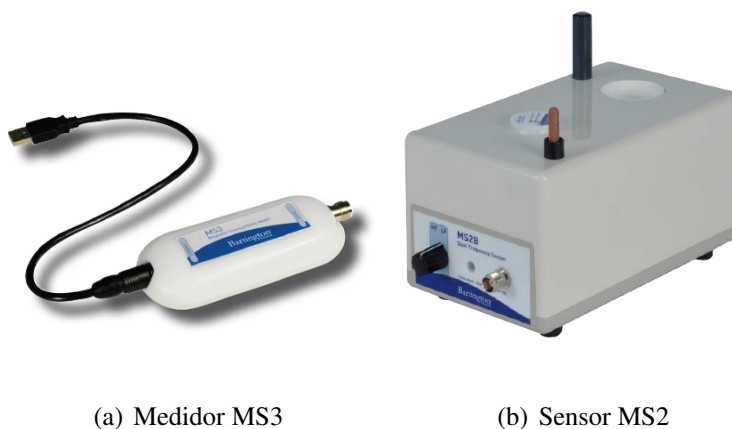


Figura 7. Equipo para la medición de la susceptibilidad magnética en plugs.

2.2.2. Mediciones de resistividad y cargabilidad eléctrica en plugs. El instrumento eficaz para medir la resistividad y cargabilidad eléctrica es el *Sample Core Induced Polarization Tester* (SCIP Tester) (Figura 8), el cual simula un levantamiento de polarización inducida. Se inyecta una corriente eléctrica a través de una muestra de núcleo mediante un bipolo de electrodos (de corriente) (A y B), se mide el voltaje asociado o la diferencia de potencial eléctrico en un par de electrodos receptores (de voltaje) (M y N). Las mediciones de resistividad en muestra

de mano (núcleos) son llevadas a cabo en laboratorio o en afloramientos empleando fuentes de alimentación de baja frecuencia o corriente directa que permite medir la resistividad de una roca o mineral, además es necesario que la muestra presente una forma homogénea a un cilindro, ya que permite realizar más de una medición para determinar la anisotropía de resistividad. El cálculo de la resistividad viene dado por la siguiente expresión

$$\rho = \frac{AV}{LI}, \quad (2)$$

donde, ρ corresponde a la resistividad del material medida en $\Omega \cdot m$, A es el área transversal medida en metro cuadrado, V es el voltaje medido en voltios, L es la longitud del cilindro de muestra de roca medido en metros (m) y I es la corriente medida en amperios (A) (Telford et al., 1990).



Figura 8. Equipo SCIP Tester (Instrumentation GDD, s.f.).

La Cargabilidad Integral se define como el área bajo la curva de descarga donde V_m se define como el potencial primario y $V(t)$ se define como el potencial de decaimiento, tienen las mismas unidades y la Cargabilidad es expresada en milisegundo como se expresa en la siguiente ecuación:

(Telford et al., 1990; Mc Evoy y Guerra, 2021).

$$M = \frac{1}{V_m} \int_{t_1}^{t_2} V(t) dt. \quad (3)$$

Si la corriente se desconecta bruscamente, la tensión entre los electrodos potenciales no cae a cero inmediatamente, después de una disminución inicial, el voltaje sufre una disminución gradual y tarda unos segundos en alcanzar un valor cero. La medición de un voltaje decreciente en un cierto intervalo de tiempo se conoce como método de polarización inducida (IP) en el dominio del tiempo (Mc Evoy y Guerra, 2021). La forma de la onda es la siguiente: *ON+*, *OFF*, *ON-*, *OFF*. Una corriente eléctrica es transmitida a través la muestra y luego cortada. Cuando la corriente circula a través de la muestra, la resistividad eléctrica (ρ) se calcula durante el tiempo *ON* de la forma de la onda. Cuando la corriente esta interrumpida, la tensión eléctrica disminuye gradualmente a las extremidades de la muestra y forma una curva de decaimiento *DECAY* (Figura 9). La medida de aquella curva es la cargabilidad (M) (Telford et al., 1990; Sheriff, 2002).

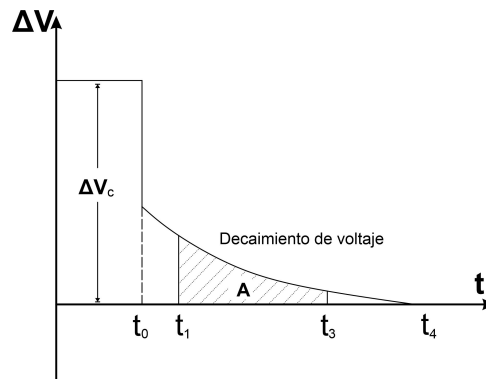


Figura 9. Curva de decaimiento, el fenómeno de la polarización inducida. En el momento t_0 , la corriente se apaga y la diferencia de potencial medida, después de una caída inicial desde el valor de estado estacionario ΔV_c , decae gradualmente hasta cero.

2.3. Interpolación mediante distancia inversa (IDW)

El método de interpolación mediante distancia inversa (IDW) por sus siglas en inglés (Inverse Distance Weighted), es usado para interpolar tipos de datos como concentraciones minerales, poblaciones, etc (Suprayogi y Sasmito, 2019). Este tipo de interpolación determina los valores de celda a través de una combinación ponderada linealmente de un conjunto de datos de puntos de muestra, esto significa que los puntos de muestreo se ponderan de tal manera que la influencia de un punto frente a otro, disminuye con la distancia (Figura 10).

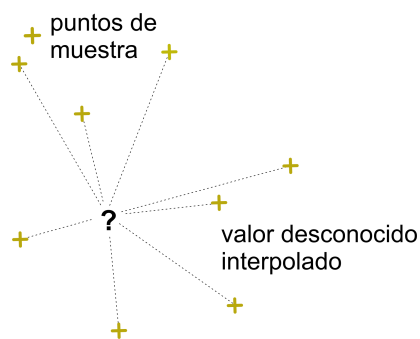


Figura 10. Interpolación mediante IDW. Imagen tomada de (Suprayogi y Sasmito, 2019)

La ponderación se asigna a los puntos de muestra mediante el uso de un coeficiente de ponderación que controla cómo disminuirá la influencia de la ponderación a medida que aumenta la distancia desde el nuevo punto. Cuanto mayor sea el coeficiente de ponderación, menor será el efecto de los puntos si están lejos del punto desconocido durante el proceso de interpolación. A medida que aumenta el coeficiente, el valor del punto desconocido se aproxima al valor del punto de observación más cercano. La calidad del resultado de la interpolación puede disminuir si la distribución de los puntos de datos de muestra es desigual, además, los valores máximos y

mínimos en la superficie interpolada solo pueden ocurrir en puntos de datos de muestra.

2.4. Métodos geofísicos de campo

Durante la exploración de campo se emplearon dos métodos geofísicos: la magnetometría y la tomografía de resistividad eléctrica (TRE). La magnetometría es un método de campo natural que detecta variaciones dentro de los campos magnéticos asociados con la Tierra de forma pasiva, midiendo las perturbaciones causadas por contrastes en la susceptibilidad magnética de los materiales del subsuelo. Por su parte, la TRE consiste en inyectar corriente en el subsuelo y medir las diferencias de potencial generadas por dicha corriente, y a partir del análisis de estos valores se determina la resistividad aparente del subsuelo. A continuación, se explicarán los principios físicos de estos métodos.

2.4.1. Magnetometría. La magnetometría es una técnica de exploración geofísica que se utiliza para medir la intensidad del campo magnético terrestre y estudiar las variaciones magnéticas causadas por diferentes elementos presentes en la corteza terrestre. Esta técnica permite identificar zonas de alteración y mapear las unidades litológicas, como rocas volcánicas e intrusivas, lo que facilita la definición de los contactos litológicos entre formaciones con diferentes características magnéticas.

Además, la magnetometría puede graficar estructuras que deforman las formaciones rocosas y alteran sus propiedades magnéticas mediante métodos de inversión de datos. Estos métodos de inversión permiten inferir la presencia de concentraciones de minerales ferromagnéticos, como la magnetita, la hematita y la pirrotita, entre otros. Al analizar las anomalías magnéticas registradas, se puede obtener información sobre la distribución espacial de estas estructuras y la posible

presencia de yacimientos minerales. (Taylor, 2017; Telford et al., 1990).

Campo magnético terrestre. El campo magnético terrestre observado corresponde en primera y buena aproximación, a un dipolo en el centro de la Tierra. Actualmente este dipolo posee una magnitud de $7 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, y presenta una inclinación de aproximadamente 10° con respecto al eje $N - S$ de rotación de la Tierra. Es importante notar que el dipolo (imán) apunta en la dirección del Polo Sur Magnético (*PSM*) (Alken et al., 2021; Thébault et al., 2015). El campo magnético terrestre es variable en el tiempo (variación secular), y debe ser actualizado permanentemente. Si bien su componente dipolar es la más importante, en detalle su descripción debe incluir muchos otros términos. La intensidad magnética puede ser medida en Gauss, pero por lo general son reportados en nT . $1 \text{ tesla} = 10^4 \text{ Gauss}$, $1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ tesla} = 1 \text{ Gamma}$. La intensidad del campo magnético total varía entre $25,000 \text{ nT}$ en el Ecuador y $60,000 \text{ nT}$ en los Polos ($0.25 - 0.60$) Gauss (Taylor, 2017; Telford et al., 1990).

El campo magnético de referencia IGRF por sus siglas en inglés (International Geomagnetic Reference Field) es un modelo global del campo magnético terrestre principal que se utiliza como campo de referencia en la mayoría de las mediciones geofísicas y geodésicas. Este modelo se actualiza cada cinco años por la IAGA por sus siglas en inglés (International Association of Geomagnetism and Aeronomy), se basa en observaciones magnéticas realizadas en estaciones de todo el mundo. El IGRF es importante porque permite la eliminación del campo magnético terrestre principal en los datos de medición, lo que permite destacar anomalías magnéticas asociadas a cuerpos geológicos o arqueológicos enterrados en la Tierra (Thébault et al., 2015; Alken et al., 2021). En el sitio [http : //www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html](http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html) se puede encontrar

información al respecto, y programas con los que se puede calcular el IGRF.

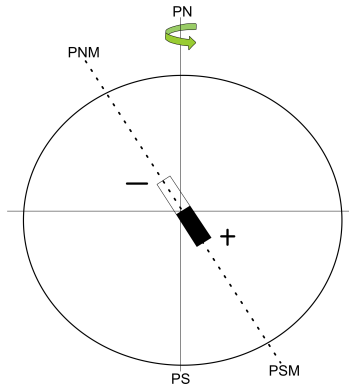


Figura 11. El campo magnético terrestre corresponde en primera y buena aproximación, a un dipolo (imán) en el centro de la Tierra.

La descripción del campo geomagnético se hace en elementos, que se definen en un sistema coordenado cartesiano local en cada punto. Este es un sistema derecho, donde X apunta hacia el Norte, Y hacia el Este, y Z apunta en la vertical hacia abajo (Figura 12). En este sistema se definen los elementos del vector de campo geomagnético: F, Magnitud o módulo del vector campo geomagnético (nT). H, Magnitud de su componente horizontal (nT). D, Declinación, ángulo de componente horizontal con respecto al norte, positivo hacia el Este o sentido horario (grados). I, Inclinação, ángulo del vector geomagnético con respecto a la horizontal, positivo hacia abajo (grados).

Componentes del campo magnético. La intensidad del campo magnético (F) es representada generalmente de dos maneras:

- **Componentes XYZ:** Tres componentes ortogonales entre sí, siendo X y Y componentes horizontales que apuntan hacia el *Norte* y *Este* respectivamente. Z es la componente que

apunta hacia el centro de la Tierra ([Campbell, 2003](#)).

- **Componentes *HDI*:** *H* es la magnitud de la componente horizontal que es considerada positiva cualquiera que sea su dirección; *D* es la declinación magnética, ángulo que se mide desde la componente *X* hacia *H*; e *I* es el ángulo formado entre la intensidad total y la componente horizontal ([Campbell, 2003](#)).

La Figura 12 ilustra la relación existente entre estas componentes y por geometría la relación entre las variables $X = H\cos(D)$ y $Y = H\sin(D)$, está dada por:

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (4)$$

$$\tan I = \frac{Z}{H} \quad (5)$$

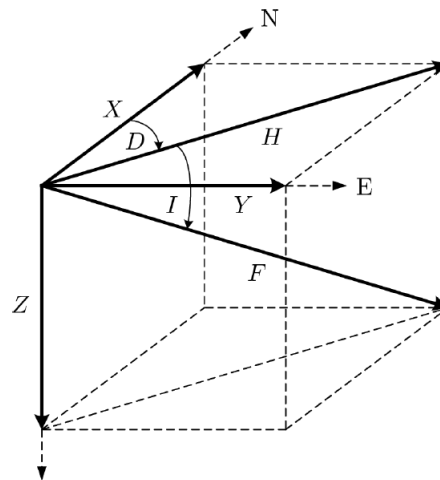


Figura 12. Componente del campo geomagnético, imagen tomada de ([Calcina, 2009](#)).

El campo magnético terrestre se divide en dos campos principales

1. Campo Interno: Es preponderante ya que equivale aproximadamente al 97 % del campo magnético total, dicho campo proviene del interior de la Tierra (Telford et al., 1990).

- *Campo geomagnético:* Representa un momento magnético tan grande que no se puede justificar por los elementos ferromagnéticos de la corteza. Los elementos ferromagnéticos del núcleo están a una temperatura superior a la de Curie y han perdido sus características ferromagnéticas, así que no contribuyen a este campo.
- *Campo cortical:* Se da debido a los elementos de la corteza y se estudia en la geofísica, pues las anomalías que se presentan al pasar de un punto a otro, son las que permiten conocer la distribución de los materiales encontrados en la corteza terrestre (Telford et al., 1990).

2. Campo magnético externo: Es producido por corrientes inducidas en la ionosfera, al desplazarse esta con respecto al campo terrestre. El desplazamiento de la atmósfera se debe principalmente al movimiento ascensional de convección, por calentamiento diurno solar y a las mareas atmosféricas que por tanto dependen de la posición de la luna y del sol. Debido a que la emisión solar no es homogénea y en ciertas ocasiones se produce con mayor intensidad, se dan las tormentas magnéticas, que son las perturbaciones irregulares en el campo magnético terrestre (Telford et al., 1990).

Dipolo (espira o imán) elemental. Al no existir monopolos que generen campo magnético, tal como masas puntuales dan origen al campo gravitatorio, el dipolo, espira o imán elemental, pasa a ser la unidad fundamental generadora de campo magnético. Sus propiedades y

ciertamente su campo magnético pasan entonces a ser de fundamental importancia, particularmente para considerar el campo generado por materiales magnetizados (Feynman et al., 1963; Bermejo et al., 2013). Para una espira elemental de radio R ($R \rightarrow 0$) por la que circula una corriente I , se puede demostrar

$$\vec{A}(p) = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{\vec{m} \times \hat{r}}{r^2} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{\vec{m} \times \vec{r}}{r^3}, \quad (6)$$

donde \vec{m} es el momento magnético dipolar de la espira que se representa

$$\vec{m} = I \times \pi R^2 \hat{m}, \quad (7)$$

donde πR^2 representa el área de la espira, cuya dirección (\hat{m}) es perpendicular al plano de esta como se ve en la Figura 13.

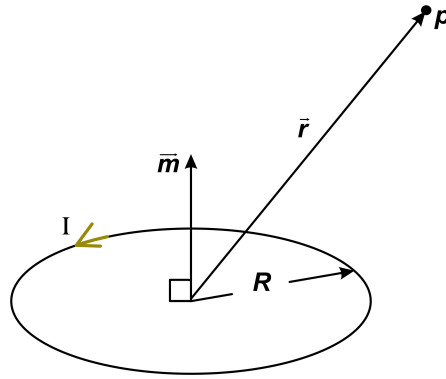


Figura 13. Espira elemental por la que circula una corriente constante I .

En general se puede considerar una espira elemental de forma cualquiera, pero salvo complicaciones de cálculo, el resultado final no difiere de aquel que se obtiene con una espira circular.

Campo Magnético de un dipolo elemental, potencial escalar. A partir del potencial vector, el campo magnético de un dipolo elemental entonces es:

$$\vec{B} = \nabla \times \vec{A} = \frac{\mu_0}{4\pi} \nabla \times \left(\frac{\vec{m} \times \vec{r}}{r^3} \right), \quad (8)$$

haciendo uso de identidades vectoriales, se halla el campo magnético de un dipolo elemental como se ve en la Figura 14 y se obtiene

$$\vec{B} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m}{r^3} (3(\hat{m} \cdot \hat{r})(\hat{r} - \hat{m})) = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m}{r^3} (3\cos\theta \hat{r} - \hat{m}), \quad (9)$$

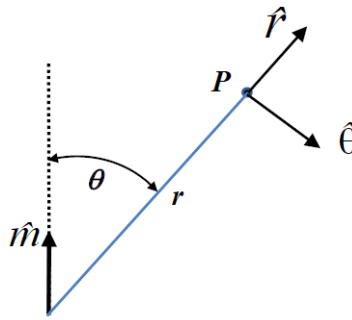


Figura 14. Elementos geométricos que intervienen en la expresión del campo de un dipolo magnético elemental.

Variaciones del Campo Geomagnético. El campo magnético terrestre es dinámico y por ello, sufre algunas fluctuaciones debido a distintos elementos internos y externos (Telford et al., 1990). En lo que respecta a las variaciones de origen externo, éstas son el producto de la interacción del campo magnético global y el campo magnético asociado con el viento solar. Existen

variaciones que cobran mayor relevancia a la hora de hacer los levantamientos magnéticos, como son:

- Variaciones diurnas: Es de las más importantes, debe su origen a la acción del viento solar sobre las corrientes ionosféricas, varía con respecto a la latitud geográfica, provoca el achatamiento del campo magnético terrestre hacia la parte de la Tierra que está expuesta al sol, generando un cambio de aproximadamente 60 nT en un lapso de 24 horas (Telford et al., 1990).
- La interacción del viento solar con el campo magnético terrestre causa la formación de un anillo de cargas en el ecuador lo cual produce variaciones de 10 nT aproximadamente en las latitudes cercanas a él (Telford et al., 1990; Taylor, 2017).
- Las transiciones del campo magnético terrestre en los polos, lo cual puede durar algunas horas, por la interacción de partículas cargadas y las líneas de flujo del campo que concurren durante las tormentas magnéticas, genera cambios de aproximadamente 20 nT (Taylor, 2017; Telford et al., 1990).

Anomalía Magnética. Una anomalía magnética representa una perturbación local del campo magnético de la Tierra, surge de un cambio local en la magnetización, llamado también contraste de magnetización. La naturaleza asimétrica de las anomalías magnéticas es una consecuencia de las direcciones de las líneas de campo del imán creado localmente y de las características del campo magnético de la Tierra, generalmente inclinado respecto a la superficie terrestre. Por lo tanto, es importante comprender la naturaleza de los campos dipolares y monopulares, para

demostrar que la suma de tales formas elementales explica la mayoría de las anomalías complejas y facilita la interpretación (Telford et al., 1990).

En referencia a la Figura 15, en un estudio magnético normalmente lo que se mide es el campo total \vec{B} que es la suma del campo de referencia \vec{B}_0 (IGRF), cuya dirección $\hat{\beta}$, más un campo anómalo $\Delta\vec{B}$ proveniente de un cuerpo o cuerpos magnetizados en las cercanías del punto de medición. En prospección, el uso casi exclusivo de magnetómetros de campo total que son capaces de medir solo la magnitud, pero no la dirección del campo magnético ha impuesto el uso de la anomalía de campo total (A_T) como la herramienta principal para la interpretación de los resultados de estudios magnetométricos. Esta anomalía es simplemente la diferencia entre los módulos del campo medido y el campo de referencia (Telford et al., 1990; Pérez Orrego, 2017).

$$A_T = |\vec{G}| - |\vec{B}_0| = |\vec{B}_0 + \Delta\vec{B}| - |\vec{B}_0|, \quad (10)$$

asumiendo que $|\Delta\vec{B}| \ll |\vec{B}_0|$, como normalmente es el caso, se tiene $\vec{G} \approx |\vec{B}_0| + |\Delta\vec{B}| \cos\theta$, de donde

$$\vec{A}_T \approx |\Delta\vec{B}| \cos\phi = \hat{\beta} \cdot \Delta\vec{B}. \quad (11)$$

La anomalía de campo total se puede entonces calcular simplemente, como la proyección del campo anómalo sobre el campo de referencia.

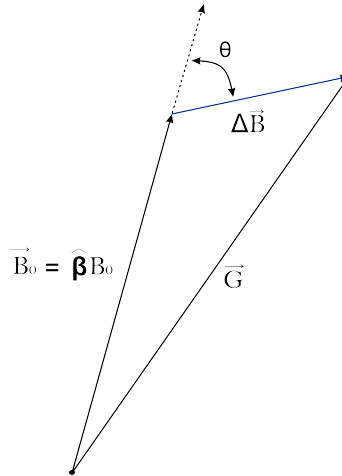
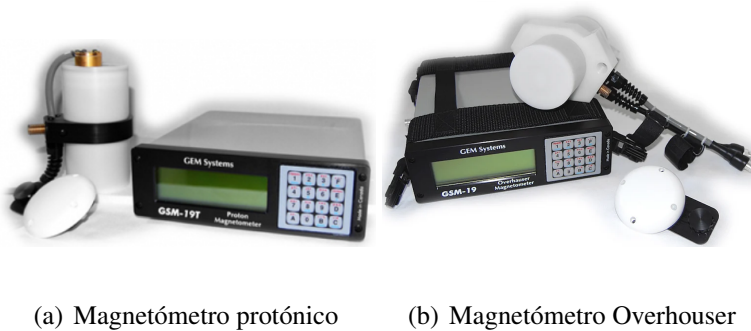


Figura 15. Relación del campo total \vec{C}_T , que es la suma del campo magnético de referencia \vec{B}_0 (IGRF), más el campo anómalo \vec{G} .

Equipo. La instrumentación usada en este trabajo consistió en un magnetómetro rover y un magnetómetro base, con sus respectivos accesorios, ambos con sensores de campo total. Se usó un magnetómetro protónico y un Overhauser con precisión absoluta de 0.2 nT y 0.1 nT respectivamente, de la marca GemSys la cual incorpora un GPS propio, como se muestra en la Figura 16.



(a) Magnetómetro protónico

(b) Magnetómetro Overhauser

Figura 16. Equipo de Magnetometría.

Es importante recordar que la Tierra se comporta como un campo dipolar, genera un campo

magnético en el que las líneas de fuerza magnética salen desde el polo norte magnético y entran al polo sur magnético, como consecuencia, cualquier punto en la corteza está afectado por un campo magnético.

2.4.2. Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE). La (TRE) consisten en inyectar corriente en el subsuelo y medir las diferencias de potencial generados por dicha corriente. Del análisis de esos valores se determina la resistividad eléctrica. Es una técnica que genera un perfil 2D del subsuelo y se aplica ampliamente a la prospección de minerales, la exploración hidrológica, la investigación ambiental, la ingeniería civil, entre otros. Este capítulo ofrece una revisión general de los aspectos técnicos de TRE, que incluye la teoría fundamental de la exploración de resistividad ([Taylor, 2017](#)).

Antecedentes y Generalidades. La TRE proporciona perfiles 2D de las distribuciones de resistividades del subsuelo. En el marco de los yacimientos, esta distribución de resistividades varía de forma lateral y vertical, de acuerdo a las estructuras, capas, diques e intrusiones enterradas, por lo que los perfiles de resistividad, permiten observar esa distribución de variaciones, sin necesidad de una excavación previa, lo que facilita la identificación e interpretación de los yacimientos, así como la planificación de las excavaciones y la política de conservación de los mismos ya que los sondeos pueden hacerse a diferentes tiempos para controlar sus variaciones en el tiempo.

Estudios de TRE, usados en la investigación de yacimientos, incluyen la identificación de depósitos minerales, con una geología compleja, a partir de imágenes de resistividad ([Rasskazov et al., 2013](#)). En este caso, los resultados del modelado muestran patrones regulares de distribución

de campos eléctricos, que se utilizan para interpretar datos in situ y construir modelos de referencia destinados a definir formas y tamaños. El desarrollo de un proyecto minero requiere fundamentalmente de la definición de la tendencia de mineralización y el volumen de minerales disponibles, parámetros que pueden sugerirse a partir de una caracterización geofísica del yacimiento usando la TRE como sugiere ([Moreira et al., 2016](#)).

Los métodos geoelectricos permiten estimar la resistividad (ρ) de las rocas, que se expresa en $\Omega \cdot m$. La resistividad es una propiedad física que en rocas depende de varios aspectos como la porosidad, fracturamiento, saturación, salinidad del fluido y temperatura, entre otros, lo que impide atribuir un único valor de resistividad a una roca concreta. Sin embargo, tendencias de valores se han identificado Figura 17. La (TRE) es uno de los métodos geoelectricos más apropiados para el estudio de yacimientos porque permite determinar, con suficiente aproximación, la dimensión, ubicación y potencialidad de los sulfuros que acompañan estas mineralizaciones, a partir del alto contraste de resistividades de los minerales de mena con las rocas caja ([Taylor, 2017](#)).

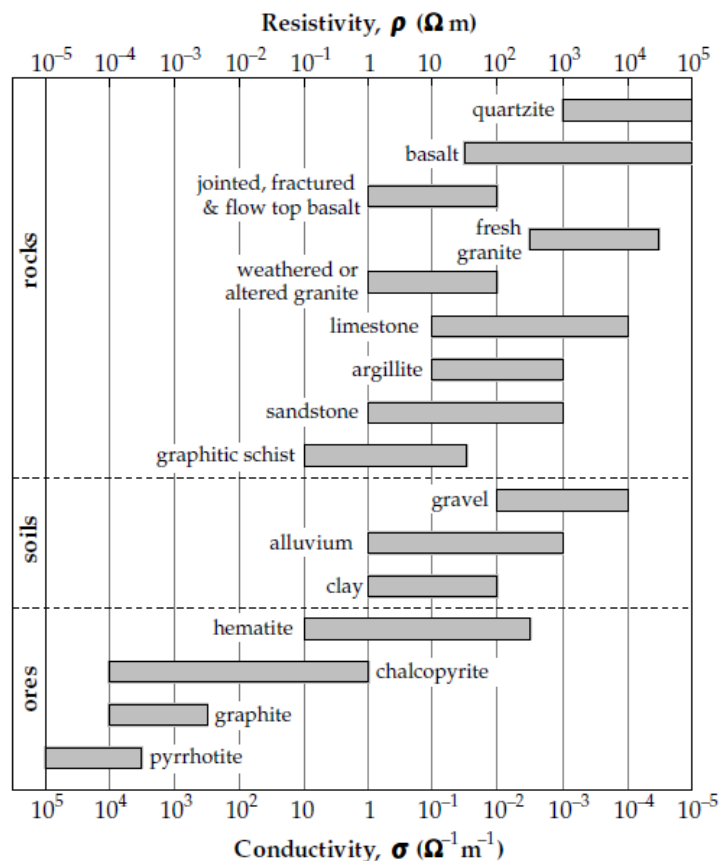


Figura 17. Rangos de resistividad Eléctrica para algunas rocas, suelos y minerales. Tomada de (Lowrie, 2007)

En minerales metálicos, la resistividad puede ser muy baja, pero las rocas ígneas que no contienen agua pueden tener una resistividad muy alta. Por ejemplo, en un mineral de piritita de alto grado, ρ es del orden de $10^{-5} \Omega \cdot m$, mientras que en una Riolita de alrededor de 10^{-12} a $10^{-14} \Omega \cdot m$ (Moreira et al., 2016). El rango entre estos extremos abarca 13 órdenes de magnitud. Sin embargo, el método no es infalible, ya que el rango de resistividad de cualquier tipo de roca es amplio y se superpone con otros tipos de roca (Figura 17).

Fundamentos Teóricos de la TRE. La TRE es un método geofísico que permite investigar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo mediante la circulación de corriente continua con una fuente controlada. El método se basa en la generación de un campo eléctrico por el flujo de corriente conectada al suelo, mediante los electrodos de corriente denominados (*A* y *B*). Posteriormente se mide la diferencia de potencial eléctrico mediante dos electrodos de potencial *M* y *N* (Figura 18).

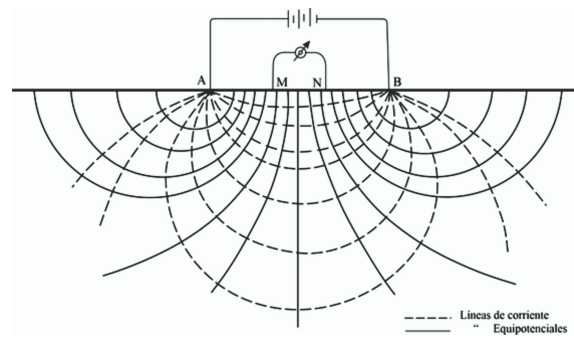


Figura 18. Esquema básico de los métodos de resistividad. Tomada de (Telford et al., 1990)

Aplicando la Ley de Ohm, la cual dice que debido a la existencia de materiales que dificultan el paso de la corriente eléctrica a través de estos el valor de la tensión o voltaje es directamente proporcional a la intensidad de la corriente, se determina que esta diferencia de potencial se ve afectada por las resistividades de los distintos materiales del subsuelo que atraviesa el campo eléctrico.

Resistencia Eléctrica. Ley de Ohm. Experimentalmente se demuestra que la intensidad de corriente que atraviesa un cuerpo por unidad de área es linealmente proporcional al gradiente del potencial ($\Delta V / \Delta L$) (Halliday et al., 2001). Por lo tanto, para un área cualquiera, será

$$I = \frac{\Delta V \cdot \sigma \cdot A}{\Delta L}, \quad (12)$$

donde A es el área y la constante de proporcionalidad, σ , es la conductividad del material. La resistencia R que cuantifica la oposición de un cuerpo al paso de la corriente eléctrica es directamente proporcional a la longitud L e inversamente proporcional a la conductividad

$$R = \rho \frac{L}{A}, \quad (13)$$

donde ρ es la resistividad, un parámetro intrínseco de cada material. Como la Conductividad σ es el inverso de la resistividad ρ , $\rho = 1/\sigma$

$$R = \frac{1}{\sigma} \frac{\Delta L}{A}, \quad (14)$$

despejando σ de la ecuación 14 y sustituyendo en la ecuación 12, se obtendrá

$$I = \frac{\Delta V}{R}, \quad (15)$$

es decir un cuerpo que ofrece una resistencia de I Ohmio cuando es sometido a una diferencia de potencial de I Voltio permite la circulación a través de él, de una intensidad de corriente de I amperio (Telford et al., 1990).

Medida de la resistividad en un punto. (Resistividad aparente). Se introduce una corriente de intensidad I en el suelo en un punto A , mediante la Ley de Ohm, se calcula la resistencia R , que se opone el paso de la corriente en un casquete (semiesférico) de radio r y espesor dr como se observa en la Figura 19.

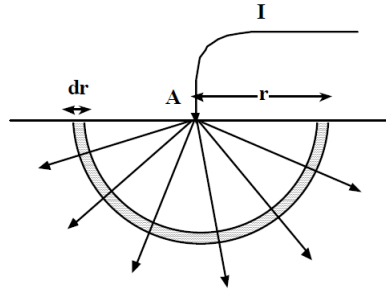


Figura 19. Corriente inducida sobre un punto.

Mediante la ecuación 14 se obtiene

$$R = \rho \frac{dr}{2\pi r^2}, \quad (16)$$

luego aplicando la ecuación 15 y sustituyendo el valor de R obtenido, para posteriormente integral, se tendrá como resultado

$$V = \rho \frac{I}{2\pi r}, \quad (17)$$

que es el potencial en cualquier punto alrededor de un punto de inyección de corriente en un material homogéneo e isotópico (Telford et al., 1990; Lowrie, 2007). A partir de la inclusión de otro electrodo B , se puede introducir una corriente continua en el subsuelo, cuyo potencial medido en el punto M será igual al producido por A menos el producido por B . Dos veces la expresión 17

y restando el electrodo que se espera tenga un signo diferente de carga, se obtiene el potencial en el punto M

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi AM} - \frac{\rho I}{2\pi BM}. \quad (18)$$

En la práctica no se mide el potencial generado en el punto (para eso habría que situar uno de los polos del voltímetro en el infinito) sino que medimos la diferencia de potencial entre dos puntos M y N como se ve en la (Figura 20). Aplicando la expresión 18, por lo tanto, la diferencia de potencial entre los puntos M y N será:

$$V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right). \quad (19)$$

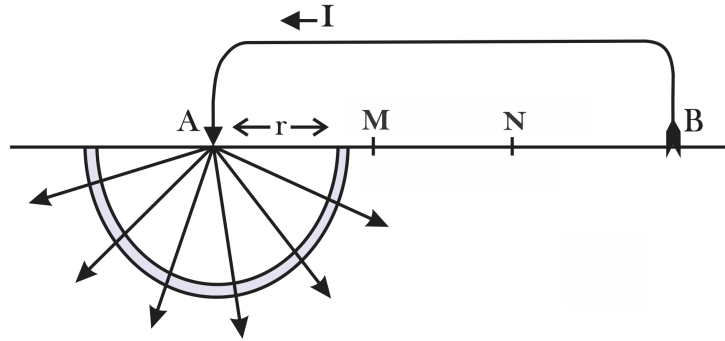


Figura 20. Diferencia de potencial en los dos electrodos de potencial M y N .

Despejando la resistividad ρ de la ecuación 19

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)}, \quad (20)$$

simplificando, y llamando K a la segunda fracción, la resistividad se expresa como:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K. \quad (21)$$

La constante K se denomina *Coefficiente geométrico del dispositivo*, porque depende solamente de las distancias entre los cuatro electrodos (A, B, M, N) (Lowrie, 2007). Entonces deducir la ecuación 21 no es necesario suponer que los electrodos A, B, M y N tienen coordenadas específicas. Es decir, que para obtener la resistividad del subsuelo, simplemente hay que dividir la lectura de la diferencia de potencial en los dos electrodos por la lectura del amperímetro y multiplicar por K (Iakubovskii y Liajov, 1980; Telford et al., 1990).

Como las rocas se presentan en diferentes capas, es habitual que la ρ obtenida sea un promedio de las resistividades de diversos materiales medidos en el experimento. Por tanto, lo denominamos resistividad aparente (ρ_a). La determinación de la resistividad real consiste en obtener un modelo que proporcione la distribución de la resistividad de cada capa del subsuelo, mediante la inversión de la resistividad aparente, obtenida a partir de cierto dispositivo electródico, y la resistividad teórica, definida a partir de experimentos hechos con el mismo dispositivo en zonas con un buen control de observaciones directas (Lowrie, 2007; Iakubovskii y Liajov, 1980).

Configuraciones electródicas lineales. La disposición geométrica de los electrodos de corriente y de potencial en el terreno, al momento de realizar un estudio de prospección geoelectrica se define como arreglo electródico. Los arreglos fundamentales se diferencian entre sí por la distancia entre los electrodos en cada uno de ellos, así como la posición de los electrodos de

corriente con respecto a los electrodos de potencial. En las siguientes secciones se presentará una descripción breve de cada una de las configuraciones electródicas con sus coeficientes geométricos

Tabla 2 mencionadas por (Lowrie, 2007; Longo et al., 2014; Orellana et al., 1982).

Tabla 2

Coeficiente geométrico K para las principales configuraciones electródicas. Tomado de (Taylor, 2017; Orellana et al., 1982)

Configuración electródica	Valores de K
Wenner	$2\pi a$
Wenner-Schlumberger	$\pi n(n+1)a$
Dipolo-Dipolo	$\pi n(n+1)(n+2)a$
Polo-Dipolo	$2\pi n(n+1)a$

Configuración Wenner: En el arreglo Wenner los electrodos A y B mantienen una distancia a con respecto a los electrodos M y N (Figura 21). La virtud de este arreglo consiste en que el espacio entre los electrodos de potencial y de corriente se incrementa constantemente en la misma proporción, reduciendo así la sensibilidad del aparato de medición, y el ruido eléctrico inducido de forma natural, por los factores ambientales del terreno (Orellana et al., 1982).

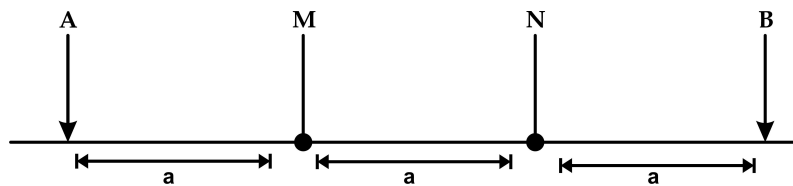


Figura 21. Arreglo Wenner donde (A, B) son electrodos de corriente y (M, N) electrodos de potencia.

Configuración Wenner-Schlumberger: En este arreglo la distancia entre los electrodos de

potencial M y N se mantiene constante, mientras que la distancia entre los electrodos de corriente A y B varía, de esta manera en el nivel $n = 1$ la distancia entre los electrodos de corriente es a , en el nivel $n = 2$ dicha distancia es $2a$, siguiendo esta secuencia para n número de niveles (Figura 22). Esta configuración es menos sensible a las variaciones laterales del terreno o buzamiento de los estratos, debido a que los electrodos de potencial permanecen inmóviles (Orellana et al., 1982).

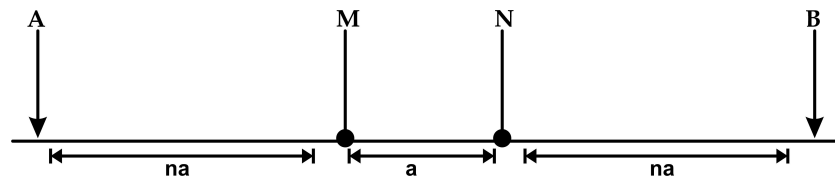


Figura 22. Arreglo Wenner-Schlumberger donde (A, B) son electrodos de corriente y (M, N) electrodos de potencia.

Configuración Dipolo Dipolo: En este arreglo los electrodos de potencial y de corriente conservan entre sí una distancia constante, pero la distancia entre los polos formados por cada par de electrodos varía. La distancia empleada para los perfiles de resistividad es BM, que en un nivel $n = 1$, será a , y en un nivel $n = 2$, $2a$ (Figura 23). Este arreglo produce una gran cantidad de mediciones, localiza mejor las estructuras verticales, sin embargo, tiene un limitado alcance a profundidad. Los electrodos son alineados de tal manera que forman dipolos (Orellana et al., 1982).



Figura 23. Arreglo Dipolo-Dipolo donde (A, B) son electrodos de corriente y (M, N) electrodos de potencia.

Configuración Polo-Dipolo: Este arreglo consiste en la localización de sólo un electrodo de corriente y dos electrodos de potencial formando dipolos a muchas separaciones de la distancia bipolar. El circuito generado por el electrodo donde se inyecta la corriente se cierra con otro electrodo que se coloca a una distancia muy grande, la suficiente para que surja el efecto de que se encuentra en el infinito, y de esta manera no influye sobre los dipolos de medición, en los cuales la señal eléctrica es recibida y medida (Figura 24). La profundidad de investigación guarda una relación directa con la separación de los electrodos, lo que hace que este método alcance profundidades de medición grandes, pero con baja resolución (Orellana et al., 1982).

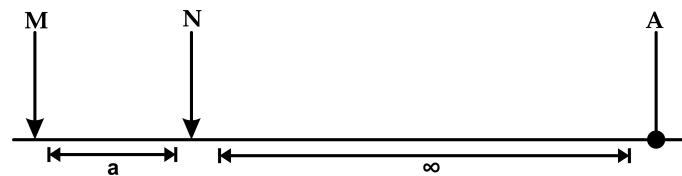


Figura 24. Arreglo Polo-Dipolo donde (A, B) son electrodos de corriente y (M, N) electrodos de potencia.

Equipo. En la adquisición de geoelectrica se utilizó el equipo de Terrameter LS (Figura 25), manufacturado por Guideline-GEO ABEM de Suecia, con 2 cables multi electródico LUND con espaciamiento máximo de 5 metros.



Figura 25. Equipo Terrameter LS.

3. Metodología

3.1. Recolección muestras de roca

La primera etapa del estudio consistió en la recolección de muestras de rocas en afloramientos en el sector de Algarrobo-La Llandada, ubicados en los municipios de Rionegro y El Playón (Santander). Se tomaron muestras de dos litologías presentes en el área de estudio: la Formación Bocas (Fb) y la Riolita de la Formación Bocas (r). Además, se recolectaron muestras en los contactos geológicos (Figura 26), estas ubicaciones se representan mediante cuadros amarillos.

Para determinar las principales áreas de extracción de muestras de rocas en el campo, se tomaron en cuenta las zonas previamente estudiadas por [Latorre y Rojas \(2018\)](#); [Alarcón et al. \(2020\)](#), quienes reportan secuencias volcánico-sedimentarias en afloramientos bien conservados con presencia de sulfuros y minerales opacos en secciones de roca de láminas delgadas en rocas de brechas [Br], dacitas [Da] y detríticas [De].

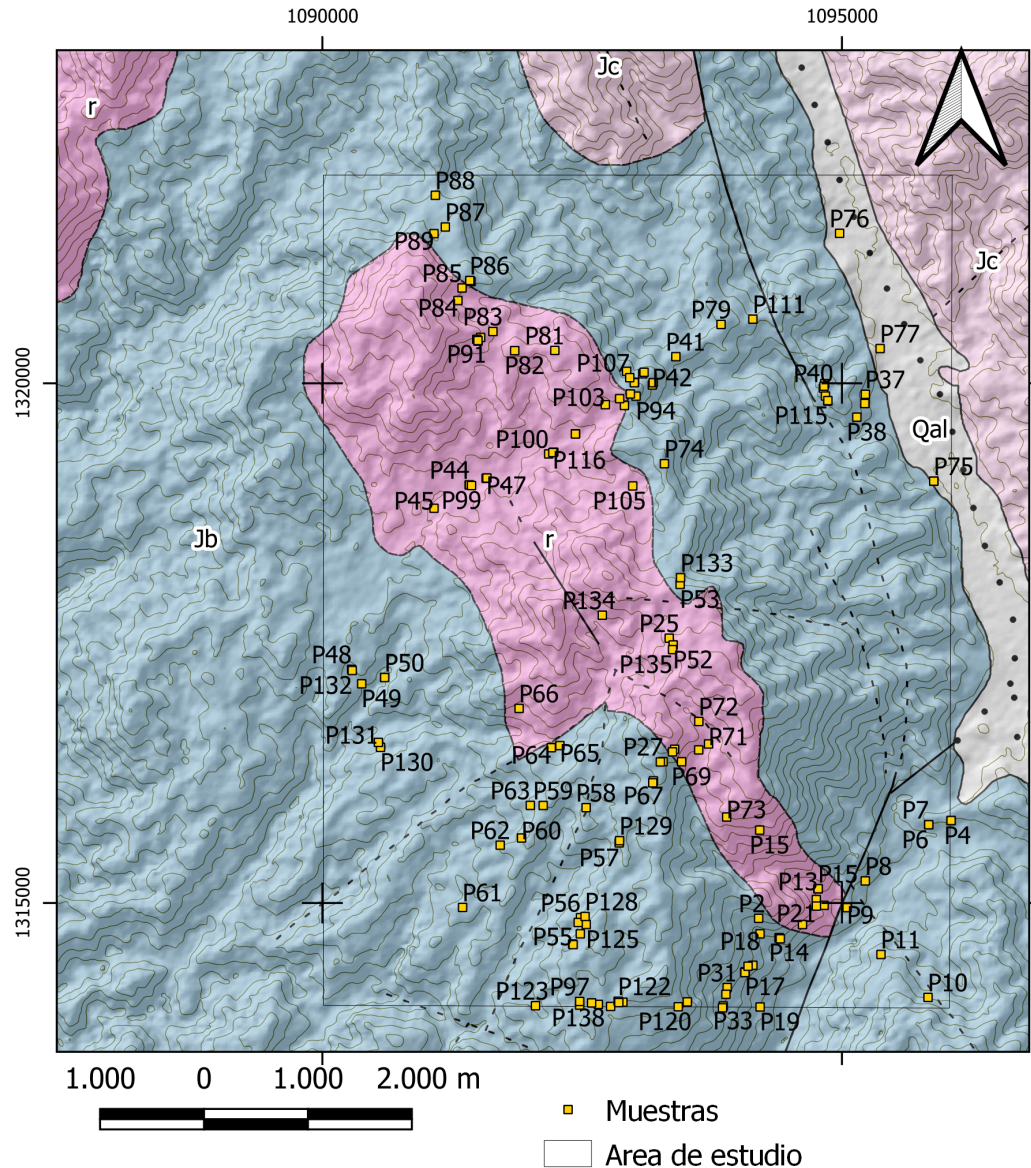


Figura 26. Recolección de muestras en afloramientos demarcados en cuadros amarillos sobre la zona de estudio.

Posteriormente a la fase de campo Figura 27.a, se generaron 320 plugs de 138 muestras de las rocas recolectadas como se observan en la Figura 27.b, se les realizó estudios de las propiedades físicas en laboratorio de resistividad eléctrica, cargabilidad eléctrica y susceptibilidad magnética.



(a) Adquisición de muestras.

(b) Nucleos

Figura 27. Adquisición de rocas en afloramientos para estudiar las propiedades físicas de las rocas.

- Medición de cargabilidad y resistividad eléctrica: se utilizó el equipo *Sample Core Induced Polarization Tester (SCIP Tester)*. La medición consideró un intervalo semi-logarítmico de dos minutos de medición con un semi-delay de 40 ms y Stack de 25. Las mediciones fueron realizadas en dos etapas: en la primera etapa se realizó la medición de la cargabilidad y resistividad eléctrica con la muestra totalmente seca. En la segunda etapa, los plugs fueron sumergidos en agua por dos días para asemejar el comportamiento de las propiedades en su entorno natural, procedimiento sugerido por el manual del equipo. Para mejorar el contacto entre las muestras con las placas de los electrodos, se empapó la esponja con una solución saturada de sulfato de cobre, las cuales se usan de contacto de las muestras con las placas de los electrodos. Los valores medidos fueron compilados en una tabla (Apéndice 1).
- Medición de la susceptibilidad magnética: se utilizó el equipo *Bartington MS2 – MS3* en las unidades de medida de SI. Las muestras o plugs deben de tener un volumen de 10 mililitros como se observó en la Figura 27.b. Este equipo mide la susceptibilidad magnética

utilizando una sonda de campo magnético que se coloca en contacto con la muestra. La sonda emite un campo magnético alterno de baja frecuencia en la muestra, y mide la respuesta de la muestra al campo magnético aplicado. La señal de respuesta se amplifica y se procesa en el equipo, y se calcula la susceptibilidad magnética de la muestra. La susceptibilidad se expresa en unidades de volumen, generalmente en partes por millón (ppm) o en unidades SI (m^3/kg). Los valores medidos fueron compilados en una tabla (Apéndice 1).

3.2. Adquisición geofísica

3.2.1. Magnetometría. La información magnética se adquirió a lo largo de la carretera rural que atraviesa la vereda entre Algarrobo y La Llandada, en el municipio de Rionegro y el Playón Santander. Se realizaron tres perfiles magnéticos utilizando un equipo magnetómetro rover (Overhauser) montado en una mochila y arnés, este magnetómetro tiene una precisión absoluta de $\pm 0.1 \text{ nT}$. Además, se utilizó una estación base con un magnetómetro protónico, con una precisión absoluta de $\pm 0.2 \text{ nT}$. La Figura 28 muestra el equipo utilizado en el proceso de adquisición magnética.



Figura 28. Adquisición de datos magnéticos.

Durante el estudio geofísico de magnetometría, se llevó a cabo un monitorio de la variación magnética diurna mediante la sincronización del magnetómetro base con el rover. El objetivo principal de esta sincronización fue asegurar una referencia temporal consistente en las mediciones de campo magnético. Para ello, se ubicó estratégicamente el magnetómetro base en una posición fija y estable, cuidadosamente seleccionada en una zona donde se minimizaban las interferencias magnéticas significativas, evitando la presencia de casas, cercas, cables eléctricos y otros elementos.

El magnetómetro base desempeñó un papel crucial al actuar como una referencia constante para las mediciones realizadas por el rover, el cual se desplazó a lo largo de la zona de interés. La sincronización de los registros del magnetómetro base y el rover permitió garantizar la com-

parabilidad y coherencia temporal de las mediciones tomadas en diferentes puntos a lo largo del perfil, esta sincronización resultó fundamental para llevar a cabo análisis y correlaciones espaciales precisos utilizando los datos magnéticos recopilados.

Durante la adquisición de datos, se registró la intensidad del campo magnético cada 1 segundo en el rover, mientras que en la estación base se realizó cada 2 segundos. Los perfiles de adquisición de datos tuvieron una longitud aproximada de 11,86 *km* en la dirección horizontal y en la Tabla 3 se detallan los transectos correspondientes a la adquisición de datos, así como la ubicación de la estación base y los puntos de inicio y fin de los perfiles obtenidos mediante el magnetómetro rover en Coordenadas MAGNA-SIRGAS (EPSG: 3116).

Tabla 3

Características de los perfiles magnéticos, y coordenadas geográficas en formato MAGNA-SIRGAS (EPSG: 3116). Acrónimos MR: Magnetómetro Rover, MB: Magnetómetro base.

Perfil Magnético	Coordenada punto inicial (MR)	Coordenada punto final (MR)	Coordenada (MB)	Longitud Recorrida
Zona 1A	1091451.5 E	1092954.3 E	1092963.6 E	3227.146 m
	1321116.9 N	1319778.1 N	1319778.9 N	
Zona 1B	1091266.59 E	1092952.9 E	1092963.6 E	2555.528 m
	1318912.69 N	1319780.6 N	1319778.9 N	
Zona 2	1093081.21 E	1096206.0 E	1093122.2 E	6081.659 m
	1313424.46 N	1315816.6 N	1313479.6 N	

3.2.2. Geoelectrica. El montaje geofísico para la Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) se llevó a cabo siguiendo un procedimiento específico. Se utilizaron una serie de electrodos, generalmente colocados en forma lineal, para establecer una red de mediciones eléctricas en el subsuelo. Estos electrodos se conectaron a un sistema de adquisición de datos que registró las

mediciones de resistividad eléctrica en diferentes ubicaciones a lo largo de la línea. El montaje de las líneas de TRE se realizó de acuerdo con los objetivos del estudio y las características del área de interés, las líneas se trazaron considerando factores como la geometría del terreno, la profundidad de interés y la resolución deseada. Además, se tuvieron en cuenta las condiciones geológicas y los obstáculos presentes en el área.

Durante la adquisición de datos, se aplicó una corriente eléctrica controlada a través de los electrodos de corriente y se midió la diferencia de potencial en los electrodos de potencial. Estas mediciones se registraron en varios puntos a lo largo de la línea, lo que permitió obtener información sobre la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo. Las mediciones se llevaron a cabo utilizando el mismo perfil de adquisición utilizado en la Magnetometría. Las líneas de TRE se ubicaron en zonas delimitadas, basándose en el estudio de las propiedades físicas medidas en el laboratorio donde el proceso de adquisición se muestra en la (Figura 29). Las ubicaciones geográficas específicas se presentan en la Tabla 4, donde se indican los puntos iniciales y finales de cada línea de TRE.

En cuanto al arreglo utilizado, se optó por el arreglo Schlumberger debido a su capacidad de proporcionar una buena resolución tanto vertical como horizontalmente. Este arreglo es conocido por su capacidad para capturar detalles tanto en profundidad como en lateralidad de las estructuras subsuperficiales, lo que resulta adecuado para la interpretación de los datos obtenidos.



(a) Conexión de electrodos.

(b) Ubicación del equipo.

Figura 29. Adquisición de datos eléctricos.(a) Extensión del cable y conexión de los electrodos. (b) Ubicación y operación del equipo.

Tabla 4

Características de las líneas de TRE, y coordenadas geográficas en formato MAGNA-SIRGAS (EPSG: 3116).

Línea	Punto Inicial	Punto Final	Separación entre electrodos	Numero de electrodos	Longitud	Arreglo
TRE 01	1092952.791 E	1092864.168 E	2.5 m	41	100 m	Schlumberger
Zona 1A	1319771.980 N	1319820.584 N				
TRE 02	1091373.635 E	1091553.971 E	5 m	41	200 m	Schlumberger
Zona 1B	1318978.156 N	1319057.140 N				
TRE 03	1094976.154 E	1095009.543 E	5 m	41	200 m	Schlumberger
Zona 2	1315223.594 N	1315032.642 N				

3.3. Procesamiento datos geofísicos

A partir de los datos obtenidos en campo (datos crudos), se aplicó un flujo de procesamiento haciendo uso de métodos de inversión matemáticos para obtener modelos del subsuelo, los cuales fueron analizados para la generación de modelos esquemáticos finales. El procesamiento de la información adquirida de los transectos de magnetometría y TRE se ejemplifica en esta sección,

donde se aplicaron diferentes filtros para estudiar las posibles causas que ocasionan una anomalía o variaciones en sus propiedades físicas. Adicionalmente, se resumió el flujo de procesamiento de las fotografías capturadas en campo para la generación de las ortofotos de las ubicaciones de los tres perfiles geoelectricos y magnéticos realizados (Perfil A-A', Perfil B-B' y Perfil 2), con la finalidad de tener una imagen actualizada del terreno y evaluar posibles causas de ruido.

3.4. Procesamiento de datos magnéticos de campo

3.4.1. Serie temporal de reducción de picos (ruido) De-Spiking. En la adquisición de datos magnéticos como en las demás adquisiciones geofísicas, se presentan valores atípicos, o “picos”. A veces, aparece un valor atípico ocasional en un conjunto de datos, es decir, se puede establecer que el valor atípico no es parte de la señal deseada. Entonces se identifica y se elimina los puntos extraños antes del procesamiento, (círculos abiertos) como se observan en la Figura 30. Se puede suponer que los picos son causados por un error aleatorio del instrumento. Los datos eliminados se reemplazan por un valor medio de sus vecinos inmediatos.

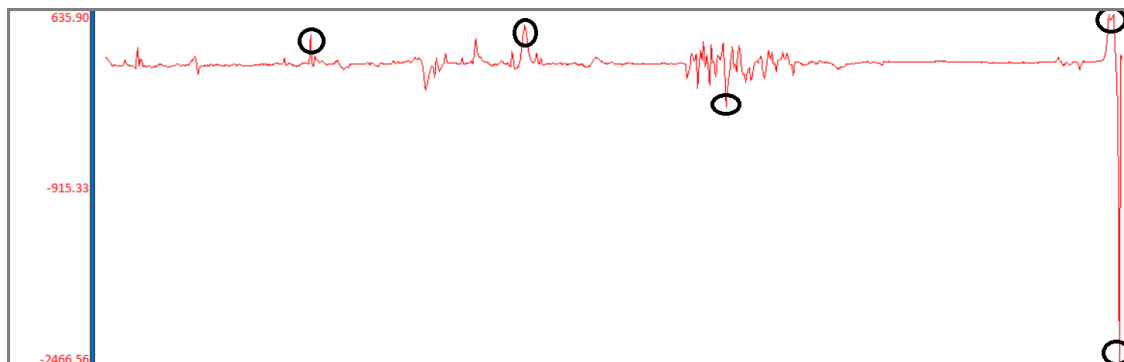


Figura 30. valores atípicos presentados en círculos de color negro que se eliminar para realizar el procesamiento.

3.4.2. Variaciones Diurnas y cálculo de anomalía magnética de campo total. La

variación magnética diurna registrada fue removida sincronizando las mediciones del magnetómetro base y el magnetómetro rover (Figura 31). La anomalía magnética de campo total se obtuvo restando el IGRF a cada punto, de acuerdo a su Latitud, Longitud, elevación, fecha y hora de medición, para detectar posibles valores anómalos.

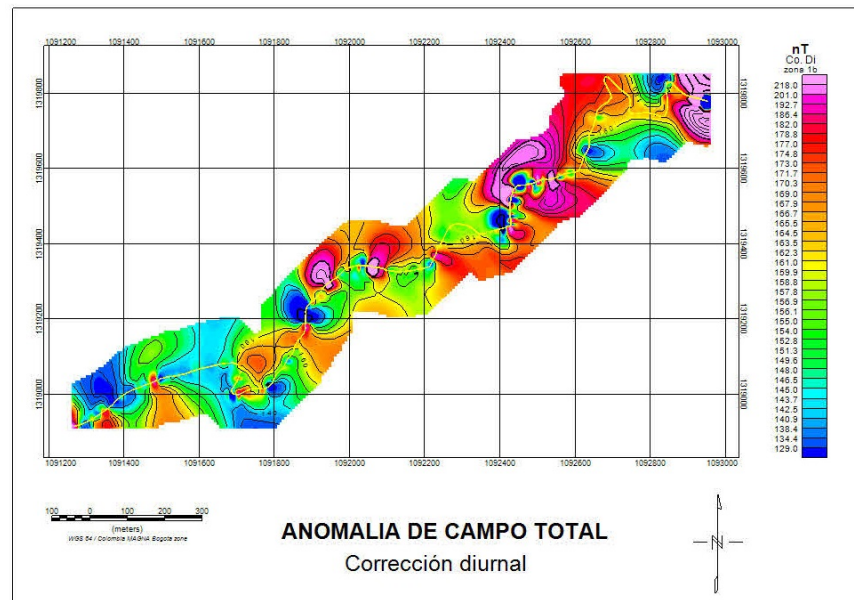


Figura 31. Mapa con corrección por corrección diurna.

Este mapa se caracteriza por la presencia de anomalías dipolares de intensidad magnética en la ubicación de $X = 1092400$, $Y = 1319600$ y en ubicaciones al norte que posiblemente indiquen la magnetización por inducción magnética. La Figura 31 se usa como base de varios de los mapas que se presentan a continuación.

3.4.3. Interpretación de magnetometría. Para distinguir las posibles fuentes anómalas, se realizan diferentes filtros: reducción al polo, regional, residual, entre otros. Un método de filtrar datos magnéticos adquiridos en el dominio espacial bidimensional (x,y) , es trabajar en el dominio recíproco de Fourier. El dominio del número de onda o frecuencia espacial (k_x, k_y) . En este contexto, una función $f(x,y)$ en el dominio espacial, se transforma en otra función $f(k_x, k_y)$ en el dominio del número de onda mediante la transformada bidimensional de Fourier:

$$f(K_x, K_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x,y) e^{-i(k_x x + k_y y)} dx dy, \quad (22)$$

mediante la transformada inversa se recupera la función original:

$$f(x,y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(K_x, K_y) e^{-i(k_x x + k_y y)} dK_x dK_y, \quad (23)$$

es de hacer notar que en las ecuaciones 22 y 23 la distribución entre la función en el dominio espacial y su correspondiente versión en el dominio recíproco del número de onda, se hace a través de sus argumentos (x,y) o (k_x, k_y) . La aplicación de filtros en el dominio del número de onda se lleva a cabo multiplicando la función $f(k_x, k_y)$ por el filtro $L(k_x, k_y)$ e invirtiendo luego el resultado mediante la ecuación 23 de vuelta al dominio espacial.

Los filtros aplicados para el modelo 2D de los datos magnéticos se llevó a cabo utilizando el módulo MagMap del software de *GEOSOFT* (2019) versión 9,6. A continuación, se presenta una descripción de los diferentes filtros utilizados.

3.4.4. Reducción al polo. El filtro de la reducción al polo consiste en transformar las anomalías magnéticas dipolares a anomalías monopoles, transformando la zona de estudio a como si éste hubiera, sido medida en el polo magnético norte o sur, donde tanto la magnetización inducida y el campo ambiental son verticales y en dirección hacia el interior terrestre, es decir: la anomalía de campo total es efectivamente monopolar y centrada directamente sobre el cuerpo que la genera. Esto permite una mejor interpretación de los datos, particularmente en zonas de alta latitud no cercanas al Ecuador (Figura 32). La siguiente expresión aplicable entre los polos y hasta zonas de 20° grados de latitud Norte o Sur, cuando las inclinaciones magnéticas son pequeñas (ejemplo, inclinaciones menores a 15°), es preferible utilizar otra metodología. Ejemplo, reducción al ecuador (Pérez Orrego, 2017).

$$L(\theta) = \frac{[\sin(I) - i.\cos(I).\cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(I_\alpha.\cos^2(D - \theta))][\sin^2(I) + \cos^2(I).\cos^2(D - \theta)]^2}, \quad (24)$$

esta función solo cumple si $|I_\alpha| < |1|$, $I_\alpha = I$, donde I_α Inclinación por corrección de amplitud, I Inclinación geomagnética, D Declinación geomagnética, $\theta = \tan^{-1}(k_x/k_y)$ Angulo del número de onda.

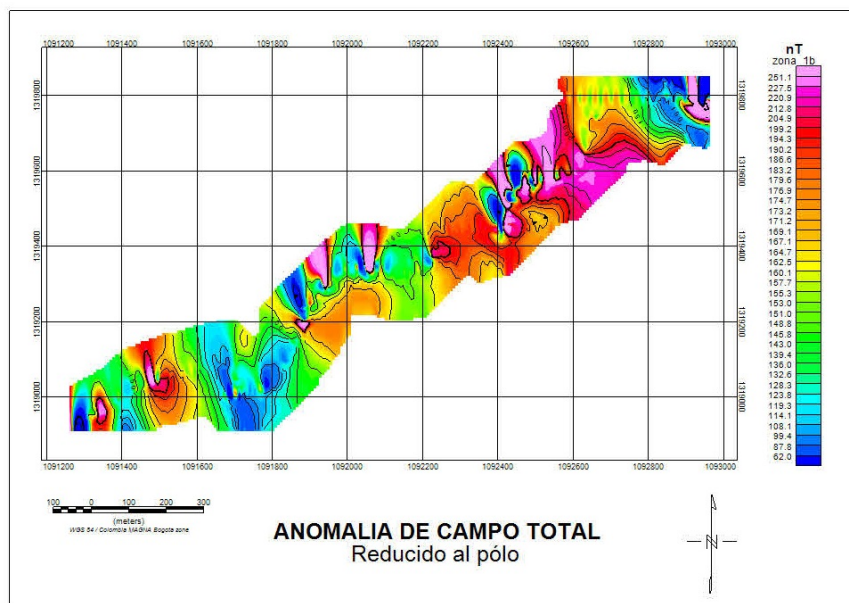


Figura 32. Este mapa presenta la reducción al polo de los datos de Anomalía de campo total con corrección diurna Figura 31.

En este proceso, se asumió que la magnetización de los cuerpos anómalos es únicamente inducida y no presenta remanencia. Para realizar los cálculos, se utilizaron los valores del IGRF (Modelo Internacional del Campo Magnético Terrestre) correspondientes al lugar y fecha de adquisición de los datos (Inclinación = $30,9070^\circ$, Declinación = $-8,8593^\circ$, e Intensidad = $31,584,0 \text{ nT}$). Como se puede observar, este proceso reduce en gran medida el carácter dipolar de la señal, lo cual indica que la magnetización de los cuerpos que generan la anomalía es de naturaleza inducida.

Los mapas reducidos al polo muestran una buena correlación con las unidades geológicas, lo que simplifica la interpretación de los datos. Las anomalías positivas indican la posición de fuentes magnéticas que tienen magnetización en la misma dirección que el campo magnético terrestre o el campo inductor. Sin embargo, este proceso no es efectivo si los cuerpos poseen magnetismo

remanente. Además, este método es más efectivo cuando la inclinación es superior a 10° y la latitud magnética es mayor a 20° . Si se aplica este filtro en latitudes fuera de este rango, no produce resultados adecuados. De hecho, en aquellos lugares donde el campo magnético está en dirección norte-sur, este filtro tiende a amplificar el ruido (Telford et al., 1990; Pérez Orrego, 2017; Lowrie, 2007).

Filtro Gaussiano Regional/Residual.. El filtro Gaussiano con frecuencia de corte k_0 se expresa como

$$L(k) = 1 - e^{-k^2/2k_0^2}, \quad (25)$$

donde $k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ es el valor absoluto del número de onda. Este filtro pasa-alto, deja entonces pasar pequeñas longitudes de onda (λ) correspondientes a lo que sería una señal de tipo residual. El uso del filtro complementario $1 - L(K)$ sería entonces uno que deja pasar grandes longitudes de onda, correspondiendo entonces a la parte regional de la señal.

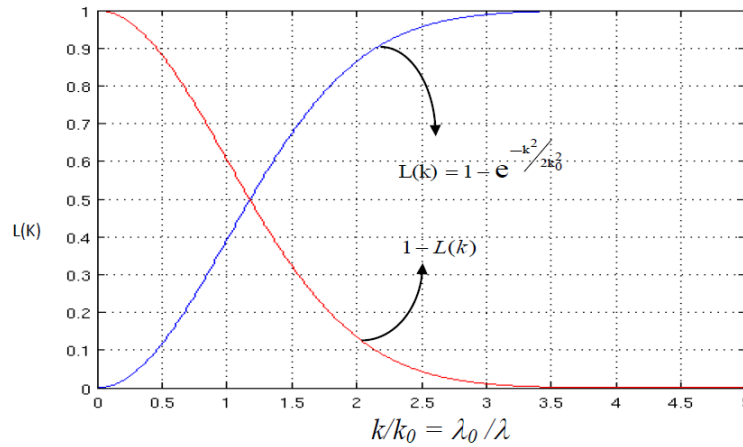


Figura 33. Representación gráfica del filtro Gaussiano. Imagen tomada de (Pérez Orrego, 2017).

La línea azul deja pasar pequeñas longitudes de onda (frecuencias espaciales k grandes) correspondientes a la señal de tipo residual. Línea roja corresponde al filtro complementario que deja pasar grandes longitudes de onda correspondientes a la parte regional de la señal.

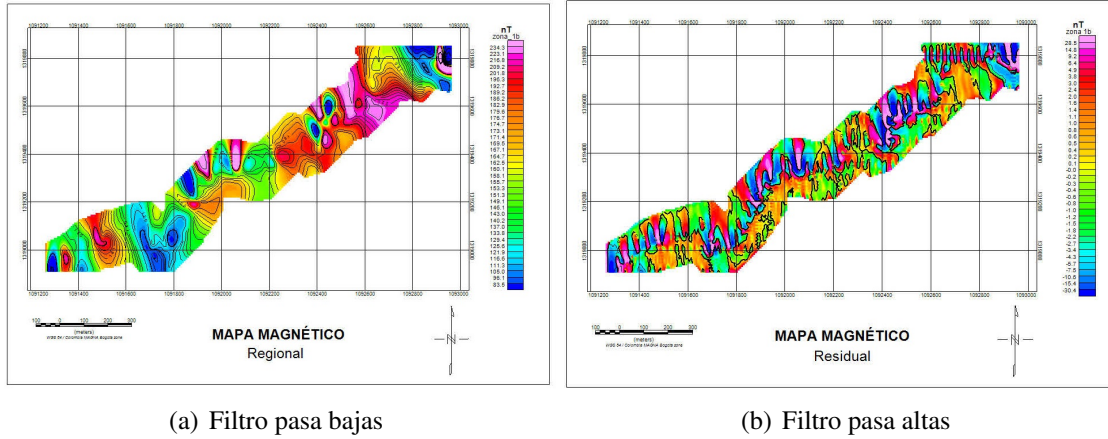


Figura 34. Filtro Gaussiano Regional y Residual, para poder observar anomalías mas profundas y/o anomalías mas someras.

Derivadas Verticales. Dada una señal $f(x,y)$ definida en un plano, la suposición de que se trata de una señal armónica (cumple con la ecuación de Laplace) hace posible el cálculo de las sucesivas derivadas en la dirección vertical z . Para la transformada de Fourier de la n -ésima derivada vertical se tiene:

$$TF \left[\frac{\partial^n f}{\partial z^n} \right] = |k|^n f(k_x, k_y) \quad (26)$$

Primera Derivada Vertical (n=1). La derivada vertical se aplica comúnmente a datos magnéticos de campo total para destacar rasgos geológicos provenientes de fuentes poco profundas que normalmente producen anomalías de alta frecuencia espacial o de baja longitud de onda. En algunos casos el contorno ‘cero’ de esta derivada permite delinear bordes de cuerpos. Se

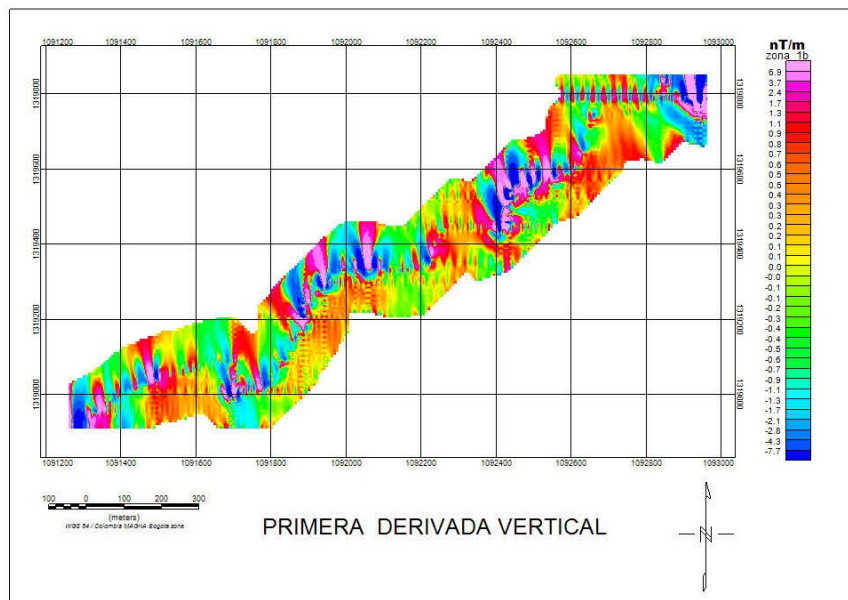


Figura 35. Primera derivada vertical.

aplico a la anomalía de campo total reducida al polo (Figura 32), cómo se explicó en el párrafo anterior para ayudar a delimitar mejor los bordes de los cuerpos magnetizados.

Segunda derivada vertical ($n=2$). La segunda derivada vertical tal como la primera derivada, también realza altas frecuencias espaciales. La segunda derivada vertical tiene mayor relevancia de resolución que la primera derivada vertical, pero requiere para su aplicación, datos de alta calidad ya que su mayor realce de altas frecuencias resulta también en mayor ruido, para este caso no se aplica debido a que el levantamiento se realizó sobre un perfil.

3.4.5. Inversión por VOXI modelo del subsuelo. El modelado basado en vóxeles se ha convertido en una herramienta usada durante las ultimas décadas, debido a sus costos informáticos drásticamente reducidos y al hecho de que la industria de la exploración intenta interpretar datos geofísicos cada vez más complejos asociados con objetivos más profundos. La simplicidad

de las representaciones de la Tierra basadas en vóxeles las hace atractivas. Se visualiza de mejor manera las posibles zonas con mayor valor de susceptibilidad magnética causadas por cuerpos en el subsuelo. Sin embargo, tienen una deficiencia importante: no son adecuados para representar las características geológicas comunes en los proyectos de exploración, porque se necesita una descripción geológicamente mas a detalle, por lo tanto, es un método que tiene que ir acompañado de otros estudios geofísicos y geológicos. *VOXIEarthModellingtm* es un módulo de computación en clúster y en la nube de Geosoft OasisMontaj que permite la inversión de datos geofísicos de Magnetometría en 3D. Utiliza un algoritmo de inversión de celda de corte cartesiano (CCC) desarrollado por [Ingram et al. \(2003\)](#). El algoritmo ha sido simplificado por [Ellis y MacLeod \(2013\)](#) para poder representar posibles superficies geológicas.

La aplicación del modelo 3D de datos magnéticos se realizó como parte de la evaluación geofísica de las zonas de interés. El objetivo principal de utilizar OASIS MONTAJ fue generar un modelo tridimensional de la distribución de las anomalías magnéticas en el subsuelo. Esto permitió obtener una representación visual de las estructuras geológicas y de los cuerpos magnéticos presentes en el área de estudio. Este proceso involucró varias etapas. En primer lugar, se realizó la importación y procesamiento de los datos magnéticos adquiridos en el campo. Luego, se llevaron a cabo diferentes técnicas de filtrado y corrección para eliminar posibles ruidos y mejorar la calidad de los datos. Posteriormente, se procedió a la construcción del modelo 3D utilizando algoritmos de inversión y interpolación, en este se uso Kriging. Estos algoritmos tuvieron en cuenta los datos magnéticos registrados en diferentes ubicaciones para estimar la distribución espacial de las anomalías magnéticas en las zonas de interés.

Una vez generado el modelo 3D, se realizaron diferentes análisis e interpretaciones para identificar posibles estructuras geológicas, como fallas, cuerpos mineralizados o contactos entre diferentes unidades geológicas. Estas interpretaciones se basaron en la forma, la intensidad y la ubicación de las anomalías magnéticas en el modelo. En resumen, la aplicación del modelo 3D de datos magnéticos utilizando OASIS MONTAJ fue una herramienta valiosa para obtener una representación visual detallada de las estructuras geológicas y de los cuerpos magnéticos en el área de estudio. Esto permitió realizar análisis e interpretaciones geológicas.

3.5. Procedimiento de datos geoelectricos

Se presenta el procesamiento para la TRE con arreglo de schlumberger, los pasos expresados se reproducen a continuación; se verifico la geometría y parámetros de la adquisición, con el fin de realizar el filtrado de valores de resistividad que no tengan sentido físico y valores dispersos registrados. Se hizo un segundo filtro de valores de resistividad que no se comporten según la tendencia de cada nivel de profundidad, donde se busca una tendencia lineal de los valores de la resistividad eléctrica (Figura 36).

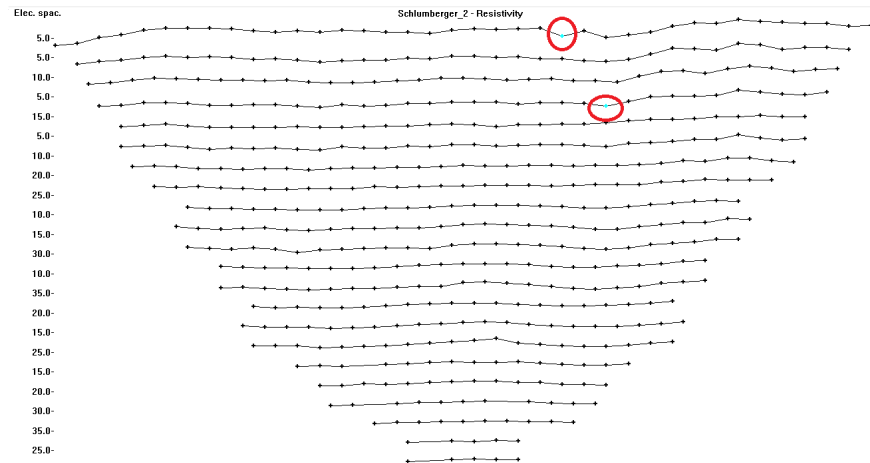


Figura 36. Filtrado de los datos para la TRE con arreglo Schlumberger, los valores filtrados son mostrados en color aguamarina.

Como una segunda etapa se deben configurar los parámetros de modelado e inversión con el fin de realizar una primera iteración (Figura 37).

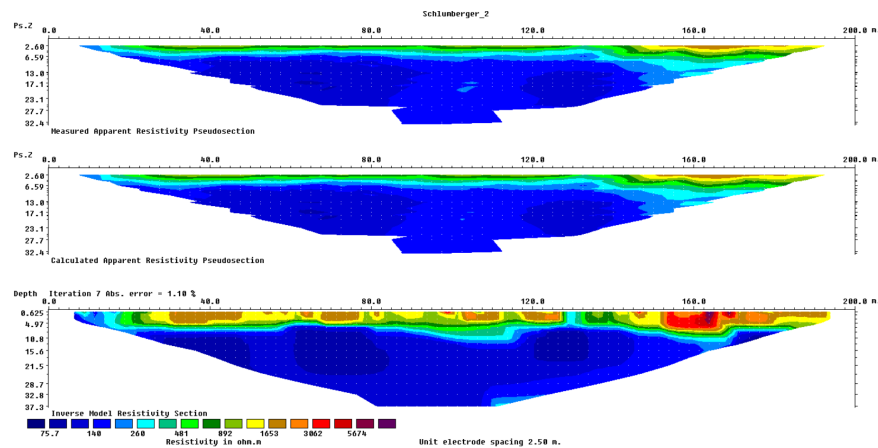


Figura 37. Modelos correspondientes a los datos medidos en campo (superior), datos calculados en el software (imagen del centro) y modelo del subsuelo, como primera aproximación en el proceso de inversión.

El error Root Mean Square (RMS) puede ser reducido mediante un filtrado de valores que

poseen un error RMS muy alto entre los valores medidos y calculados, este proceso es realizado mediante un crossplot de estos datos y mediante una selección de un histograma considerando la dispersión de los datos (Figura 38).

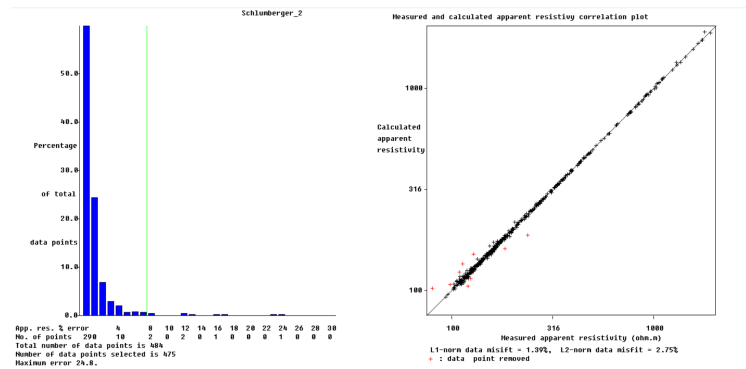


Figura 38. Histograma y crossplot entre los datos medidos y calculados para los valores de RMS en la primera inversión.

Finalmente, después del filtrado en los valores estadísticos para el error RMS se procede a realizar una última inversión en el cual se incluye la topografía del terreno (Figura 39).

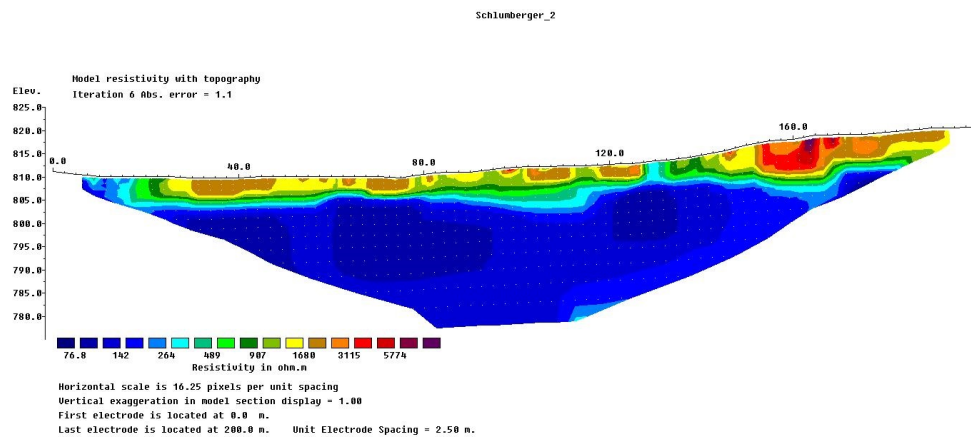


Figura 39. Modelo final del subsuelo incluyendo la topografía para la línea de TRE 02 de arreglo Schlumberger.

3.6. Levantamiento y procesamiento del área con Drone

Las ortofotos generadas para las líneas de TRE y transectos de Magnetometría, se hicieron con el objetivo de generar una foto actualizada del terreno y tener presente objetos generadores de ruido ambiental en la toma de datos geofísicos y en el procesamiento. Adicionalmente para futuros trabajos, obteniendo un reconocimiento del área mediante una vista aérea. Se tomaron fotos del área de estudio para obtener una nube de puntos, los cuales son el reflejo del terreno estudiado.

Procesamiento de Ortofotos. Para generar la ortofotografía y DEM (Digital Elevation Model) de las imágenes tomadas por el *Dron DJI Phantom 4 Pro v2.0*, se hace uso del software Photoscan.

El proceso de generación de ortofotos consta de varios pasos. Primero, se descargaron las imágenes capturadas por el drone donde se exportan software Photoscan y se genera la nube de puntos (Figura 40).



Figura 40. Nube de puntos de las fotos tomadas con el drone.

Se realiza la alineación de las fotos, donde se ajustan considerando los píxeles en común. Esto garantiza que las imágenes estén correctamente alineadas y proporcionen una base para la

reconstrucción. A continuación, se genera la nube densa de puntos utilizando los puntos comunes como referencia. Esta nube de puntos presenta una representación detallada y densa del terreno capturado. Definida la nube de puntos, se procede a la generación de la malla o superficie, esta malla se crea a partir de la nube de puntos y proporciona una representación estructurada del terreno. Con la superficie generada, se construye la textura correspondiente que será proyectada sobre la superficie. Esto implica asignar colores y detalles visuales a la superficie, lo que proporciona una representación realista del terreno.

Además, se realiza la generación del modelo digital de elevaciones (MDE), que representa la altitud del terreno en cada punto. Este MDE se crea a partir de la malla o superficie generada anteriormente (Figura 41 a). Finalmente, se genera la ortofoto proyectando la textura sobre la superficie generada. La ortofoto es una imagen ortorrectificada que representa el terreno desde una perspectiva aérea y es generada utilizando la textura y la información del MDE (Figura 41 b).

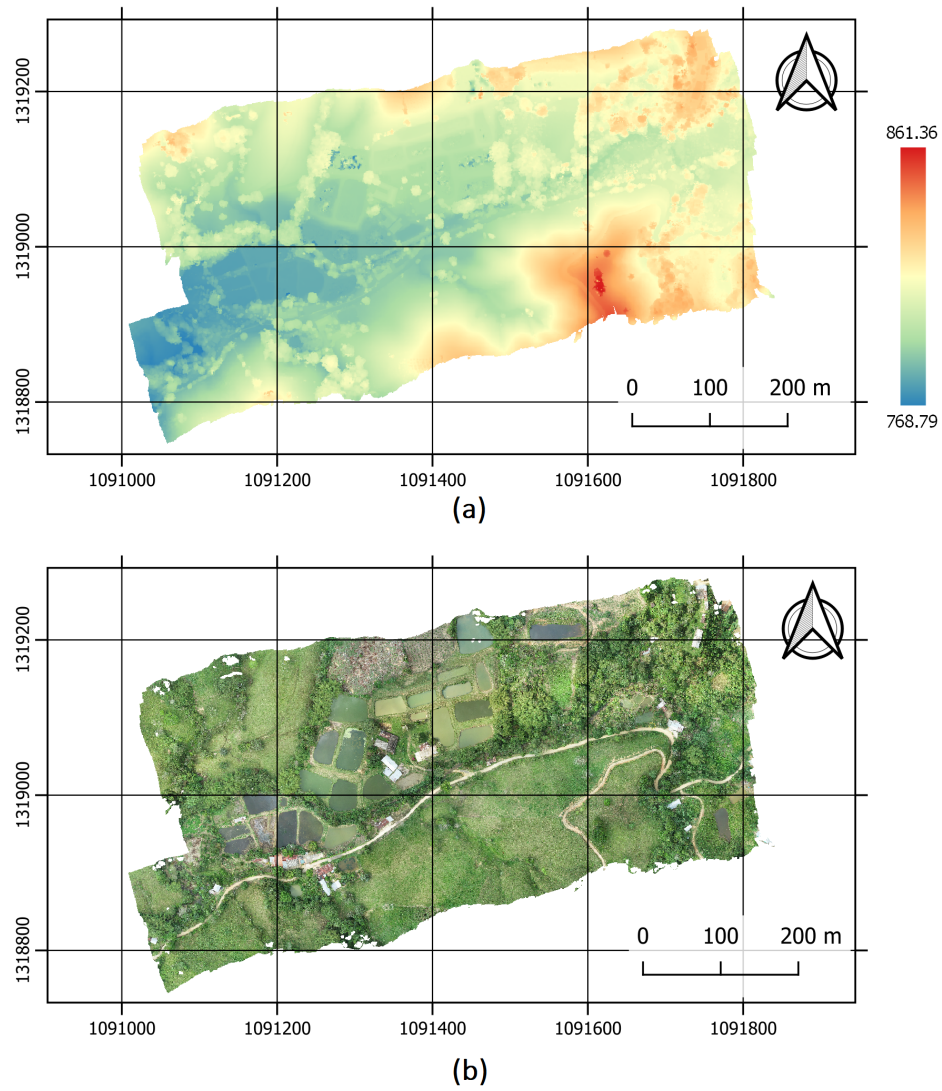


Figura 41. Proceso de la generación de la ortofoto. (a) Modelo digital de elevación. (b) Ortomosaico generado mediante el procesamiento de imágenes aéreas.

4. Resultados

En este capítulo se presentan los resultados de las mediciones en laboratorio de las propiedades físicas de muestras de núcleos, así como de la geofísica de campo de magnetometría y TRE. La integración de los datos obtenidos de la geofísica de campo se realizó para discernir las respuestas a las interrogantes planteadas en el trabajo de investigación. La información que se presenta a continuación describe los rasgos más relevantes de las metodologías empleadas.

4.1. Resultados de laboratorio

4.1.1. Resistividad eléctrica en plugs. Se analizaron las propiedades físicas de resistividad eléctrica de 320 núcleos, cuyos resultados se presentan en el Apéndice 1. La medición de la resistividad se realizó en condiciones de muestra seca y húmeda para simular sus propiedades en su entorno natural. La visualización de las mediciones obtenidas en laboratorio se realizó mediante un diagrama de caja y bigotes, junto con un gráfico de enjambre donde se pueden observar puntos atípicos sobre la densidad de datos. Estos puntos representan valores que se encuentran fuera de la media y se representan en rectángulos azules y rosados (Figuras 42 y 43).

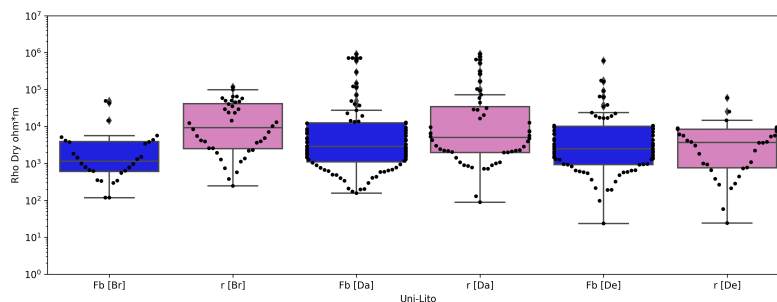


Figura 42. Diagramas cajas y gráficos de enjambre realizados a partir de los datos medidos de resistividad en los plugs con las muestras secas. Los valores obtenidos para la Fm. Bocas [Fb] están entre los $10^2 - 3 \times 10^4 \Omega \cdot m$ y para la Riolita [r] entre los $10^2 - 5 \times 10^4 \Omega \cdot m$. Los valores atípicos son aquellos que se localizan por fuera de los bigotes del diagrama de cajas. Acrónimos Fb=Formación Bocas, R=Riolitas de la Fb[br]= Brechas , Fb[Da]=Dacitas, Fb[De]=Detriticas, r[Br]= Brechas , r[Da]= Brechas , r[De]= Detriticas.

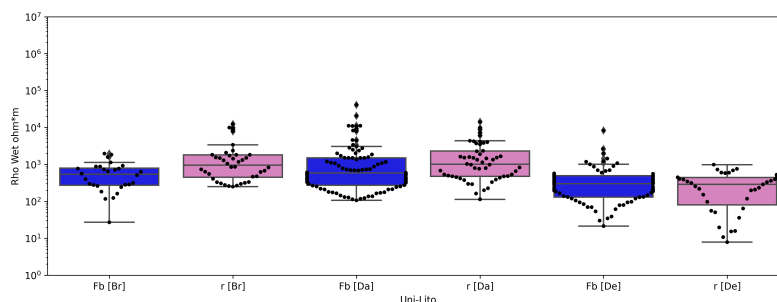


Figura 43. Diagrama cajas y gráficos de enjambre realizados a partir de los datos medidos de resistividad en los plugs con las muestras húmedas. Los datos medidos para la Fm. Bocas y la Riolita al tener la presencia de agua obtuvieron valores inferiores a los $3 \times 10^3 \Omega \cdot m$. Los valores atípicos son aquellos que se localizan por fuera de los bigotes del diagrama de cajas. Acrónimos Fb=Formación Bocas, R=Riolitas de la Fb[br]= Brechas , Fb[Da]=Dacitas, Fb[De]=Detriticas, r[Br]= Brechas , r[Da]= Brechas , r[De]= Detriticas.

Los valores de resistividades en seco para las litologías asociadas a brecha oscilan entre los $10^2 - 7 \times 10^3 \Omega \cdot m$ para la Fm. Bocas y de $2 \times 10^2 - 10^5 \Omega \cdot m$ para la Riolita. Las dacitas obtuvieron un rango entre los $10^2 - 3 \times 10^4 \Omega \cdot m$ para la Fm. Bocas y $10^2 - 5 \times 10^4 \Omega \cdot m$ para la

Riolita. El material detrítico obtuvo rangos de resistividad de $2 \times 10^1 - 3 \times 10^4 \Omega \cdot m$ para la Fm. Bocas y la Riolita. Bajo un criterio estadístico valores de resistividad generales de $3 \times 10^4 \Omega \cdot m$ en el área de estudio correspondería a valores atípicos, localizándose al NE de la zona de estudio en los mapas de interpolación. También, el análisis de los datos de las muestras en seco estima valores de resistividad menores a los $12348.59 \Omega \cdot m$ (Figura 44) ubicando posibles zonas de interés en la zona sur y una en la zona norte. Considerando el mapa geológico se localizan en el contacto entre la Fm. Bocas y la Riolita de la Fm. Bocas; en la zona sur se presenta una falla inferida.

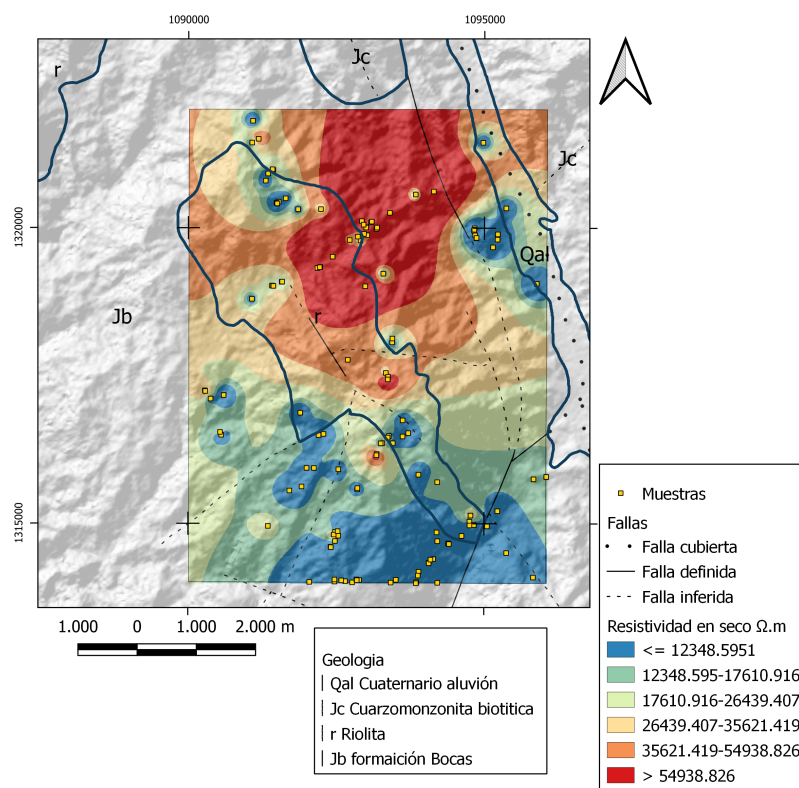


Figura 44. Mapa obtenido por el método de Interpolación IDW para los valores de Resistividad con las muestras secas medida en laboratorio.

Al analizar los datos de las muestras húmedas con la finalidad de asemejar la roca en su

estado natural en campo, según lo recomendado del manual de operaciones, se observó que en general los datos obtenidos son inferiores a los $3 \times 10^3 \Omega \cdot m$. Valores mayores a este rango se consideran atípicos. Los valores de resistividad menores a los $778.38 \Omega \cdot m$ (Figura 45), rodeados por valores altos de resistividad en los mapas de interpolación pueden considerarse como zonas anómalas (medidas con la muestra en húmedo), estas áreas son similares a las muestras en seco. La localización de estos valores bajos de resistividad, como posible interés, son obtenidas en la zona sur y zona norte.

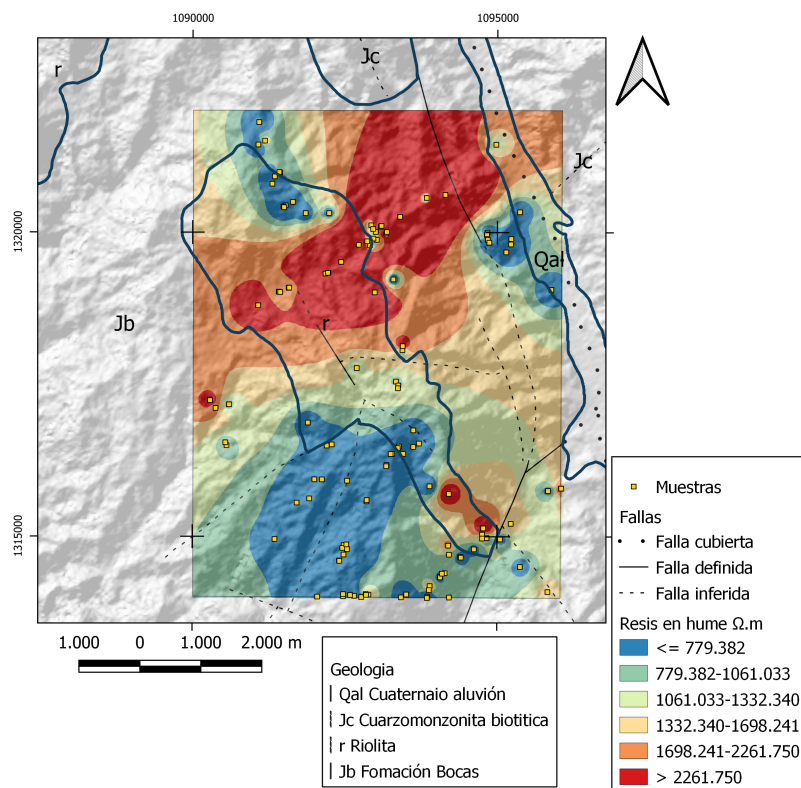


Figura 45. Mapa obtenido por el método de Interpolaci3n IDW para los valores de Resistividad con las muestras húmeda medida en laboratorio.

4.1.2. Cargabilidad eléctrica en plugs. En la medición de la cargabilidad se analizaron 320 núcleos que se pueden observar en el Apéndice 1. Los valores cargabilidad medidos para las brechas es inferior a los 8 mV/V en la Fm. Bocas y menor a los 35 mV/V en la Riolita. El material asociado con dacitas presenta valores inferiores a los 20 mV/V en la Fm. Bocas e inferior a los 27 mV/V para la Riolita. En el material detrítico la cargabilidad del material asociado con la Fm. Bocas es mayor respecto al de la Riolita, siendo para la Fm. Bocas valores inferiores a los 30 mV/V y de 17 mV/V . Los valores considerados como atípicos estadísticos son en su mayoría en las dacitas de la Fm. Bocas. Los valores superiores a los 10 mV/V obtenidos para las brechas y las dacitas asociadas a la Riolita, para la Fm. Bocas correspondería con las dacitas y rocas detríticas (Figura 46). El área de interés con valores mayores a los 16 mV/V se localiza próximo a la zona céntrica de la riolita de la Fm. Bocas en el área de estudio (Figura 47).

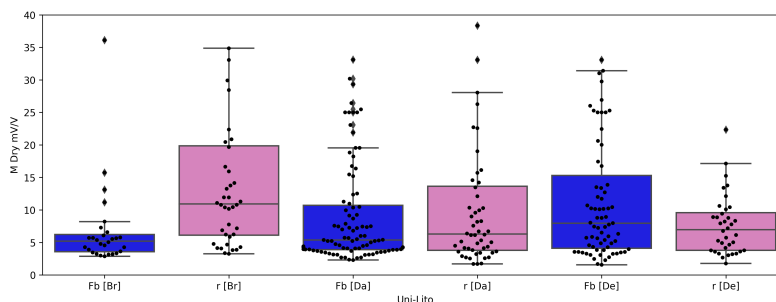


Figura 46. Diagrama cajas y gráficos de enjambre para las mediciones de cargabilidad de las muestras. Los valores superiores a los 10 mV/V obtenidos para las brechas y las dacitas asociadas a la Riolita, para la Fm. Bocas correspondería con las dacitas y rocas detríticas se consideran como interés. Acrónimos Fb=Formación Bocas, R=Riolitas de la Fb[br]= Brechas, Fb[Da]=Dacitas, Fb[De]=Detriticas, r[Br]= Brechas , r[Da]= Brechas , r[De]= Detriticas.

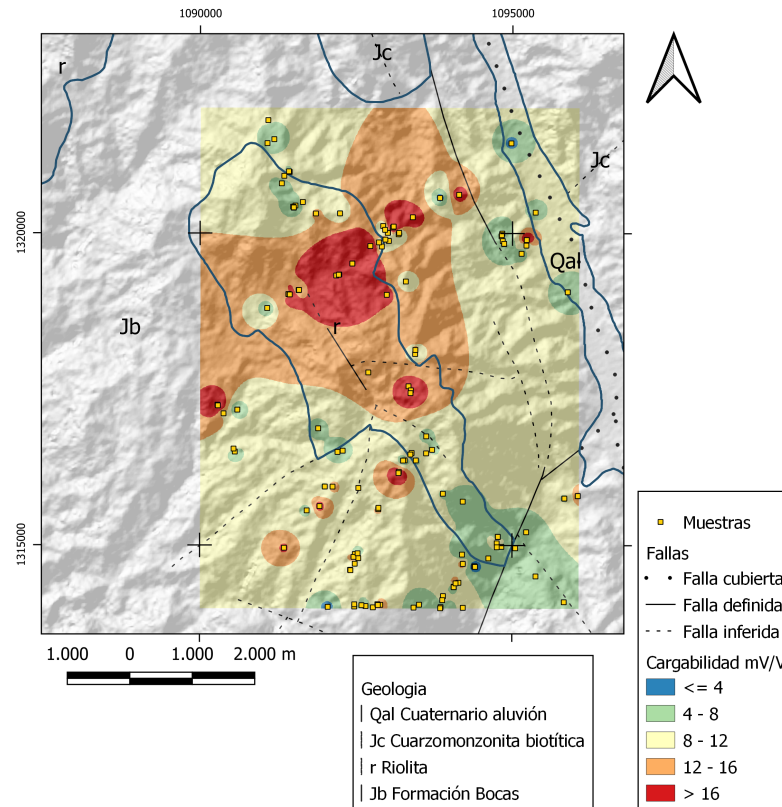


Figura 47. Mapa obtenido por el método de Interpolación IDW de cargabilidad.

Cargabilidad eléctrica en plugs para diferentes tipos de meteorización. Los plugs extraídos presentaban diferente grado de alteración o meteorización, estos cambios en la roca pueden causar cambios en la respuesta de las propiedades físicas. Se decidió estudiar la cargabilidad de los núcleos con diferentes grados de meteorización ya que en campo se evidenció pirita diseminada en muestras de mano y la medición geofísica de cargabilidad puede proporcionar información útil sobre la presencia de minerales sulfurosos en el subsuelo. La cargabilidad se refiere a la capacidad de un material para retener una carga eléctrica cuando se somete a un campo eléctrico. Los minerales sulfuros, como la pirita (FeS_2), suelen tener una alta cargabilidad debido a

su composición química. Por lo que se realizaron mapas de interpolación con el método IDW para la cargabilidad eléctrica de las muestras en afloramientos diferenciándolas como (rocas frescas) no alteradas, meteorizadas y alteradas. Para notar posibles cambios y contrastes en sus propiedades de mineralogía, que se pudieran ver afectadas por su meteorización. Usando 48 muestras no alteradas (rocas frescas) se generó el mapa de interpolación (Figura 48). Los datos se presentan en el Apéndice 2, en el cual se obtuvieron valores de interés mayores a los 16 mV/V en la zona norte del área de estudio, representados en color rojo. Esta zona de interés presenta similitud con el mapa general de cargabilidad y el mapa de resistividad en la localización de valores altos de resistividad.

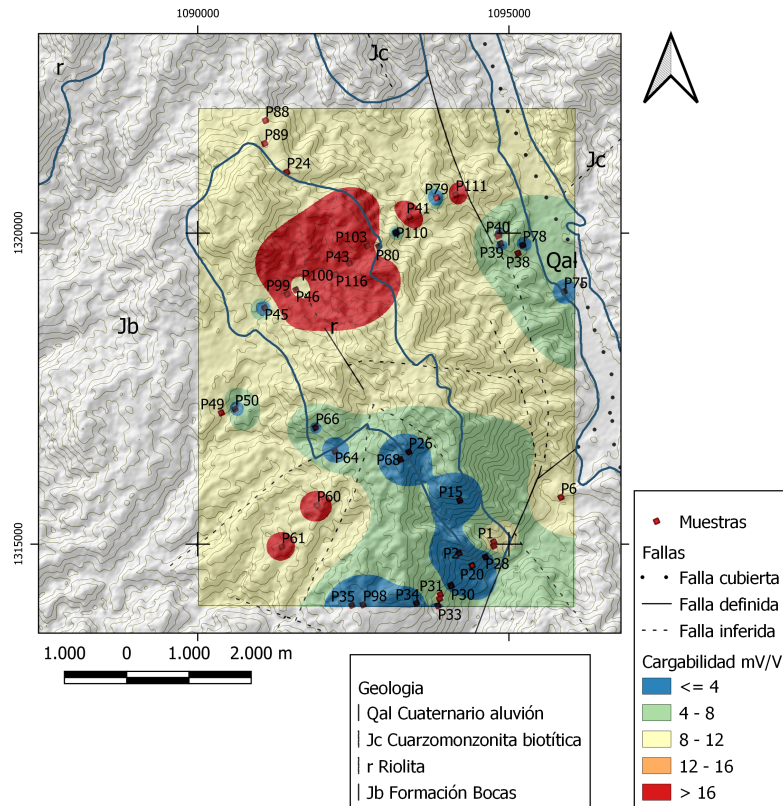


Figura 48. Mapa obtenido por el método de Interpolación IDW de cargabilidad para muestras no alteradas (roca fresca).

El mapa de interpolación para las rocas meteorizadas consideró 38 muestras de rocas (Figura 49). Los datos se presentan en el Apéndice 3, los valores de cargabilidad superiores a los 16 mV/V se localizan en la zona céntrica de la Riolita, semejante a los valores altos de resistividad y los valores alto de cargabilidad en roca fresca.

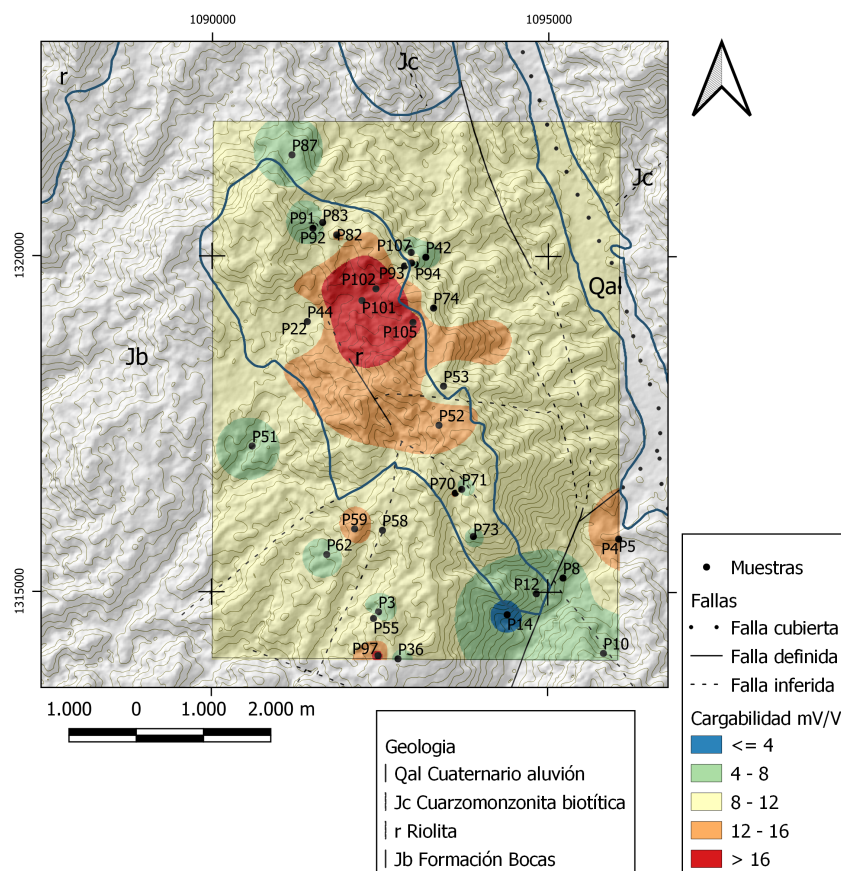


Figura 49. Mapa obtenido por el método de Interpolación IDW de cargabilidad para muestras meteorizadas.

El mapa de interpolación para muestras alteradas (Figura 50). Los datos se presentan en el Apéndice 4, generado por 33 muestras de roca, generaliza valores de cargabilidad superiores a

los 16 mV/V en la zona norte del área de estudio. Esta área es representativamente mayor a las delimitadas o estimadas en los mapas de interpolación para muestras frescas y meteorizadas, pero conservando similitud en su localización en parte de la zona céntrica de la Riolita.

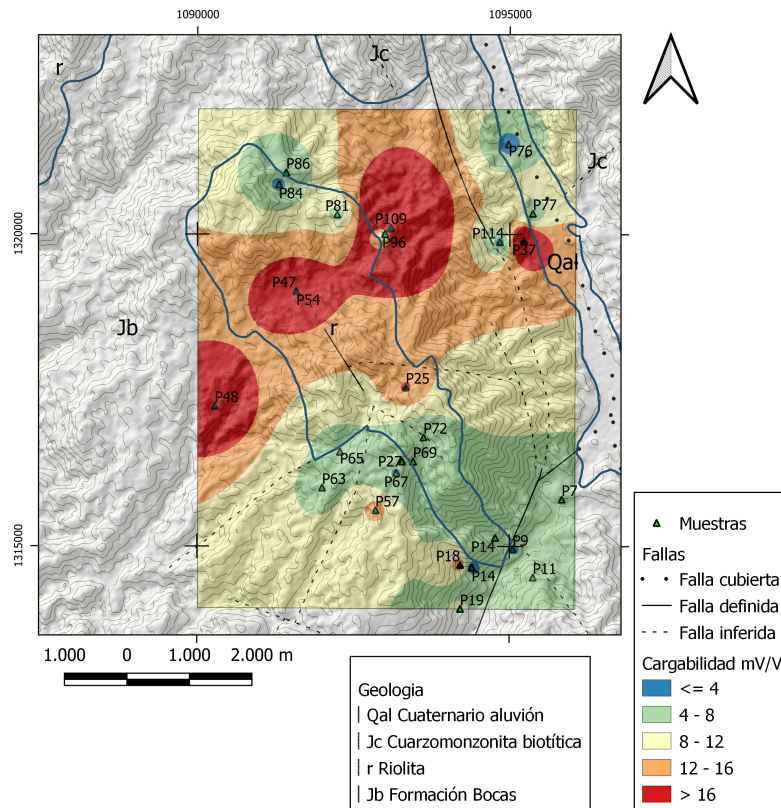


Figura 50. Mapa obtenido por el método de Interpolación IDW de cargabilidad para muestras alteradas.

4.1.3. Susceptibilidad magnética en plugs. En la medición de susceptibilidad magnética se analizaron 220 núcleos que se pueden observar en el Apéndice 1. La cantidad de muestras analizadas son diferentes a las muestras de resistividad y cargabilidad debido a que, en algunas ocasiones, al humedecer los núcleos con alto grado de meteorización se perdía la muestra.

Los valores de susceptibilidad magnética en las muestras de roca en general son inferiores a los $2 \times 10^{-4} SI$, evidenciándose valores atípicos superiores a los $10^{-3} SI$. Los datos atípicos se observan con mayor cantidad en las dacitas de la Formación Bocas y en las Brechas, las medidas se observan en el diagrama de cajas y bigotes como se observa en la Figura 51.

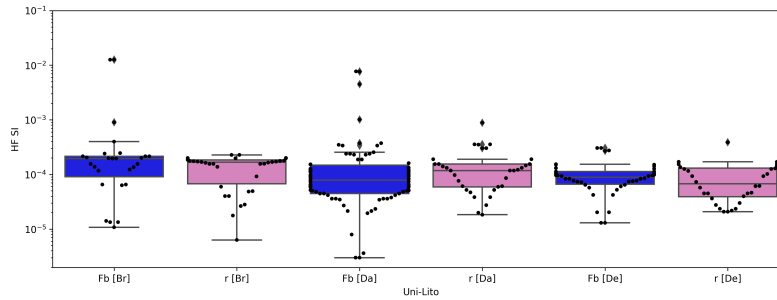


Figura 51. Diagrama cajas y gráficos de enjambre para las mediciones de la susceptibilidad magnética de las muestras. Los valores con susceptibilidad magnética en general son inferior a los $1,4 \times 10^{-4} SI$, con valores atípicos representativos con susceptibilidad magnética superiores a los $10^{-3} SI$. Acrónimos Fb=Formación Bocas, R=Riolitas de la Fb[br]= Brechas, Fb[Da]=Dacitas, Fb[De]=Detriticas, r[Br]= Brechas , r[Da]= Brechas , r[De]= Detriticas.

Los valores con susceptibilidad magnética inferior a los $1,4 \times 10^{-4} SI$ se localizan en las zonas norte y sur de interés inferidas en los resultados de resistividad eléctrica, la zona central inferida por los resultados de cargabilidad eléctrica presentan una susceptibilidad magnética aproximada de $2 \times 10^{-4} SI$ (Figura 52).

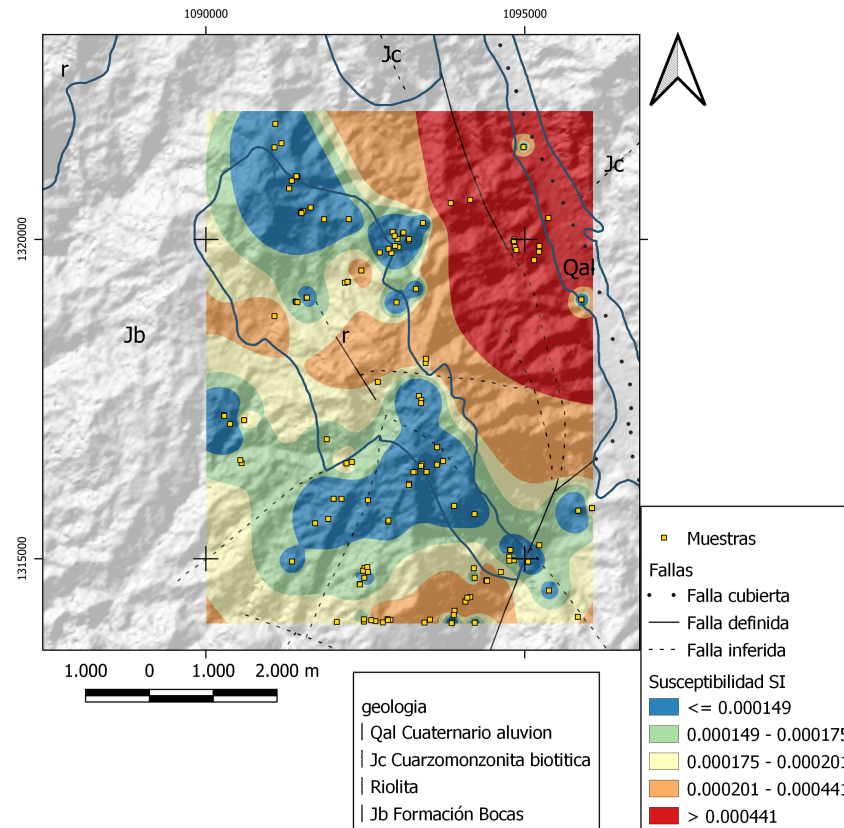


Figura 52. Mapa obtenido por el método de Interpolación IDW de susceptibilidad L_f .

4.1.4. Zonas de interés. Para la delimitación de zonas de interés se consideraron las mediciones de las propiedades físicas de las rocas con valores de cargabilidad superiores a los 16 mV/V , valores de resistividad inferiores a los $778.38 \Omega \cdot \text{m}$ y valores de susceptibilidad magnetica mayores a los $2 \times 10^{-4} \text{ SI}$. Para ello se procedió con una operación por álgebra de mapas, en la cual se identifican las zonas que cumplan las condiciones en los valores de las respectivas propiedades. En estas áreas la descripción de las muestras de roca indica la presencia de sulfuros (Latorre y Rojas, 2018; Alarcón et al., 2020), estas muestras son representadas en forma de estrella.

En forma circular las rocas estudiadas en el actual trabajo con una descripción de tres tipos de rocas: Brechas, Detríticas y Dacitas.

Las zonas de interés definidas Zona 1 y Zona 2 como se observa en la Figura 53 mediante el análisis en laboratorio fue un insumo para la localización de las líneas de Tomografía de Resistividad Eléctrica y los transectos de la Magnetometría, se localizaron sobre la Formación Bocas y el contacto con la Riolita de la Formación Bocas.

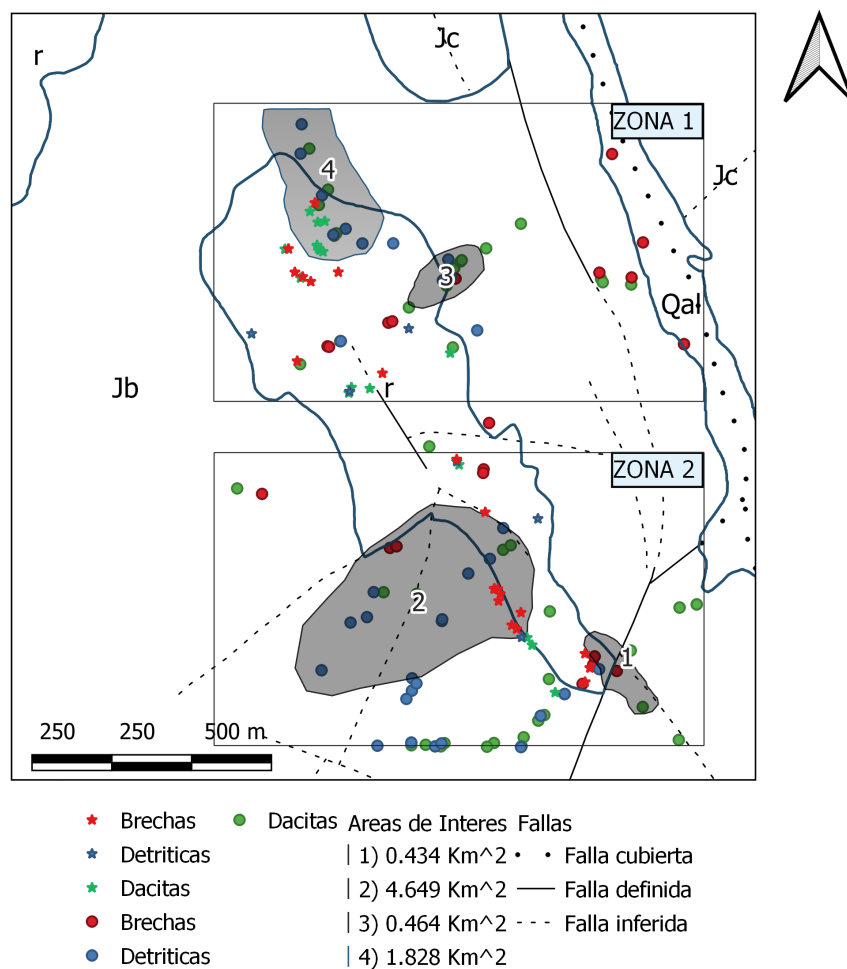


Figura 53. Zonas de interés.

4.2. Geofísica de campo

Se realizaron estudios de las propiedades físicas en diversas zonas de interés utilizando técnicas de Magnetometría y Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE). En el caso de la Zona 1, se optó por subdividirla en dos áreas Zona 1A y Zona 1B, debido a la zona de contacto entre la Riolita y la Fm. Bocas, según la plancha geológica a escala 1:100.000 (Figura 1), así como a la identificación de otra área dentro de la litología Riolítica que presentaba un contraste de cargabilidad superior a 15 mV/V que coincide con reporte de sulfuros (Latorre y Rojas, 2018). Con el propósito de obtener información mediante estos métodos, se llevaron a cabo dos transectos de magnetometría y dos líneas de TRE en esta zona.

En relación a la Zona 2, se efectuó un transecto de magnetometría y una línea de TRE situados estratégicamente en un contacto geológico y una falla según la plancha geológica a escala 1:100.000 (Figura 1). Estos estudios proporcionarán información valiosa acerca de las características y estructuras presentes en estas zonas.

4.2.1. Magnetometría 2D. El mapa de intensidad magnética reducido al polo para la Zona 1A exhibe una tendencia *SW-NE* que podría coincidir con estructuras geológicas en zonas de contacto de las Riolitas de la Fm. Bocas y la Fm. Bocas, en respuesta a las rocas ígneo-sedimentarias presentes en la zona. Los altos valores en un rango de 190 a 379 nT , se presentan en la Figura 54 que muestran un contraste de susceptibilidad entre estas unidades. Este contraste podría ser causado por el contacto litológico, que coincide sobre la parte *SE* de la anomalía magnética. El posible contacto en la zona *NW* de la anomalía no coincide en exactitud, esto podría ser

debido a la escala del mapa geológico la cual es 1:100000.

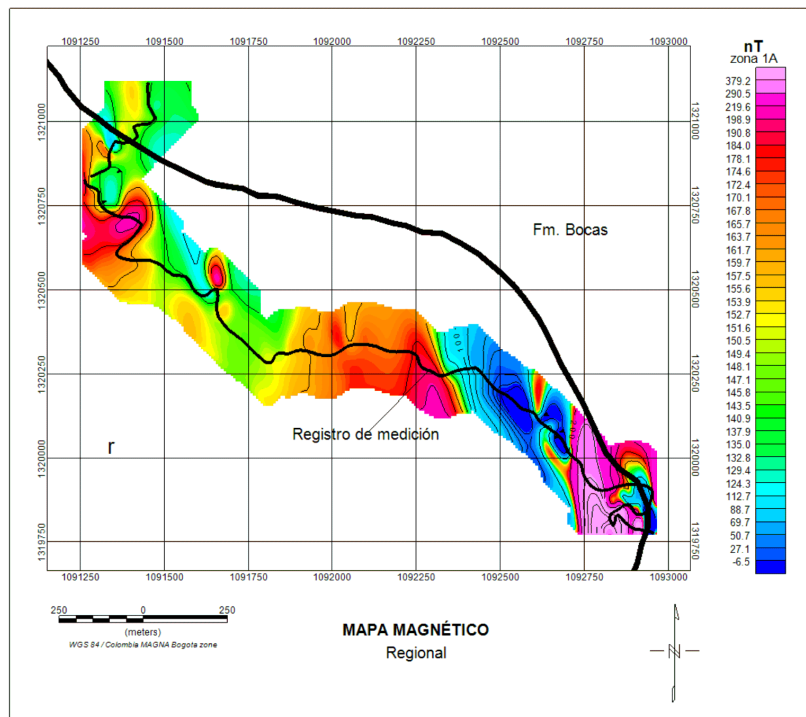


Figura 54. Mapa regional reducido al polo Zona 1A, se observa una línea de color negro que representa el centro del registro de medición, así como una línea de color negro más ancha que indica el contacto entre la Riolita y la Fm. bocas.

En la Zona 1B la anomalía magnética (Figura 55), se observa que en la zona del contacto geológico entre las Riolitas de la Fm. Bocas y la Fm. Bocas, se presenta unos cambios de 234.3 nT a 83.5 nT en la zona NE, posiblemente debido al contacto geológico. Adicionalmente, sobre el registro de medición se presentan valores anómalos que coinciden con reporte de rocas en afloramientos con presencia de sulfuros, sobre el registro de medición del SW-NE con valores de entre (186,2 – 244,3 nT).

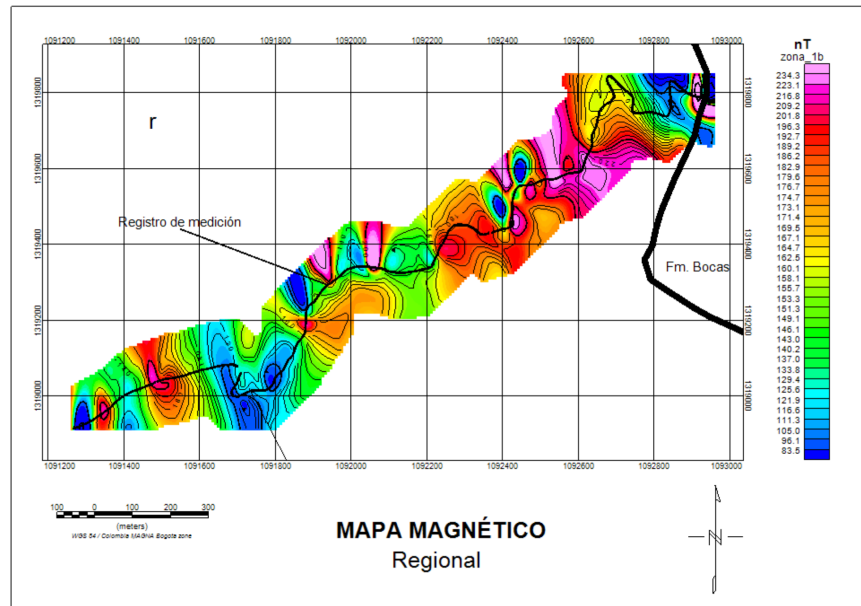


Figura 55. Mapa regional reducido al polo Zona 1B, se observa una línea de color negro que representa el centro del registro de medición, así como una línea de color negro más ancha que indica el contacto entre la Riolita y la Fm. bocas.

En la Zona 2 la anomalía magnética (Figura 56), se observa que entre las Riolitas de la Fm. Bocas y la Fm. Bocas, se presentan unos valores altos de 1117 nT , posiblemente debido al contacto geológico o a una falla. Sobre el registro de Magnetometría SW-NE, se observan valores altos de anomalías magnéticas en un rango de $202\text{--}1117 \text{ nT}$ y valores bajos en un rango de $-770\text{--}-87,2 \text{ nT}$. Estos valores posiblemente se deben a que en la Zona 2 la adquisición magnetométrica se realizó sobre la carretera y se localizaban algunas viviendas al borde de la vía en la zona norte.

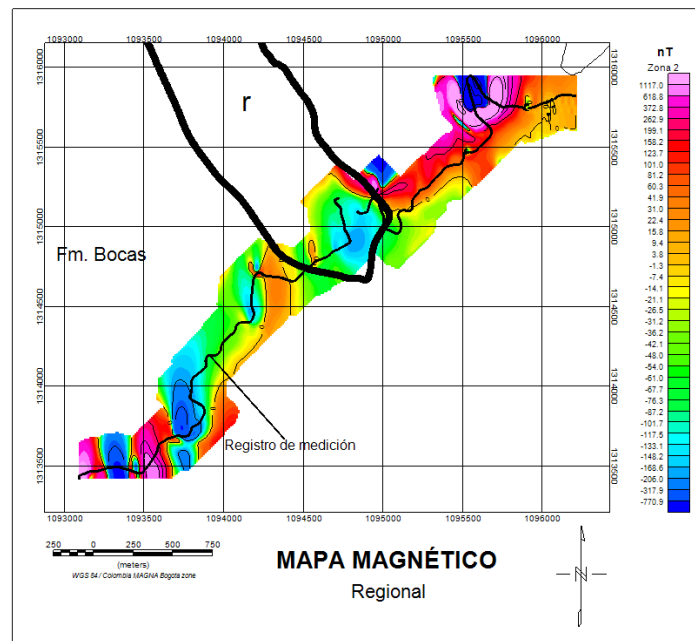


Figura 56. Mapa regional reducido al polo Zona 2, se observa una línea de color negro que representa el centro del registro de medición, así como una línea de color negro más ancha que indica el contacto entre la Riolita y la Fm. bocas.

Posterior al proceso de filtrado y procesamiento de los datos magnéticos adquiridos en campo se proyectaron los transectos adquiridos con el mapa geológico y las líneas de Tomografía de Resistividad Eléctrica (Figura 57) para cada una de las zonas de interés definidas durante el análisis de los resultados en laboratorio junto con los datos tomados en campo.

Como se observa en la Figura 57, se eligieron tres perfiles de interés para integrar los estudios geofísicos generados mediante la Magnetometría y las TRE. Estos perfiles se escogieron de acuerdo con los datos obtenidos de laboratorio que concuerden con rocas con reportes de sulfuros, zonas con valores altos de anomalía magnética y estudios realizados por Latorre y Rojas (2018) que reportan minerales opacos en secciones delgadas.

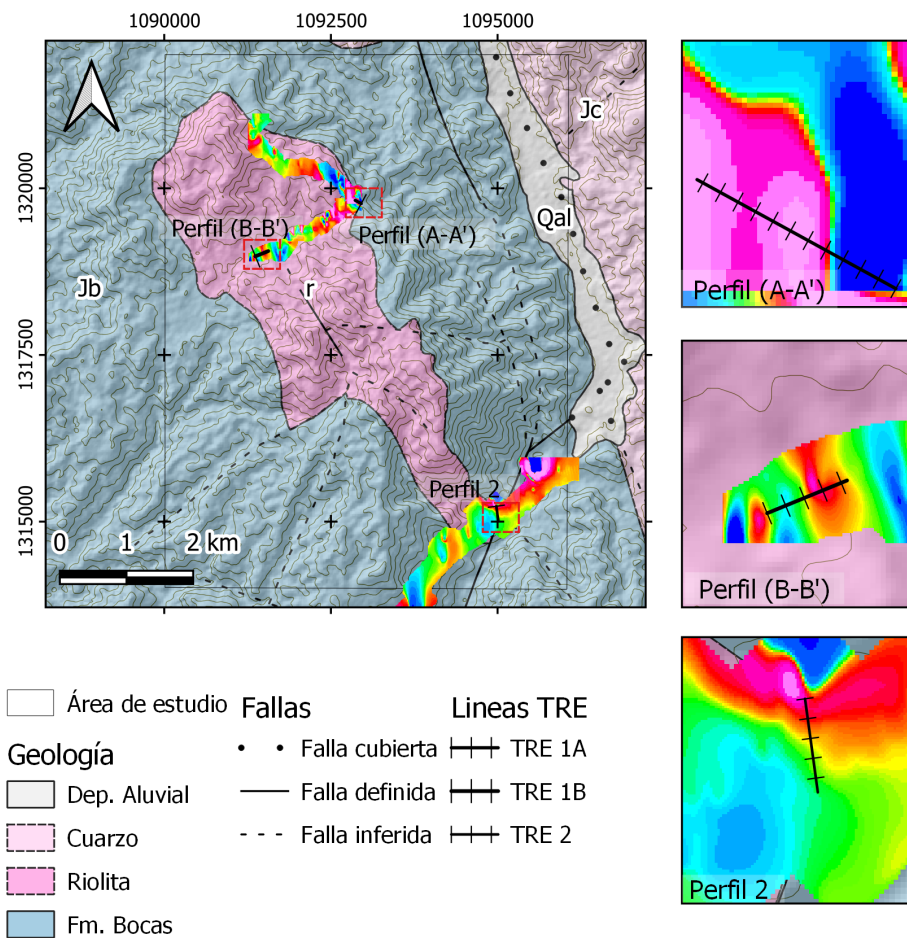


Figura 57. Anomalía magnética obtenida en las diferentes zonas estudiadas, las líneas con intersecciones perpendiculares representan las ubicaciones de las Tomografías de Resistividad Eléctrica.

4.2.2. Inversión por VOXI. La aplicación del modelo de inversión de Magnetometría en 3D se llevó a cabo para ayudar a la interpretación del área de estudio, como parte de un conjunto de herramientas que estiman cuerpos con posible mineralización, contactos, fallas, entre otros. Con el objetivo de estudiar la geometría en 3D (obteniendo información aparente de profundidad, buzamiento, tamaño y volumen). Para este estudio se usó un tipo de modelo, sin res-

tricciones, sin ninguna información a priori; el modelo inicia con una primera aproximación de un cuerpo de mayor susceptibilidad magnética, que no es preciso en profundidad y tamaño, se usaron diferentes tamaños de celda de acuerdo a la distancia horizontal de los perfiles realizados, el modelo 3D en ancho fue de aproximadamente 40-50 *metros* debido a que depende de la interpolación que se utilizó; sin embargo, se usó con fines de orientación, lo que permitió inferir los cuerpos con un posible contenido de sulfuros, minerales ferromagnéticos o valores atípicos al área circundante.

La aplicación del algoritmo de inversión 3D VOXI en Oasis Montaj generó valores de susceptibilidad magnética que se visualizan mediante una escala de colores. Esta escala permite visualizar valores bajos y altos de susceptibilidad magnética, que varían desde $-2,56 \times 10^{-3}$ hasta $13,46 \times 10^{-3}$ SI. Gracias a esta representación visual, con contrastes diferentes a la roca caja, se pudo inferir la presencia de estructuras intrusivas o posibles contactos litológicos en el subsuelo.

El modelo número uno utilizado consideró un tamaño del VOXI de 2 m en x, 2 m en y y 1 m en z, para el perfil (A-A'). Se estimó una profundidad máxima de 35 *metros*, lo cual es relativamente superficial (Figura 58 a). A partir del modelo obtenido, se pudo inferir la presencia de un cuerpo de alta susceptibilidad magnética, el cual se muestra en color fucsia y rojo y se ubica aproximadamente en la localización $UTM - X = 1092900$ y $UTM - Y = 1319800$. Además, se estimó un volumen de 1835.808 m^3 para este cuerpo (Figura 58 b). Teniendo en cuenta la información geológica de estudios anteriores, se infiere un cuerpo intrusivo de la Riolita a la Fm. Bocas, estimando un posible cambio litológico.

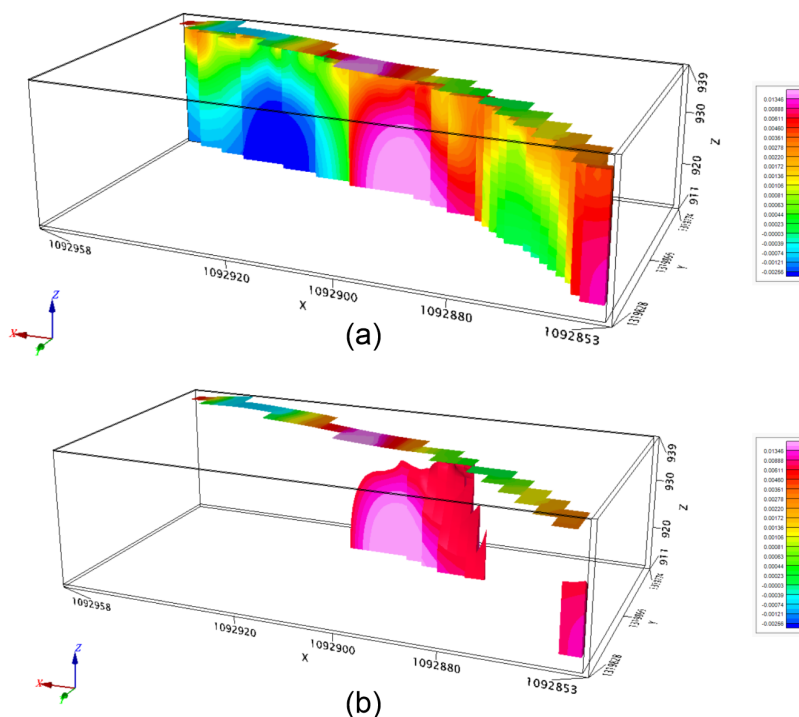


Figura 58. (a) Modelo magnético inverso 3D sobre un transecto (b) Representación geométrica por voxels de zonas con cuerpos de alta susceptibilidad magnética respecto al área circundante perfil 1 (A-A').

La aplicación del algoritmo de inversión 3D VOXI en Oasis Montaj genero valores de susceptibilidad magnética que se visualizan mediante una escala de colores. Esta escala permite distinguir valores que varían desde $-0,93 \times 10^{-3}$ hasta $19,52 \times 10^{-3}$ SI. Gracias a esta representación visual, se pudo inferir la presencia de una posible intrusión a la Riolita de la Formación Bocas asociada a una posible brecha hidrotermal.

El modelo numero dos utilizado considero un tamaño del VOXI de $x=10\text{ m}$, $y=10\text{ m}$ y $Z=5\text{ m}$, para el Perfil B-B', logró estimar una profundidad máxima de 90 metros (Figura 59 a). A partir del modelo realizado, se pudo inferir dos cuerpos de alta susceptibilidad magnética respecto a la

roca caja en un rango de $3,68 \times 10^{-3}$ a $19,52 \times 10^{-3}$ SI, representados en color fucsia. El primer cuerpo ubicado aproximadamente en la localización $UTM - X = 1091312$, $UTM - Y = 1318980$ con un volumen de $55477,226 \text{ m}^3$ al SW y un segundo cuerpo a $UTM - X = 1091500$, $UTM - Y = 1319050$ con un volumen de $102045,088 \text{ m}^3$ al NE (Figura 59 b). Estos cuerpos atípicos se ubican sobre la Riolita de la Fm. Bocas.

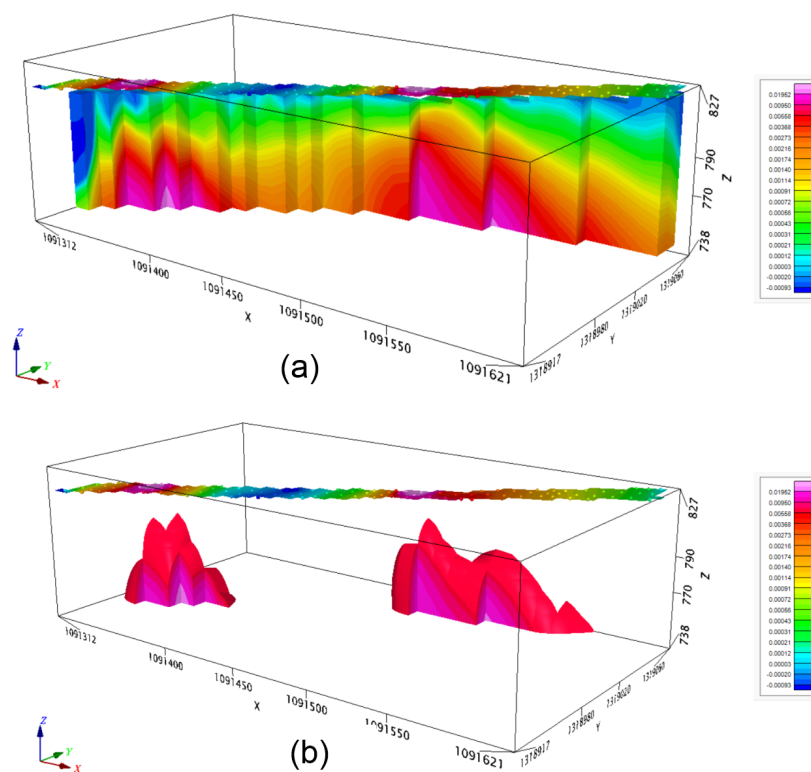


Figura 59. (a) Modelo magnético inverso 3D sobre un transecto (b) Representación geométrica por voxels de zonas con cuerpos de alta susceptibilidad magnética respecto al área circundante perfil 1 (B-B').

En el modelo para el Perfil 2 se obtuvieron valores de susceptibilidad magnética que varían desde $-3,79 \times 10^{-3}$ hasta $1,01 \times 10^{-3}$ SI. Se pudo inferir la presencia de estructuras intrusivas, posiblemente a la Riolita o contactos litológicos en el subsuelo. Se considero un tamaño del VO-

XI de $x=2.5\text{ m}$, $y=2.5\text{ m}$ y $Z=1.25\text{ m}$, se estimó una profundidad máxima de 65 metros (Figura 60 a). Se observan dos cuerpos de alta susceptibilidad magnética respecto a la roca caja (Formación Bocas), representados en color fucsia y rojo con valores en un rango de $(0,26 \times 10^{-3} - 1,01 \times 10^{-3})\text{ SI}$. El primero ubicado aproximadamente en la localización $UTM - X = 1315150$, $UTM - Y = 10944968$ con un volumen de $14526,905\text{ m}^3$ al N y el segundo tiene una forma parecida a un óvalo, ubicado aproximadamente a $UTM - X = 1314991$, $UTM - Y = 195023$ con un volumen de $5841,752\text{ m}^3$ al S (Figura 60 b). Se infiere que estos cuerpos podrían contener materiales ferromagnéticos localizados en una zona de contacto geológico o estas estructuras causadas por una posible Falla.

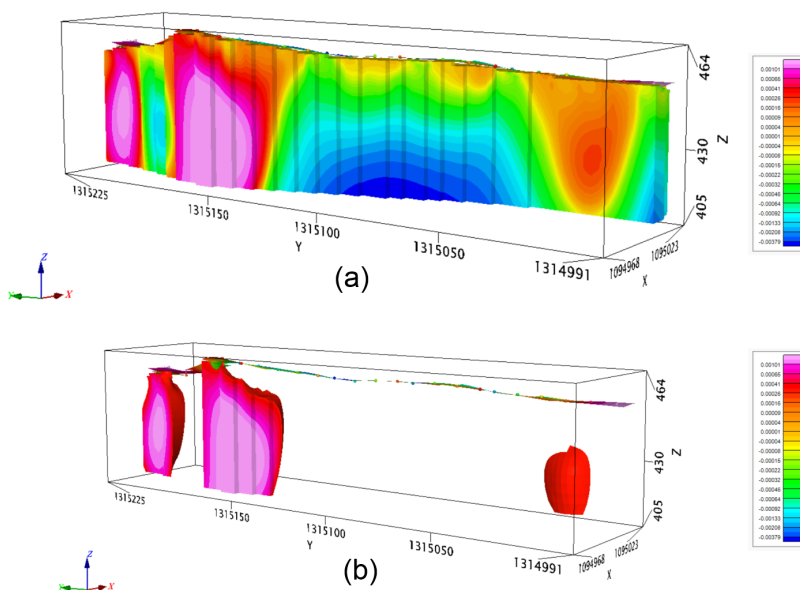


Figura 60. (a) Modelo magnético inverso 3D sobre un transecto (b) Representación geométrica por voxels de zonas con cuerpos de alta susceptibilidad magnética respecto al área circundante perfil 2.

4.2.3. Tomografía de Resistividad Eléctrica.

Tomografía de Resistividad Eléctrica para el perfil A-A'. El perfil geoelectrico de la Zona 1A (Figura 61) permitió estimar una profundidad de aproximadamente 20 *metros* mediante la medición de resistividades eléctricas a lo largo de una longitud de 100 *metros*. Se observaron valores heterogéneos de resistividad en los primeros 1.5 *metros* de profundidad, con un rango que oscila entre 89.3 y 2280 $\Omega \cdot m$. Además, se identificaron valores puntuales de resistividad en los 27 y 30 *metros* de la abscisa horizontal, los cuales muestran contrastes de color café, rojo y morado, con valores superiores a los 2280 $\Omega \cdot m$.

Se infiere un lineamiento vertical en la abscisa horizontal entre los 40 y 47 *metros* e inferior a los 2 *metros* de profundidad, un contraste de color amarillo con valores de resistividad en un rango de 700 a 1014 $\Omega \cdot m$. A profundidades entre los 5 *m* y los 7.5 *m* se estima en la abscisa horizontal entre los rangos de 0-40 *m* contrastes de resistividad de color verde y azul con valores de resistividad de 104 a 472 $\Omega \cdot m$, en la abscisa de 47 *m* hasta los 100 *m* con valores superiores a 1014 $\Omega \cdot m$ hasta los 2141 $\Omega \cdot m$ representados por contrastes de color amarillo y marrón.

Sobre la abscisa horizontal de 0 a 39 *m* e inferiores a los 7.5 *m* hasta los 20 *m* de profundidad se reportan contrastes de color rojo y café con valores entre un rango de 2141-4560 $\Omega \cdot m$, sobre la misma profundidad, y sobre en la horizontal desde 47 *m* hasta 80 *m* se observan contrastes de color verde y amarillo con valores de resistividad entre 150-1006 $\Omega \cdot m$.

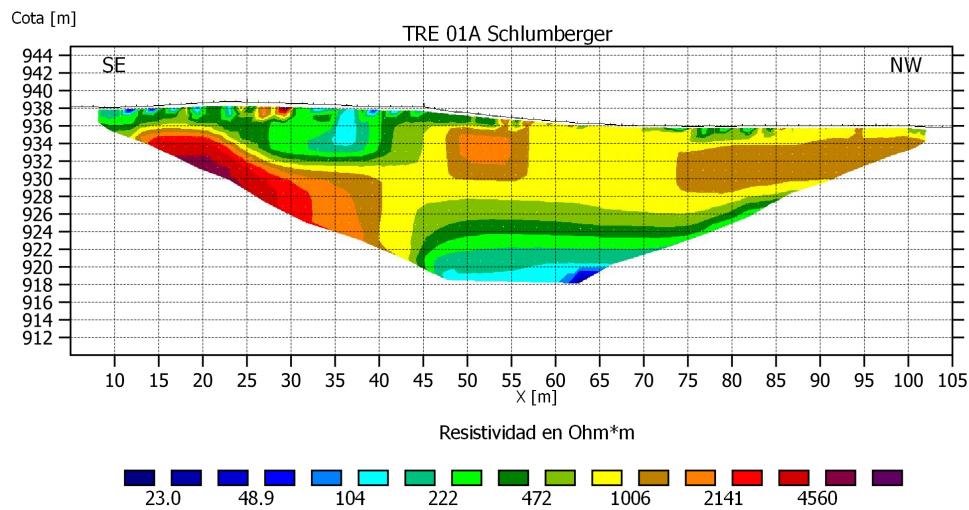


Figura 61. Modelo de resistividad para el perfil A-A' con arreglo Schlumberger.

Tomografía de Resistividad Eléctrica para el perfil B-B'. El modelo de resistividad obtenido para el perfil geoelectrico sobre el perfil Zona 1b (Figura 62) con una longitud de 200 m sobre la horizontal, estimó una profundidad máxima aproximada de 32 m. A profundidades de 5 a 7.5 metros, desde la abscisa horizontal de 0 a 200 metros se estiman en general valores de resistividad heterogéneos entre el rangos de $76.8\text{-}5774 \Omega \cdot m$.

A los 8 m de profundidad se estima una capa más homogénea con valores de resistividad inferior a los $264 \Omega \cdot m$. También se evidencian tres cuerpos de contrastes de resistividad bajas ubicados en abscisas 160-180 m, 195-230 m y 255-267 m sobre la horizontal con colores azules que presentan resistividades interiores a los $100 \Omega \cdot m$.

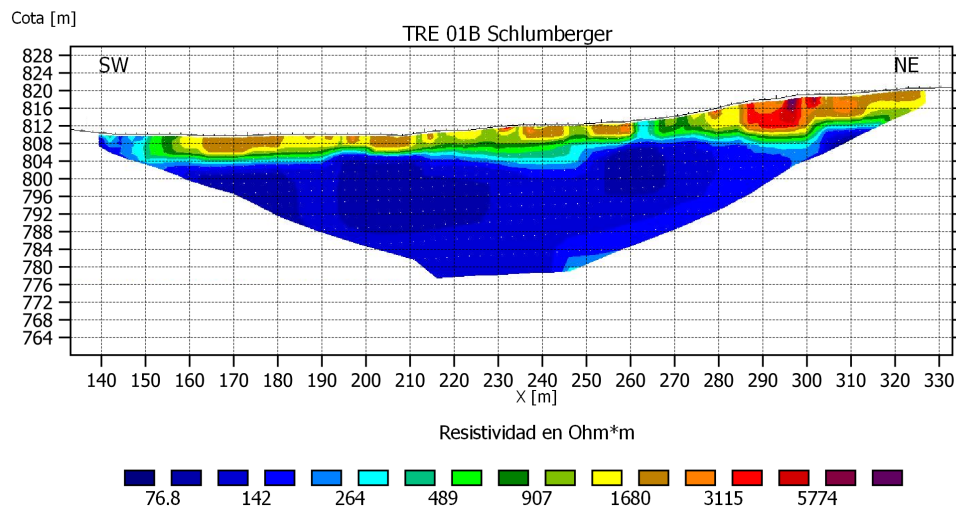


Figura 62. Modelo de resistividad para el perfil B-B' con arreglo Schlumberger.

Tomografía de Resistividad Eléctrica para el perfil 2. El modelo final de resistividad obtenido para el perfil geoelectrico Zona 2 (Figura 63) con una longitud de 200 *m* sobre la horizontal, se estimó una profundidad máxima de investigación de 33 *m*. A lo largo del modelo recuperado los primeros 5 *m* de profundidad, se estiman en general valores de resistividad con contrastes de resistividad heterogéneos de 100-1131 $\Omega \cdot m$.

inferiores a los 5 *m* en profundidad se estiman valores de resistividad en un rango de 200 a 400 $\Omega \cdot m$ identificando estructuras con contrastes laterales representativos hasta profundidades de los 33 *m*. Adicionalmente, se infiere un corte vertical entre la abscisa 3610 a 3645 *metros* sobre la horizontal e inferiores a los 5 *m*, un contraste de color azul aguamarina con valores de resistividades inferiores a los 230 $\Omega \cdot m$.

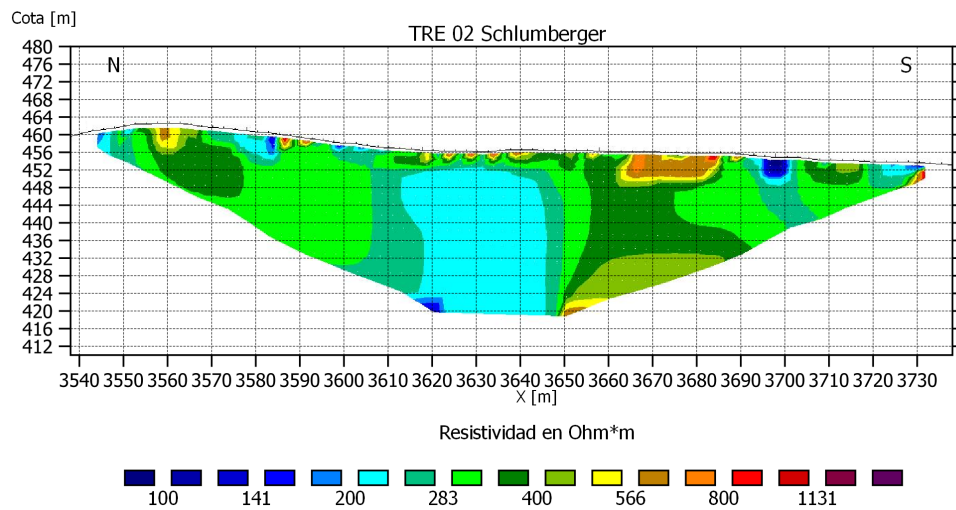


Figura 63. Modelo de resistividad para el perfil 2 con arreglo Schlumberger.

5. Análisis de los Resultados

5.1. Perfil A-A'

La actividad geofísica se llevó a cabo en una carretera rural “vía no pavimentada” (Figura 64), la línea de TRE inicia a los 5 m NE demarcada de color café y finaliza a los 105 m en el SE demarcada de color gris, con una longitud total de 100 metros. El modelo del perfil magnético A-A’ realizado a partir de la adquisición sobre la Zona 1A inicia en 0 m y finaliza a los 110 m sobre la horizontal logrando una longitud total de 110 m. Considerando la información de la plancha geológica aflorarían dos litologías; las Riolitas de la Fm. Bocas y la Fm. Bocas, es decir el transecto de TRE y Magnetometría estaría sobre un contacto geológico demarcado de color negro de una línea discontinua.

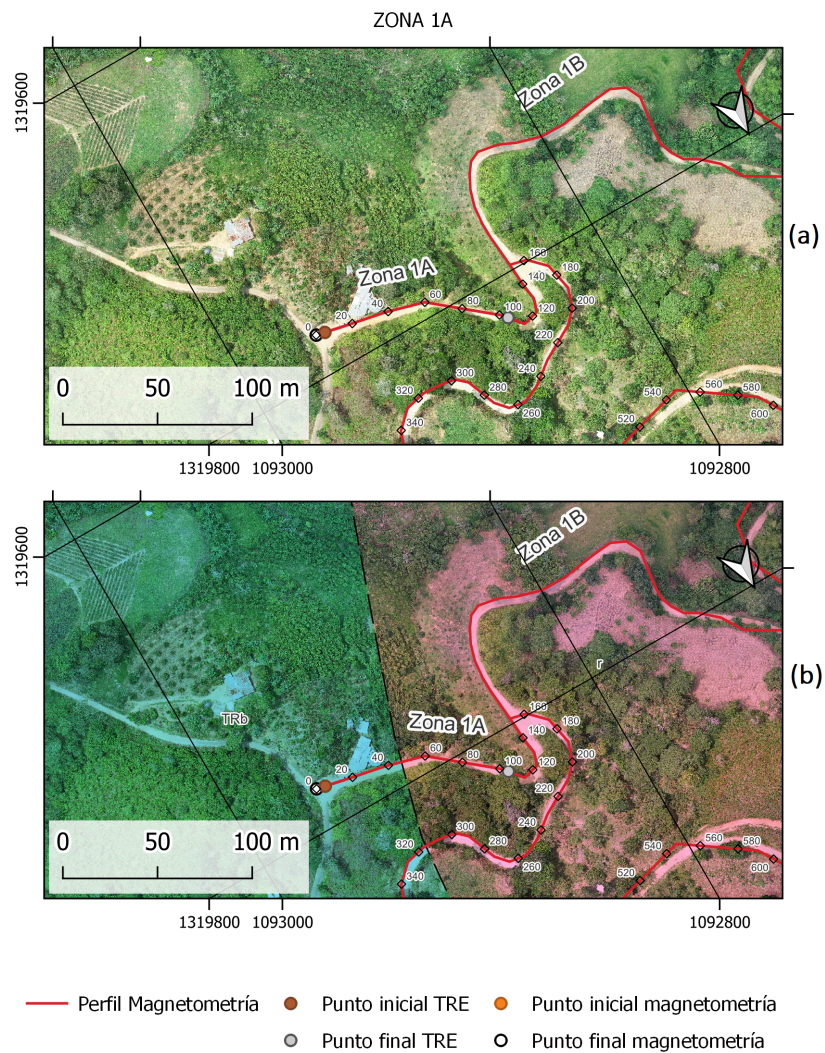


Figura 64. Ortofoto actualizada del área de estudio de la Zona 1A. (a) Ortofoto en color real. (b) Ortofoto con superposición del mapa geológico.

Sobre el perfil de la TRE se observan diferencias en los contrastes de las resistividades (Figura 65), infiriendo la posible presencia del nivel freático a los 7.5 metros de profundidad. Entre los 40 y 45 metros en la horizontal se puede evidenciar un lineamiento vertical que sugiere el posible contacto entre las dos litologías del área de estudio, es decir, Riolita de la Fm. Bocas y la Fm

Bocas. Esto corrobora lo evidenciado en el mapa geológico ya que la TRE se hizo perpendicular a este contacto geológico (Figura 64). En el sector SE se infieren litologías asociadas con la Riolita de la Fm. Bocas a una profundidad mayor de los 7.5 m aproximadamente, una roca menos fracturada o meteorizada (rocas ígneas) que intruye a la roca caja de la Fm. Bocas. En el NW a profundidades mayores de los 7.5 m, se observa una geometría de menor resistividad de material asociado con la Fm. Bocas (rocas sedimentarias).

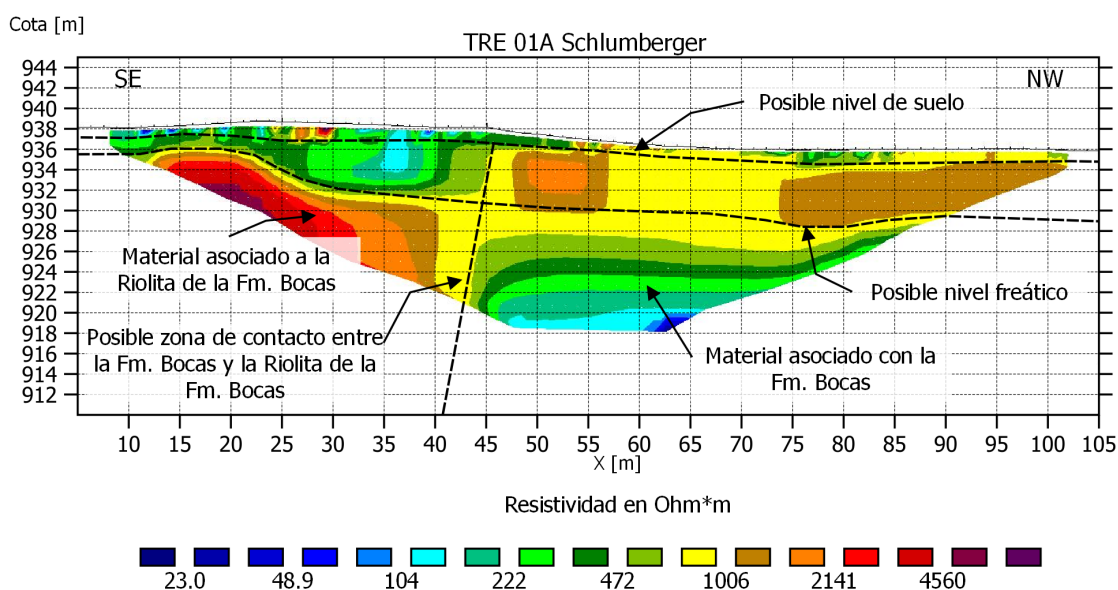


Figura 65. TRE 01 arreglo schlumberger.

El modelo del perfil de Magnetometría (Figura 66), con dirección SE-NW, tuvo un error relativo de 5,87 %. La anomalía magnética revela un contraste de susceptibilidad que varía desde valores bajos de -223 nT hasta altos de 446 nT en la zona SE. Este contraste sugiere un posible cambio en las litologías presentes en el área de estudio. Específicamente, se puede observar que las Riolitas de la Formación Bocas, representadas en color rosado, intruyen en la Formación Bocas

representada en color azul. Este patrón indica que la Riolita es un cuerpo intrusivo a la Formación Bocas, lo cual es consistente con la información geológica del área de estudio.

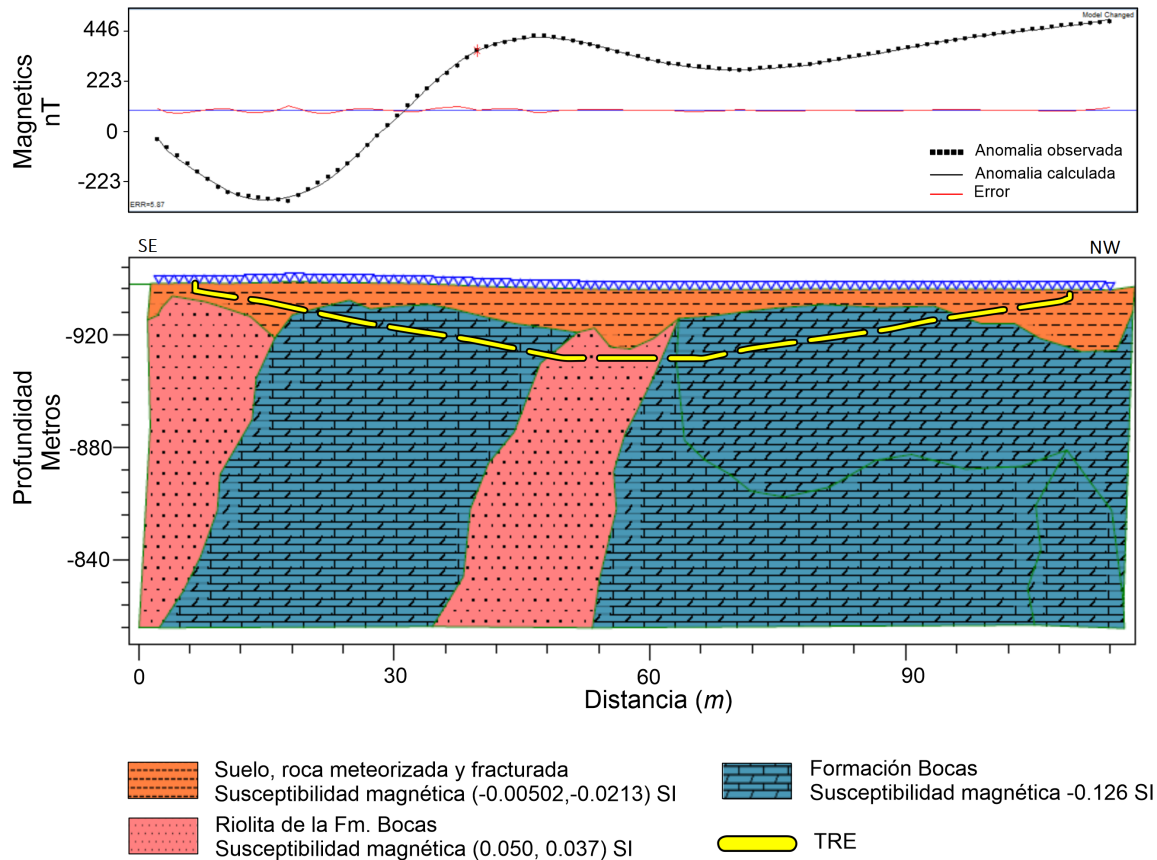


Figura 66. En la figura superior se presentan las anomalías observadas y calculadas, junto con la dispersión del error. En la figura inferior se muestra el modelo 2D obtenido a partir de la curva de la anomalía magnética.

5.2. Perfil B-B'

La actividad geofísica se hizo sobre una carretera rural “vía no pavimentada”, se realizó paralela a una quebrada (Figura 67). La línea de TRE inicia en los 133 m SW demarcada de color café y finaliza en los 333 m en el NE demarcada de color gris, con una longitud de 200 metros. El

modelo del Perfil B-B' magnético realizado a partir de la adquisición sobre la Zona 1B inicia en los 63 m y finaliza en los 383 m, logrando una longitud de 320 m. Localmente la geología corresponde a la Riolita de la Fm. Bocas según la plancha geológica escala 1:100.000.

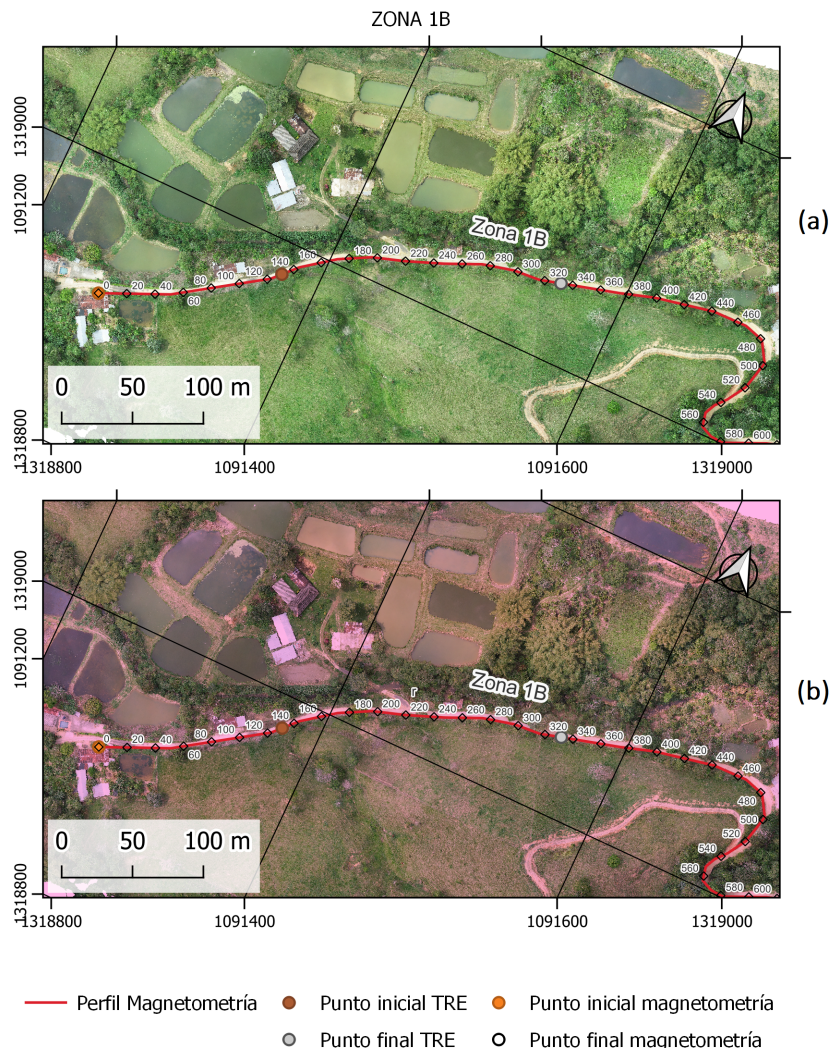


Figura 67. Ortofoto actualizada del área de estudio de la Zona 1B. (a) Ortofoto en color real. (b) Ortofoto con superposición del mapa geológico.

La línea de TRE de arreglo Schlumberger se realizó paralela a una quebrada sobre una ca-

retera rural, localmente la geología corresponde a la Riolita de la Fm. Bocas (Figura 1) según la plancha geológica escala 1:100.000. El modelo de la TRE alcanza una profundidad de aproximadamente 32 *metros* (Figura 68), obteniendo contrastes de resistividades asociados a posibles capas, con zonas de resistividades bajas, proyectados sobre los 40, 80 y 130 *metros* sobre la horizontal o abscisa X. El resultado del modelo de la TRE sugiere la presencia del nivel freático a una profundidad de 8 *metros*. La unidad geológica está conformada principalmente de rocas ígneas y brechas reportados por Latorre y Rojas (2018), las resistividades de estos materiales se asemejan a resistividades bajas de rocas con contenido de sulfuros (Figura 17).

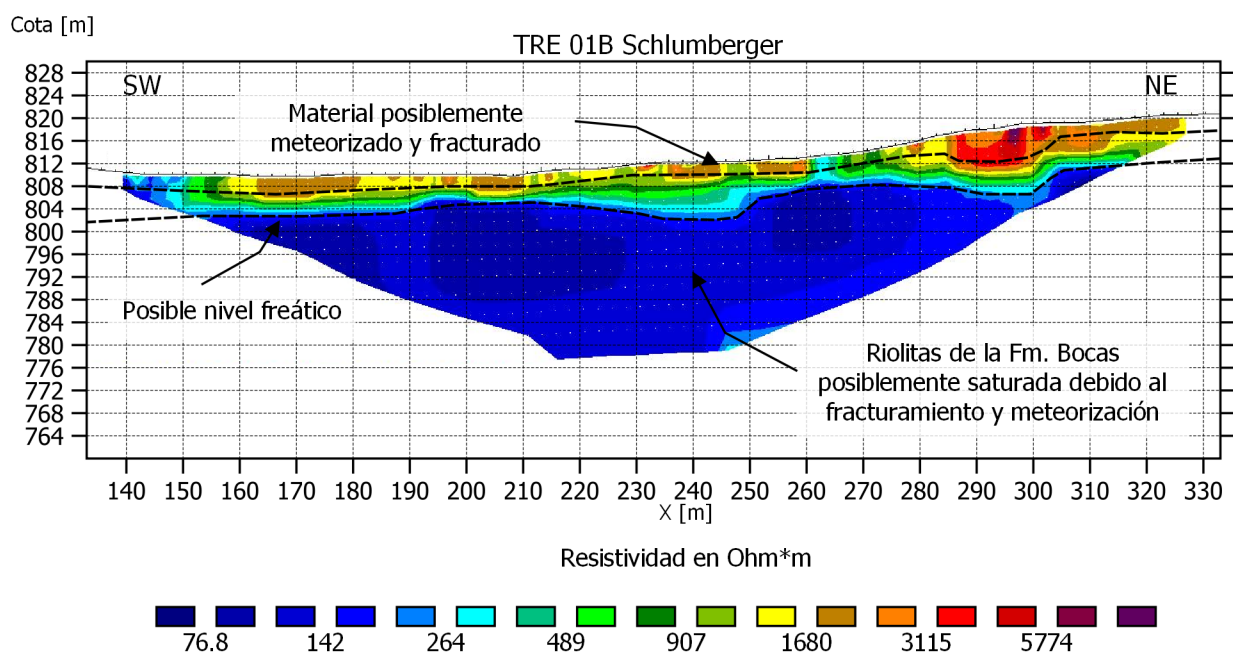


Figura 68. TRE 02 arreglo schlumberger.

El modelo del Perfil B-B' con dirección SW – NE (Figura 69) tuvo un error relativo de 2.631 %, la anomalía magnética muestra un contraste de susceptibilidad baja de aproximadamente

120 nT a una susceptibilidad alta de 214 nT , observando dos puntos de máxima amplitud que se asemejan a dos campanas de Gauss una homogénea y otra amorfa. Estos cambios en el perfil magnético se pueden inferir como un posible cuerpo intrusivo a la Formación geológica, de las Riolitas de la Fm. Bocas. La localización de estos cuerpos se proyecta entre la abscisa horizontal de 50 a 100 *metros* logrando ver una máxima profundidad de 120 *m*. Un segundo cuerpo entre la abscisa horizontal 160 *m* a 225 *m* alcanzando una profundidad de 110 *m*, por último, un tercer cuerpo desde los 240 hasta los 320 *m*.

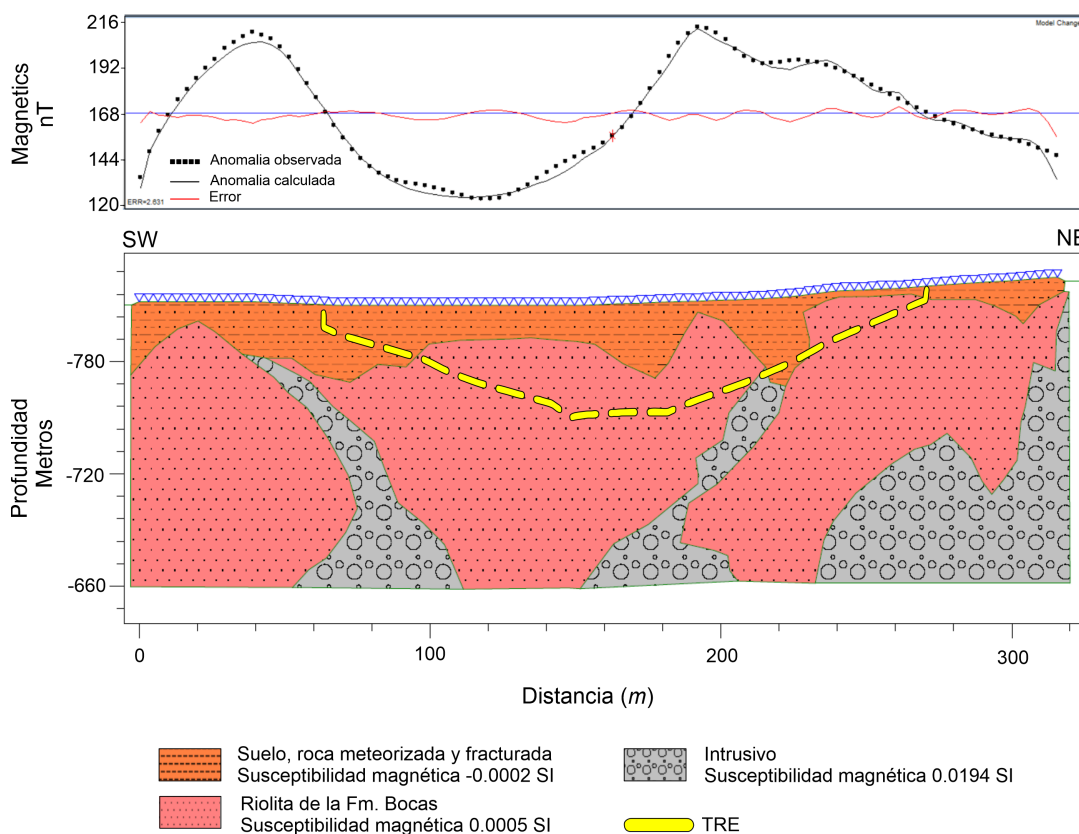


Figura 69. En la figura superior se presentan las anomalías observadas y calculadas, junto con la dispersión del error. En la figura inferior se muestra el modelo 2D obtenido a partir de la curva de la anomalía magnética.

5.3. Perfil 2

La actividad geofísica se hizo sobre una carretera rural “vía no pavimentada” (Figura 70), la línea de TRE se extendió desde el punto 3538 *m N* demarcada de color café y finaliza en los 3738 *m* en el S demarcada de color gris, con una longitud de 200 *m*. El modelo magnético del Perfil 2 se realizó a partir de los datos adquiridos en la Zona 2 a los 3521 *m* y finaliza en los 3783 *m* con una longitud total de 262 *m*. Considerando la información de la plancha geológica, aflorarían dos litologías, las Riolitas de la Fm. Bocas y la Fm. Bocas, es decir el transecto de TRE y Magnetometría estaría sobre un contacto geológico demarcado de una línea discontinua de color negro.

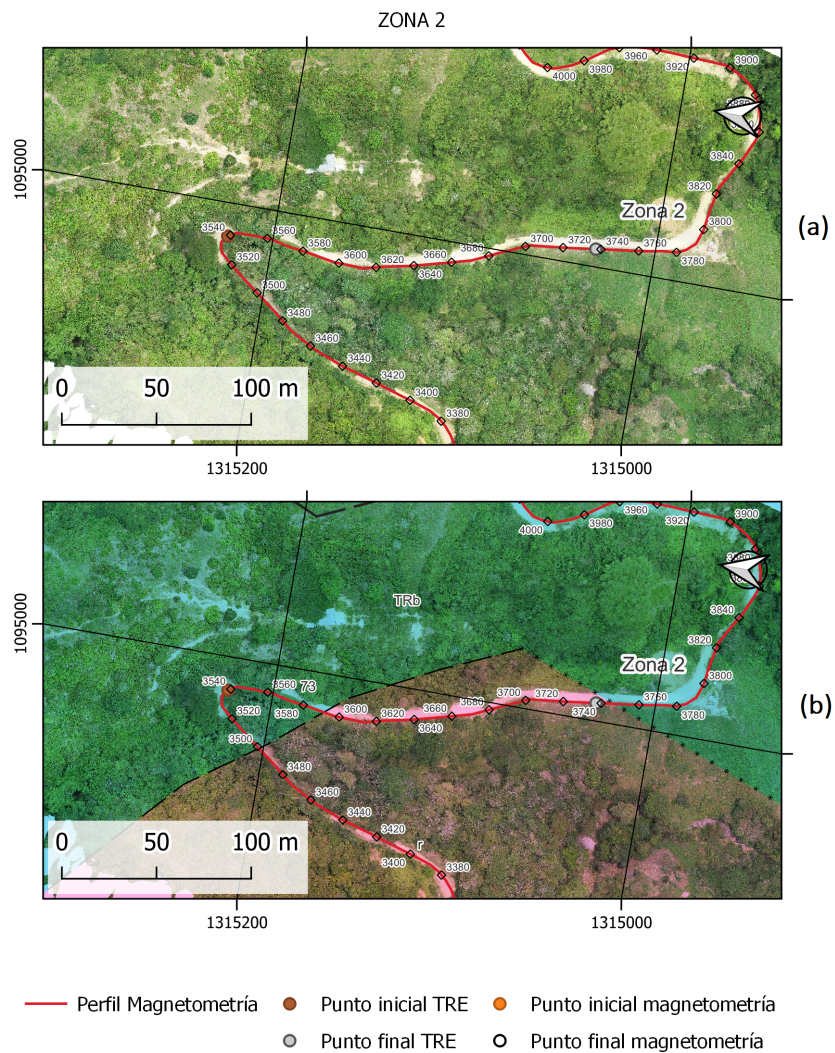


Figura 70. Ortofoto actualizada del área de estudio de la Zona 2. (a) Ortofoto en color real. (b) Ortofoto con superposición del mapa geológico.

El modelo de la TRE logro una profundidad de aproximadamente 33 metros (Figura 71), infiriendo la presencia del nivel freático a los 5 m de profundidad. Entre la abscisa horizontal de 3600 y 3650 metros sobre la horizontal se observa un área con resistividades de aproximadamente $200 \Omega \cdot m$ la cual se infiere como un posible contacto entre las dos unidades geológicas o una

posible falla. En la zona Norte del perfil se infiere la presencia de material de roca asociado a la Fm. Bocas saturada y meteorizada a una profundidad próxima a los 5 m y una roca menos afectada por la meteorización a profundidades mayores. En la zona sur del perfil se asoció con posibles materiales de la Riolita de la Fm con. Bocas, infiriendo estructuras horizontales y verticales de que se debe posiblemente al grado de meteorización de las rocas volcánicas formando saprolitos, lo cual concuerda con lo descrito por [Latorre y Rojas \(2018\)](#).

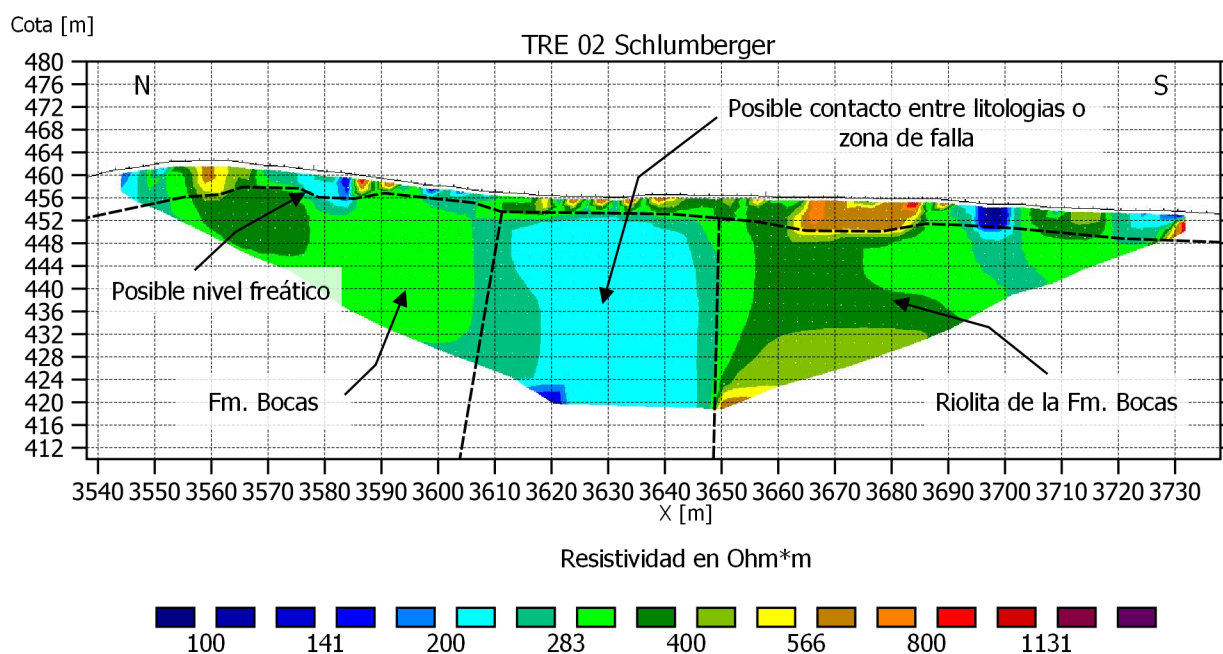


Figura 71. TRE 02 arreglo schlumberger.

Se analizó el modelo del Perfil 2 de magnetometría con dirección $N - S$, y se observó que la anomalía magnética presentó un error relativo de 4.289 (Figura 72). La anomalía muestra una variación notable, que oscila entre un valor alto de 196 nT y un valor bajo de -98 nT . Este contraste se relaciona con posibles cambios en las litologías y se infiere la presencia de cuerpos intrusivos

en dos zonas específicas: entre las coordenadas 0 y 15 m, y entre las coordenadas 150 y 200 m en el eje horizontal. Según las geometrías observadas y en concordancia con estudios anteriores, se sugiere que esta anomalía está asociada con la intrusión de la Riolita de la Formación Bocas sobre la Formación Bocas, o posiblemente está relacionada con una falla.

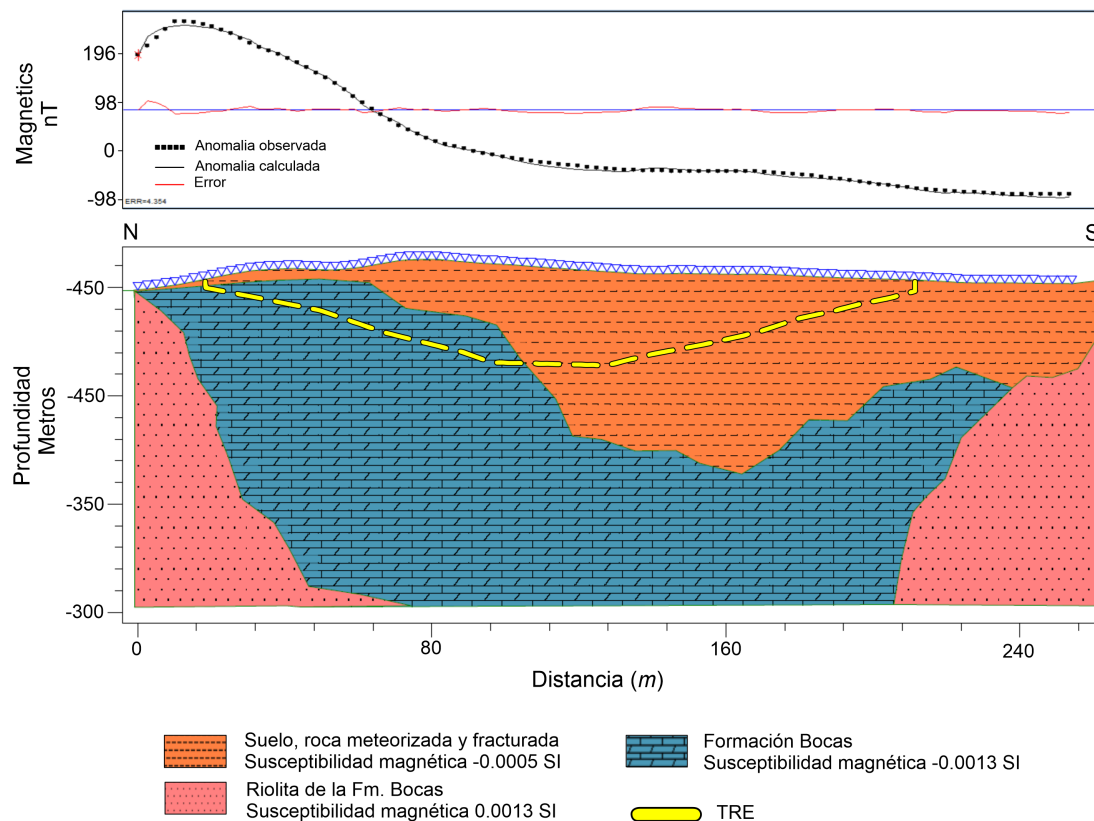


Figura 72. En la figura superior se presentan las anomalías observadas y calculadas, junto con la dispersión del error. En la figura inferior se muestra el modelo 2D obtenido a partir de la curva de la anomalía magnética.

- Las mediciones de las propiedades físicas de los núcleos en laboratorio de resistividad eléctrica, cargabilidad eléctrica y susceptibilidad magnética delimitaron zonas de interés debido a sus valores altos y bajos (zonas anómalas o valores atípicos). Estos valores tomados en

afloramientos son más relevantes para estudios someros, es decir; análisis estructurales, estudios de estratigrafía, petroquímicos entre otros. Cuando se cambia una escala de somero a un estudio más profundo se debe tener en cuenta que las rocas en superficie pueden presentar bajos y altos valores de meteorización que cambian las propiedades mineralógicas de las rocas, que conlleva a un cambio de las propiedades físicas. Por este motivo se analizaron por separado las propiedades físicas en rocas de baja y alta meteorización y rocas sanas para delimitar el área con mayor precisión.

- Basándonos en los contrastes de propiedades físicas medidas mediante geofísica de campo y laboratorio en el Perfil A-A' y Perfil 2, se infiere la presencia de zonas de contacto entre dos unidades geológicas: las Riolitas de la Formación Bocas y la Formación Bocas. Estas inferencias están respaldadas por la información geológica documentada en las planchas geológicas del área ([Ward et al., 1973](#)) y por estudios previos realizados por [Alarcón et al. \(2020\)](#); [Latorre y Rojas \(2018\)](#). Estos estudios previos reportan la existencia de varias intrusiones riolíticas sobre la Formación Bocas.
- El Perfil B-B' Figura [69](#), se evidencia un cuerpo que corta a la Riolita de la Fm. Bocas, posiblemente un cuerpo de brecha con contenido de sulfuros. Esta hipótesis se basa en las mediciones de cargabilidad realizadas en la zona, que muestran valores altos en comparación con el área circundante, lo que es un indicador de la presencia de sulfuros. Además, durante el trabajo de campo se observaron minerales como la pirita en muestra de roca que respaldan esta hipótesis, y adicionalmente el trabajo en el área realizado por [Latorre y Rojas](#)

(2018). También se registraron valores bajos de resistividad y anomalías positivas de susceptibilidad magnética a profundidad. Estos hallazgos coinciden con los afloramientos de rocas en la superficie, donde se observaron brechas y dacitas con contenido de sulfuros. Es interesante obtener este tipo de modelo debido a que la Riolita de la Fm. Bocas tienen una edad de 250 MA, que es un cuerpo que intruye a la Fm. Bocas (Ward et al., 1973). Pero estos resultados infieren un cuerpo que intruye a la Riolita de la Fm. Bocas, cuyo origen no se ha definido, pero podría relacionarse con un evento hidrotermal que intruyó a la Riolita. Para reducir la incertidumbre en torno a esta hipótesis, se recomienda realizar estudios geofísicos adicionales.

6. Conclusiones

Mediante una exploración en superficie del área de estudio extrayendo muestras de roca y el análisis en laboratorio se lograron identificar dos zonas de interés nombradas como Zona 1 en el norte y Zona 2, en el sur del área de estudio. Estas zonas se caracterizan por presentar valores de resistividad bajos, en muestras húmedas de $779,382 \Omega \cdot m$, secas de $12343,59 \Omega \cdot m$ y cargas eléctricas altas de $15 mV/V$ para muestras con diferentes grados de meteorización con respecto a su área circundante. Los valores de susceptibilidad magnética medidas en laboratorio presentaron valores bajos en las muestras de roca con alto grado de meteorización $1,49 \times 10^{-3} SI$, contrario a los resultados obtenidos de muestras de roca menos meteorizadas con valores altos de susceptibilidad magnética de $4,41 \times 10^{-3} SI$, principalmente en las dacitas y brechas.

Utilizando el modelado por voxels en tres dimensiones, se lograron ajustar las geometrías de los cuerpos identificados con valores altos de susceptibilidad magnética en los perfiles 2D de magnetometría. En el Perfil A-A' se observó una geometría intrusiva con una susceptibilidad magnética de $13,46 \times 10^{-3} SI$, mientras que en el Perfil 2 se obtuvo una geometría intrusiva con una susceptibilidad magnética de $1,01 \times 10^{-3} SI$. Estas geometrías intrusivas presentaron una susceptibilidad magnética mayor en comparación con su área circundante. En el Perfil B-B' $19,52 \times 10^{-3} SI$, se identificó una geometría intrusiva con altas susceptibilidades magnéticas.

Los resultados de los perfiles geofísicos de Magnetometría y Tomografías de Resistividad Eléctrica en las tres zonas de interés han proporcionado evidencia de la presencia de cuerpos intrusivos. Estas observaciones sugieren que estas geometrías están asociadas con cuerpos de brecha,

posiblemente formados por eventos hidrotermales, lo que indica la posible presencia de minerales ferromagnéticos en el Perfil B-B'. En cuanto al Perfil A-A' y al Perfil 2, se ha identificado la intrusión de la Riolita en la Formación Bocas, lo que sugiere la ocurrencia de litologías ígneas con geometrías verticales. Estos hallazgos sugieren la existencia de un contacto geológico o la posible presencia de fallas en la región

7. Recomendaciones

Antes de aplicar un método geofísico o de exploración es importante hacer una evaluación de las condiciones, alcances de la técnica y objetivos de la investigación. El empleo de estos métodos permitirá reforzar los resultados obtenidos de las anomalías en este estudio y obtener con menor incertidumbre la geometría, profundidad y extensión de los cuerpos que podrían producir anomalías.

Los estudios desarrollados en este trabajo de investigación, es el insumo que se debe tener antes de organizar una perforación con fines de exploración. Para realizar una exploración directa se recomiendan otras campañas de adquisición geofísica como el método de gravimetría o polarización inducida, con el fin de reducir la incertidumbre de una posible zona con contenido de sulfuros, además, métodos geoquímicos en las zonas propuestas, considerando los resultados que se obtuvieron en el perfil 2, que infiere un cuerpo con posible contenido de sulfuros.

Referencias Bibliográficas

- Alarcón, C. M., Clavijo-Torres, J., Mantilla-Figueroa, L. C., y Rodríguez, J. G. (2020). Nueva propuesta de edades para el registro sedimentario de las formaciones bocas y jordán y su relación con el desarrollo de la actividad magmática del Grupo Plutónico de Santander (Cordillera Oriental, Colombia). *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 44(173):1137–1151.
- Alken, P., Thébaud, E., Beggan, C. D., Amit, H., Aubert, J., Baerenzung, J., Bondar, T., Brown, W., Califf, S., Chambodut, A., et al. (2021). International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. *Earth, Planets and Space*, 73(1):1–25.
- Amaya, S. (2012). *Caracterización petrográfica y petrológica de los neises, migmatitas y granulitas del Neis de Bucaramanga, en el Macizo de Santander, Departamento de Santander*. PhD thesis, Tesis de maestría, Universidad nacional Bogotá, Colombia. [Consultado el 27 de abril de 2019]. Disponible en: <http://bdigital.unal.edu.co/8975/1/Sergioamayaferreira.2012.pdf>.
- Arias, A. y Vargas, R. (1978). Geología de las Planchas 86 ábrego y 97 Cáchira. *Bol. Geol*, 23(2).
- Bermejo, L., Ortega, A., Aracil, E., Guérin, R., Pérez-González, A., Benito-Calvo, A., Huguet, R., Maruri, U., Pérez, R., Vallverdú, J., et al. (2013). Aplicación de ert (electrical resistivity tomography) para la identificación de la morfología sub-superficial del yacimiento de elefante. In *Sierra de Atapuerca (Burgos, España), X Congreso Ibérico*.

- Bermejo, L., Ortega, A. I., Guérin, R., Parés, J. M., Benito-Calvo, A., Martín, M., Aracil, E., Marauri, U., y Porres, J. (2014). Técnicas de prospección geofísica aplicadas a yacimientos kársticos: Tomografía de Resistividad Eléctrica (ert) en el Karst de Ojo Guareña (Ojo Guareña, Merindad de Sotoscueva, Burgos). *Cubía*, 18:48–55.
- Calcina, M. (2009). Un modelo dinámico para el campo geomagnético. *Revista Boliviana de Física*, 15(15):44–62.
- Campbell, W. H. (2003). *Introduction to geomagnetic fields*. Cambridge University Press.
- Campos Acevedo, Valentina y Rico Arévalo, V. J. (2022). Pasantía de investigación para el desarrollo del análisis morfodinámico de movimientos en masa ubicados en los municipios de Rionegro y El Playón, Santander. *Trabajo de Grado presentado como requisito para optar al Título de Geólogo. Universidad Industrial de Santander. Colombia*.
- Colombiano, S. G. (2014). Memoria explicativa del mapa geomorfológico aplicado a movimientos en masa escala 1:100.000 plancha 109 rionegro. Technical report, Servicio Geológico Colombiano en convenio con la Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga. [Consultado el 25 de abril de 2023]. Disponible en: <https://catalogo.sgc.gov.co/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=73290shelfbrowse;temnumber=73204>.
- Colombiano, S. G. (2015). Plancha 97-San Alberto, Departamentos de Santander, Norte de Santander y Cesar. *INGEOMINAS. Con la colaboración del: U.S. GEOLOGICAL SURVEY (Convenio 514-L-030 de la A.I.D.)*.

- Di Napoli, R., Martorana, R., Orsi, G., Aiuppa, A., Camarda, M., De Gregorio, S., Gagliano Candela, E., Luzio, D., Messina, N., Pecoraino, G., et al. (2011). The structure of a hydrothermal system from an integrated geochemical, geophysical, and geological approach: The ischia island case study. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(7).
- Ellis, R. y MacLeod, I. (2013). Constrained voxel inversion using the cartesian cut cell method. *ASEG Extended Abstracts*, 2013(1):1–4.
- Feynman, R. P., Leighton, R. B., y Sands, M. (1963). *The Feynman Lectures on Physics, Vol 01: Mainly Mechanics, Radiation, and Heat*. Addison-Wesley.
- Forero-Ospino, O. E. y Duarte-Delgado, W. F. (2019). Caracterización e identificación de la geomorfología (ambientes y unidades geomorfológicas) en la plancha 121-Cerrito, Colombia, aplicado a movimientos en masa, escala 1: 100.000. *Boletín de Geología*, 41(2):35–45.
- Galvis, M., Velandia, F., y Villamizar, N. (2014). Cartografía morfoestructural de la falla de Bucaramanga: geometría lenticular a lo largo del valle del río Chicamocha en Santander-Colombia. In *XVII Congreso Peruano de Geología. Lima, Perú*.
- Goldsmith, R., Marvin, R. F., y Mehnert, H. H. (1971). Radiometric ages in the Santander massif, eastern Cordillera, Colombian Andes. *US Geological Survey Professional Paper*, 750:D44–D49.
- González Rivera, D. (2010). La exploración magnética aérea en la prospección de yacimientos de oro y plata: caso peña de bernal, querétaro. Master's thesis, Instituto Potosino de Investigación

Científica y Tecnológica A.C., San Luis Potosí, México. [Consultado el 4 de abril de 2019].

Disponible en: <http://hdl.handle.net/11627/2982>.

Halliday, D., Resnick, R., y Walker, J. (2001). *Fundamentos de física*. Compañía Editorial Continental, Mexico City, 6th edition.

Hrouda, F., Chlupacova, M., y Chadima, M. (2009). The use of magnetic susceptibility of rocks in geological exploration. *Terraplus, Brno*, 2016.

Iakubovskii, I. V. y Liajov, L. (1980). *Exploración eléctrica*. Reverté.

Ingram, D. M., Causon, D. M., y Mingham, C. G. (2003). Developments in cartesian cut cell methods. *Mathematics and Computers in Simulation*, 61(3-6):561–572.

Ivanov, M. A. y Tyufekchiev, K. A. (2022). Soil Magnetic Susceptibility Properties as Indicators of heavy metals Pollution in "Bobov Dol" TPP Area (Bulgaria). *Ecologia Balkanica*, 14(1).

Latorre y Rojas (2018). Estudio mineralógico-petrográfico de las litologías aflorantes en el sector Algarrobo-la Llandada (entre los municipios de Rionegro-el Playón, Departamento de Santander. *Universidad Industrial de Santander*. [Consultado el 2 de abril de 2019]. Disponible en: <http://tangara.uis.edu.co/biblioweb/tesis/2018/173384.pdf>.

Longo, V., Testone, V., Oggiano, G., y Testa, A. (2014). Prospecting for clay minerals within volcanic successions: application of electrical resistivity tomography to characterise bentonite deposits in northern Sardinia (Italy). *Journal of Applied Geophysics*, 111:21–32.

Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics*. Cambridge university press, 281-360.

Lü, Q., Qi, G., y Yan, J. (2013). 3d geologic model of shizishan ore field constrained by gravity and magnetic interactive modeling: A case history. *Geophysics*, 78(1):B25–B35.

Mc Evoy, R. F. P. y Guerra, J. A. T. (2021). Relación entre la cargabilidad en el dominio del tiempo y la cargabilidad espectral en un estudio de ip realizado por una empresa de exploración el sector de checa alta, valle de tambo arequipa, 2015. *Revista del Instituto de investigación de la Facultad de minas, metalurgia y ciencias geográficas*, 24(48):329–339.

McLoughlin, S., Lindström, S., y Drinnan, A. N. (1997). Gondwanan floristic and sedimentological trends during the permian–triassic transition: new evidence from the amery group, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica. *Antarctic Science*, 9(3):281–298.

Mojica, J., Kammer, A., y Ujueta, G. (1996). El Jurasico del sector noroccidental de Suramerica y guía de la excursión al Valle Superior del Magdalena (nov. 1-4/95), regiones de payande y prado, Departamento del Tolima, Colombia. *Geología Colombiana*, 21:3–41.

Moreira, C. A., Borssatto, K., Ilha, L. M., Santos, S. F. d., y Rosa, F. T. G. (2016). Geophysical modeling in gold deposit through dc resistivity and induced polarization methods. *REM-International Engineering Journal*, 69(3):293–299.

Oniku, S., Osazuwa, I., y Meludu, O. (2008). Preliminary report on magnetic susceptibility measurements on rocks within the zaria granite batholith, Nigeria. *Geofizika*, 25(2):203–213.

Orellana, E. et al. (1982). Prospección geoeléctrica. *Biblioteca Hernán Malo González*.

- Peng, S. y Zhang, J. (2007). Rock properties and mechanical behaviors. *Engineering Geology for Underground Rocks*, pages 1–26.
- Pérez Orrego, C. E. (2017). Modelamiento e interpretación de datos magnéticos y gravimétricos en la caracterización de un depósito tipo IOCG. *Universidad de Chile*.
- Rasskazov, I. Y., Shkabarnya, G., y Shkabarnya, N. (2013). Electrical tomography-based imaging of mineral deposits with complex geology. *Journal of Mining Science*, 49(3):388–394.
- Roy, R., Benedicto, A., Grare, A., Béhaegel, M., Richard, Y., y Harrison, G. (2017). Three-dimensional gravity modelling applied to the exploration of uranium unconformity-related basement-hosted deposits: the Contact prospect case study, kiggavik, northeast thelon region (Nunavut, Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 54(8):869–882.
- Royero, J. y Clavijo, J. (2001). Mapa geológico generalizado departamento de Santander. *Bogotá: Ingeominas*.
- Sanz, Á. G., París, T. G., Pons, J. M., y Videira, J. C. (2019). El descubrimiento del Yacimiento de la Magdalena. Protagonismo de los métodos geofísicos en la exploración de yacimientos tipo sulfuros masivos vulcanogénicos (vms) profundos en la faja pirítica ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 130(2):213–230.
- Sheriff, R. E. (2002). *Encyclopedic dictionary of applied geophysics*. Society of exploration geophysicists.

- Suprayogi, A. y Sasmito, B. (2019). Kajian pembuatan accuracy mask citra dan korelasinya dengan kondisi topografi. *Elipsoida: Jurnal Geodesi dan Geomatika*, 2(02):19–23.
- Taylor, P. (2017). Book review: Geophysics for the mineral exploration geoscientist.
- Telford, W. M., Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. E., y Sheriff, R. (1990). *Applied geophysics*, volume 1. Cambridge university press.
- Thébault, E., Finlay, C. C., Beggan, C. D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L., et al. (2015). International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. *Earth, Planets and Space*, 67(1):79.
- Toro-Toro, L. M., Cardona-Ríos, J. J., Moreno-Sánchez, M., y Gómez-Cruz, A. d. J. (2021). Petrografía y geoquímica de las rocas piroclásticas y efusivas de la formación bocas (Triásico superior-Jurásico inferior) y efusivas de la Formación Nogontova (Macizo de Santander, Colombia). *Boletín de Geología*, 43(1):53–75.
- Torres Gaytan, David Ernesto, I. P. d. I. C. y. T. (2013). Estudio geofísico aplicado a la exploración minera en el milagro de guadalupe, municipio de guadalcazar, estado de san luis potosí. Master's thesis, Geología. [Consultado el 2 de abril de 2019]. Disponible en: <http://hdl.handle.net/11627/154>.
- Velandia, F., García, H., López, J., Bermúdez, M., Zuluaga, C., y Taboada, A. (2017). Modelo estructural del macizo de santander y zonas adyacentes. In *XVI Congreso Colombiano de Geología y III Simposio de Exploradores*.

- Ward, D. E., Goldsmith, R., Cruz, J., y Restrepo, H. (1973). Geología de los cuadrángulos h-12 Bucaramanga y h-13 pamplona, departamento de Santander. *Boletín geológico*, 21(1-3):1–134.
- wight E. Ward, Goldsmith, R., V., A. J., B., J. C., y Restrepo, H. (1997). Geología de la plancha 109 Rionegro, escala 1:100.000. instituto colombiano de geología y minería ingeominas. *Boletín de Geología, Bogota, Colombia*.
- Xu, X., Yao, F., Ali, O. A. A., Xie, W., Mahmoud, S. F., Xie, P., El-Bahy, S. M., Huang, M., Liu, C., Fan, R., et al. (2022). Adjustable core-sheath architecture of polyaniline-decorated hollow carbon nanofiber nanocomposites with negative permittivity for superb electromagnetic interference shielding. *Advanced Composites and Hybrid Materials*, 5(3):2002–2011.

Apéndices

Apéndice A. *Propiedades Físicas de núcleos*

Las mediciones en laboratorio de muestras de rocas extraídas en afloramientos, se observan en la Tabla 5. Estas mediciones se realizaron mediante los núcleos de rocas elaborados, demarcando cada estación como $P1, P2, \dots Pn$, las propiedades físicas medidas fueron; SM : susceptibilidad magnética en unidades de SI , ρ_{Wet} : Resistividad eléctrica en húmedo y ρ_{DRY} : resistividad eléctrica en seco en unidades de $\Omega \cdot m$, M cargabilidad eléctrica en unidades de mV/V , donde $CooX$ y $CooY$ representan las coordenadas planas de cada estación de las muestras y por ultimo la Formación geológica en la que extrajo la roca.

Tabla 5
Valores de las unidades físicas medidas en núcleos en laboratorio.

Muestra	CoorX	CoorY	ρ_{Wet}	ρ_{Dry}	M Dry	SM	Formación Geológica
P1	1094755	1315034	1205.3	10258.14	12.64	2.00E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P2	1094200	1314853	2243.18	6803.72	4.2	1.61E-04	Fm, Bocas
P3	1092483	1314704	540.72	9187.07	5.61	9.86E-05	Fm, Bocas
P4	1096051	1315793	1197.85	13666.49	12.53	2.30E-04	Fm, Bocas
P5	1096052	1315794	3072.65	14765.64	16.38	2.30E-04	Fm, Bocas
P6	1095836	1315753	554.64	12061.66	9.95	5.06E-05	Fm, Bocas
P7	1095837	1315754	736.59	19340.01	5.23	3.44E-05	Fm, Bocas
P8	1095226	1315213	1502.63	1911.55	5.22	-	Fm, Bocas

Continúa en la siguiente pagina

Tabla 5 – continuación Tabla de mediciones en laboratorio.

Muestra	CoorX	CoorY	ρ Wet	ρ Dry	M Dry	SM	Formación Geológica
P9	1095051	1314956	312.49	1074.05	3.23	6.34E-05	Fm, Bocas
P10	1095830	1314092	1584.44	9260.77	4.6	-	Fm, Bocas
P11	1095377	1314505	399.74	5608.06	4.4	1.27E-04	Fm, Bocas
P12	1094830	1314978	289.21	8543.61	7.18	-	Riolitas de la Fm, Bocas
P13	1094771	1315136	677.64	3923.79	4.68	4.95E-05	Riolitas de la Fm, Bocas
P14	1094772	1315137	307.3	13051.47	7.77	9.20E-05	Riolitas de la Fm, Bocas
P15	1094773	1315138	9662.62	49923.39	10.4	1.85E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P14	1094396	1314664	796.07	1072.23	1.7	-	Riolitas de la Fm, Bocas
P14	1094397	1314665	986.91	2225.44	1.77	3.87E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P14	1094398	1314666	390.47	3044.28	3.57	1.55E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P15	1094210	1315702	4205.12	16476.53	3.62	9.75E-05	Riolitas de la Fm, Bocas
P16	1094067	1314336	413.2	872.27	4.22	3.56E-04	Fm, Bocas
P17	1094070	1314339	1577.95	3991.19	3.85	1.90E-04	Fm, Bocas
P18	1094213	1314704	969.96	4246.19	17.86	1.13E-04	Fm, Bocas
P19	1094214	1314000	740.28	2025.88	8.37	1.14E-04	Fm, Bocas
P20	1094408	1314656	386.07	1977.82	2.8	3.03E-04	Fm, Bocas
P21	1094756	1314971	932.3	10472.93	7.75	1.55E-04	Fm, Bocas
P22	1091413	1319023	807.93	16703.21	6.32	9.86E-05	Fm, Bocas
P23	1091498	1320408	292.37	7320.18	8.89	2.64E-05	Fm, Bocas
P24	1091431	1320981	731.87	34432.65	11.02	6.92E-05	Fm, Bocas
P25	1093339	1317549	945.25	12986.1	16.32	1.48E-06	Fm, Bocas
P26	1093391	1316480	400.71	1559.23	5.48	1.56E-04	Fm, Bocas
P27	1093280	1316361	558.88	21569.98	4.57	1.00E-04	Fm, Bocas

Continúa en la siguiente pagina

Tabla 5 – continuación Tabla de mediciones en laboratorio.

Muestra	CoorX	CoorY	ρ Wet	ρ Dry	M Dry	SM	Formación Geológica
P28	1094622	1314793	268.38	312.23	4.18	1.77E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P29	1094068	1314331	409.66	2159.36	8.56	1.09E-04	Fm, Bocas
P30	1094068	1314331	433.43	3999.32	5.46	3.74E-04	Fm, Bocas
P31	1093897	1314187	2369.97	6532.86	9.13	3.49E-04	Fm, Bocas
P32	1093885	1314122	518.56	2007.69	8.82	9.40E-05	Fm, Bocas
P33	1093859	1314010	175.45	417.22	4.25	8.54E-05	Fm, Bocas
P34	1093513	1314049	178.76	474.14	4.87	2.39E-04	Fm, Bocas
P35	1092477	1314018	125.65	176.72	3.76	1.88E-04	Fm, Bocas
P36	1092775	1314005	74.82	407.98	6.33	2.69E-04	Fm, Bocas
P37	1095227	1319896	287.58	728.74	27.62	6.49E-04	Fm, Bocas
P38	1095145	1319676	162.06	334.17	6.58	1.23E-04	Fm, Bocas
P39	1094866	1319831	136.41	495.28	4.74	4.48E-03	Fm, Bocas
P40	1094823	1319955	1901.11	5411.82	12.15	1.37E-04	Fm, Bocas
P41	1093403	1320258	3217.79	38834.19	21.1	4.18E-05	Fm, Bocas
P42	1093177	1319985	1365.26	2491.27	4.07	7.94E-06	Fm, Bocas
P43	1092437	1319516	3325.72	64464.14	30.17	1.31E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P44	1091417	1319024	3402.71	7099	10.79	1.57E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P45	1091075	1318799	4019.87	6439.02	3.4	3.51E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P46	1091577	1319087	1501.67	5030.91	5.72	1.11E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P47	1091580	1319090	4583.22	37921.19	23.23	1.42E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P48	1090282	1317249	1787.92	15264.04	25.61	2.14E-05	Fm, Bocas
P49	1090379	1317110	1719.21	6822.33	10.47	2.70E-05	Fm, Bocas
P50	1090600	1317170	934.68	2560.05	4.86	2.02E-04	Fm, Bocas

Continúa en la siguiente pagina

Tabla 5 – continuación Tabla de mediciones en laboratorio.

Muestra	CoorX	CoorY	ρ Wet	ρ Dry	M Dry	SM	Formación Geológica
P51	1090600	1317170	934.68	2560.05	4.86	5.23E-04	Fm, Bocas
P52	1093377	1317484	803.2	49592.6	15.39	1.72E-05	Riolitas de la Fm, Bocas
P53	1093444	1318066	213.59	568.47	9.44	1.96E-04	Fm, Bocas
P54	1091584	1319090	463.2	14695.08	15.27	1.26E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P55	1092409	1314606	465.55	7440.17	9.46	1.70E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P56	1092485	1314859	81.76	653.87	3.27	1.43E-04	Fm, Bocas
P57	1092857	1315579	109.32	13051.38	13.41	9.62E-05	Fm, Bocas
P58	1092539	1315918	216.75	5017.2	11.67	9.85E-05	Fm, Bocas
P59	1092126	1315939	191.14	12752.82	13.94	4.41E-05	Fm, Bocas
P60	1091918	1315626	308.8	11226.49	18.5	5.84E-05	Fm, Bocas
P61	1091350	1314958	462.91	22551.35	16.75	1.27E-04	Fm, Bocas
P62	1091712	1315557	299.49	2570.91	5.73	1.32E-04	Fm, Bocas
P63	1092002	1315940	163.94	5734.55	6.69	9.57E-05	Fm, Bocas
P64	1092204	1316495	682.21	1245.09	4.69	2.15E-04	Fm, Bocas
P65	1092287	1316515	75.42	118.49	5.7	1.56E-04	Fm, Bocas
P66	1091894	1316873	380.8	2334.64	5.81	1.32E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P67	1093187	1316176	63.87	4406.57	3.62	7.37E-05	Fm, Bocas
P68	1093254	1316358	63.87	4406.57	3.62	7.37E-05	Fm, Bocas
P69	1093458	1316360	445.74	3300.6	5.24	2.68E-05	Riolitas de la Fm, Bocas
P70	1093623	1316474	758.83	745.75	12.99	3.84E-05	Riolitas de la Fm, Bocas
P71	1093718	1316531	231.29	812.8	5.22	2.74E-05	Riolitas de la Fm, Bocas
P72	1093624	1316747	421.13	2236.1	5.14	1.41E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P73	1093892	1315828	15.39	476.18	7.72	4.67E-05	Riolitas de la Fm, Bocas

Continúa en la siguiente pagina

Tabla 5 – continuación Tabla de mediciones en laboratorio.

Muestra	CoorX	CoorY	ρ Wet	ρ Dry	M Dry	SM	Formación Geológica
P74	1093293	1319228	132.67	6487.92	7.67	8.08E-05	Fm, Bocas
P75	1095886	1319060	514.52	963.96	5.37	8.08E-05	Fm, Bocas
P75	1095885	1319060	260.7	551.63	6.08	6.54E-05	Fm, Bocas
P76	1094979	1321445	1030.04	3954.93	3.16	1.17E-04	Fm, Bocas
P77	1095369	1320336	116.7	632.31	5.65	1.26E-02	Fm, Bocas
P78	1095222	1319807	272.54	589.41	5.34	7.67E-03	Fm, Bocas
P79	1093838	1320568	684.87	2152.17	2.35	1.01E-03	Fm, Bocas
P80	1092908	1319788	411.26	1077.34	5.25	5.89E-05	Fm, Bocas
P81	1092238	1320318	285.04	21904.33	6.9	1.04E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P82	1091852	1320316	47.4	4455.89	12.82	2.42E-05	Riolitas de la Fm, Bocas
P83	1091642	1320500	298.51	2475.93	8.69	5.31E-05	Riolitas de la Fm, Bocas
P84	1091305	1320798	574.73	3234.13	3.48	1.18E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P85	1091345	1320919	7.86	58	12.12	7.30E-05	Riolitas de la Fm, Bocas
P86	1091420	1320991	1065.94	14961.31	4.54	6.80E-05	Fm, Bocas
P87	1091184	1321506	1249.46	57132.43	4.33	5.54E-05	Fm, Bocas
P88	1091088	1321811	30.16	699.73	8.05	4.22E-05	Fm, Bocas
P89	1091075	1321442	215.44	7097.86	8.05	8.34E-05	Fm, Bocas
P90	1091524	1320443	303.45	6017.07	6.26	1.69E-05	Riolitas de la Fm, Bocas
P91	1091487	1320425	259.46	6148.27	3.16	4.11E-05	Riolitas de la Fm, Bocas
P92	1091498	1320413	420.64	1462.49	7.15	5.20E-05	Riolitas de la Fm, Bocas
P93	1092862	1319854	438.91	9825.09	7.77	1.28E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P94	1093020	1319878	754.53	3610.89	3.67	1.34E-05	Fm, Bocas
P95	1092929	1320117	78.88	321.56	5.21	5.73E-05	Fm, Bocas

Continúa en la siguiente pagina

Tabla 5 – continuación Tabla de mediciones en laboratorio.

Muestra	CoorX	CoorY	ρ Wet	ρ Dry	M Dry	SM	Formación Geológica
P96	1093006	1320012	232.5	774.77	3.69	3.05E-04	Fm, Bocas
P97	1092477	1314053	308.97	6248.24	16.99	1.06E-04	Fm, Bocas
P98	1092657	1314025	220.18	486.2	3.86	2.55E-04	Fm, Bocas
P99	1091436	1319018	1591.94	46502.72	35.73	1.85E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P100	1092179	1319322	9950.31	16183.93	19.67	1.85E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P101	1092228	1319339	4448.28	77775.61	23.44	1.85E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P102	1092436	1319514	4840.97	629146.38	29.15	3.31E-04	Riolitas de la Fm, Bocas
P103	1092724	1319796	14204.23	22120.35	21.15	-	Riolitas de la Fm, Bocas
P104	1092965	1319899	1604.91	90632.74	20.41	1.30E-05	Fm, Bocas
P105	1092988	1319014	4845.79	146958.02	17.2	5.57E-05	Riolitas de la Fm, Bocas
P106	1093003	1320007	397.35	1870.74	4.05	1.18E-04	Fm, Bocas
P107	1092959	1320056	248.45	16670.34	7.11	4.88E-05	Fm, Bocas
P108	1093084	1320093	13381.8	740765.55	33.41	3.60E-05	Fm, Bocas
P109	1093097	1320108	9462.21	849934.75	20.15	5.98E-05	Fm, Bocas
P110	1093185	1320007	2015.3	7651	4.25	9.50E-05	Fm, Bocas
P111	1094144	1320619	25160.98	400260.89	19.26	-	Fm, Bocas
P112	1094836	1319999	168.83	1431.29	3.78	-	Fm, Bocas
P113	1094829	1319974	278.09	2171.94	4.82	-	Riolitas de la Fm, Bocas
P114	1094843	1319879	170.15	917.71	3.29	1.21E-04	Fm, Bocas
P115	1094866	1319835	956.85	3666.81	3.56	1.92E-04	Fm, Bocas
P116	1092219	1319335	1522.05	121527.54	18.22	-	Riolitas de la Fm, Bocas
P117	1094144	1314401	1505.88	7228.97	6.7	-	Riolitas de la Fm, Bocas
P118	1094098	1314392	455.26	912.23	33.32	-	Fm, Bocas

Continúa en la siguiente página

Tabla 5 – continuación Tabla de mediciones en laboratorio.

Muestra	CoorX	CoorY	ρ Wet	ρ Dry	M Dry	SM	Formación Geológica
P119	1093852	1313992	708.95	2066.31	4.23	-	Fm, Bocas
P120	1093426	1314002	722	2188.78	5.06	-	Riolitas de la Fm, Bocas
P121	1092893	1314046	1898.54	12653.79	12.1	-	Riolitas de la Fm, Bocas
P122	1092847	1314055	1345.6	2853.39	2.57	-	Riolitas de la Fm, Bocas
P123	1092052	1314012	432.66	764.39	1.62	-	Fm, Bocas
P124	1092854	1314042	1443.88	5443.84	30	-	Fm, Bocas
P125	1092540	1314794	449	952.11	13.5	-	Fm, Bocas
P126	1092414	1314600	627.86	1487.53	10.32	-	Fm, Bocas
P127	1092463	1314813	502.9	54985.48	23.31	-	Fm, Bocas
P128	1092529	1314871	887.33	1757.5	2.37	-	Fm, Bocas
P129	1092861	1315600	312.19	8378.58	10.42	-	Fm, Bocas
P130	1090560	1316498	876.45	2741.78	3.56	-	Fm, Bocas
P131	1090540	1316546	1008.43	19185.99	12	-	Fm, Bocas
P132	1090288	1317238	3706.93	59032.11	22.57	-	Riolitas de la Fm, Bocas
P133	1093448	1318131	3754.38	22221.64	12.38	-	Riolitas de la Fm, Bocas
P134	1092695	1317770	1032.13	44324.97	14.21	-	Riolitas de la Fm, Bocas
P135	1093371	1317439	1550.63	116638.08	29.91	-	Riolitas de la Fm, Bocas
P136	1093371	1316455	912.13	35411.73	18.39	-	Riolitas de la Fm, Bocas
P137	1093181	1316157	925.96	112801.29	21.64	-	Riolitas de la Fm, Bocas
P138	1092592	1314039	203.17	613.08	3.4	-	Riolitas de la Fm, Bocas

Apéndice B. Medición de la cargabilidad en muestras frescas no alteradas

Los datos de la medida de cargabilidad en muestras frescas extraídas de los afloramientos se presentan en la Tabla 6. Estas mediciones se realizaron mediante los núcleos de rocas elaborados, demarcando cada estación como $P1, P2, \dots Pn$, se incluye las coordenadas planas EPSG:3116 de *Coordenada X* y *Coordenada Y* de cada estación de las muestras y por ultimo la Formación geológica y tipo de roca.

Tabla 6

Valores de las unidades físicas medidas en núcleos en laboratorio correspondientes a muestras frescas.

Nombre catalogo	Coordenada X	Coordenada Y	M Dry mV/V	Formación geológica	Tipo de roca
P1	1094755	1315034	12.64	Riolitas de la Fm. Bocas	Brecha
P2	1094200	1314853	4.2	Fm. Bocas	Dacita
P6	1095836	1315753	9.95	Fm. Bocas	Dacita
P15	1094210	1315702	3.62	Riolitas de la Fm. Bocas	Dacita
P16	1094067	1314336	4.22	Fm. Bocas	Detriticas
P17	1094070	1314339	3.85	Fm. Bocas	Detriticas
P20	1094408	1314656	2.8	Fm. Bocas	Detriticas
P21	1094756	1314971	7.75	Fm. Bocas	Brechas
P24	1091431	1320981	11.02	Fm. Bocas	Brechas
P26	1093391	1316480	5.48	Fm. Bocas	Detriticas
P28	1094622	1314793	4.18	Riolitas de la Fm. Bocas	Brechas
P29	1094068	1314331	8.56	Fm. Bocas	Dacita

Continúa en la siguiente pagina

Tabla 6 – continuación Tabla de cargabilidad muestras frescas.

Nombre catalogo	Coordenada X	Coordenada Y	M Dry mV/V	Formación geológica	Tipo de roca
P30	1094068	1314331	5.46	Fm. Bocas	Dacita
P31	1093897	1314187	9.13	Fm. Bocas	Dacita
P32	1093885	1314122	8.82	Fm. Bocas	Dacita
P33	1093859	1314010	4.25	Fm. Bocas	Dacita
P34	1093513	1314049	4.87	Fm. Bocas	Dacita
P35	1092477	1314018	3.76	Fm. Bocas	Dacita
P38	1095145	1319676	6.58	Fm. Bocas	Brecha
P39	1094866	1319831	4.74	Fm. Bocas	Dacita
P40	1094823	1319955	12.15	Fm. Bocas	Brecha
P41	1093403	1320258	21.1	Fm. Bocas	Dacita
P43	1092437	1319516	30.17	Riolitas de la Fm. Bocas	Dacita
P45	1091075	1318799	3.4	Riolitas de la Fm. Bocas	Dacita
P46	1091577	1319087	5.72	Riolitas de la Fm. Bocas	Dacita
P49	1090379	1317110	10.47	Fm. Bocas	Dacita
P50	1090600	1317170	4.86	Fm. Bocas	Brecha
P60	1091918	1315626	18.5	Fm. Bocas	Detriticas
P61	1091350	1314958	16.75	Fm. Bocas	Detriticas
P64	1092204	1316495	4.69	Fm. Bocas	Brecha
P66	1091894	1316873	5.81	Riolitas de la Fm. Bocas	Dacita
P68	1093254	1316358	3.62	Fm. Bocas	Detriticas
P75	1095886	1319060	5.37	Fm. Bocas	Brecha
P75	1095885	1319060	6.08	Fm. Bocas	Brecha
P78	1095222	1319807	5.34	Fm. Bocas	Dacita

Continúa en la siguiente pagina

Tabla 6 – continuación Tabla de cargabilidad muestras frescas.

Nombre catalogo	Coordenada X	Coordenada Y	M Dry mV/V	Formación geológica	Tipo de roca
P79	1093838	1320568	2.35	Fm. Bocas	Dacita
P80	1092908	1319788	5.25	Fm. Bocas	Dacita
P88	1091088	1321811	8.05	Fm. Bocas	Detriticas
P89	1091075	1321442	8.05	Fm. Bocas	Detriticas
P98	1092657	1314025	3.86	Fm. Bocas	Dacita
P99	1091436	1319018	35.73	Riolitas de la Fm. Bocas	Brecha
P100	1092179	1319322	19.67	Riolitas de la Fm. Bocas	Brecha
P103	1092724	1319796	42.15	Riolitas de la Fm. Bocas	Dacita
P110	1093185	1320007	4.25	Fm. Bocas	Detriticas
P111	1094144	1320619	19.26	Fm. Bocas	Brechas
P112	1094836	1319999	3.78	Fm. Bocas	Detriticas
P113	1094829	1319974	4.82	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas
P116	1092219	1319335	18.22	Riolitas de la Fm. Bocas	Brechas

Apéndice C. *Medición de la cargabilidad en muestras meteorizadas*

Las mediciones de cargabilidad en laboratorio de muestras de rocas extraídas de afloramientos y consideradas meteorizadas se encuentran registradas en la Tabla 7. Estas mediciones se realizaron mediante los núcleos de rocas elaborados, demarcando cada estación como $P1, P2, \dots Pn$, se incluye las coordenadas planas EPSG:3116 de *Coordenada X* y *Coordenada Y* de cada estación de las muestras y por ultimo la Formación geológica y tipo de roca.

Tabla 7

Valores de las unidades físicas medidas en núcleos en laboratorio correspondientes a muestras meteorizadas.

Nombre catalogo	Coordenada X	Coordenada Y	M Dry mV/V	Formación geológica	Tipo de roca
P3	1092483	1314704	13.9	Fm. Bocas	Detriticas
P4	1096051	1315793	16	Fm. Bocas	Dacita
P5	1096052	1315794	4.65	Fm. Bocas	Dacita
P8	1095226	1315213	10.31	Fm. Bocas	Dacita
P10	1095830	1314092	10.91	Fm. Bocas	Dacita
P12	1094830	1314978	7.35	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas
P14	1094397	1314665	2	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas
P22	1091413	1319023	4.31	Fm. Bocas	Detriticas
P23	1091498	1320408	8.48	Fm. Bocas	Dacita
P36	1092775	1314005	5.42	Fm. Bocas	Detriticas
P42	1093177	1319985	5.08	Fm. Bocas	Dacita
P44	1091417	1319024	5.23	Riolitas de la Fm. Bocas	Brecha

Continúa en la siguiente pagina

Tabla 7 – continuación Tabla de cargabilidad muestras meteorizadas.

Nombre catalogo	Coordenada X	Coordenada Y	M Dry mV/V	Formación geológica	Tipo de roca
P51	1090600	1317170	4.75	Fm. Bocas	Detriticas
P52	1093377	1317484	6.85	Riolitas de la Fm. Bocas	Brecha
P53	1093444	1318066	10.52	Fm. Bocas	Brecha
P55	1092409	1314606	9.19	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas
P58	1092539	1315918	7.84	Fm. Bocas	Dacita
P59	1092126	1315939	4.9	Fm. Bocas	Dacita
P62	1091712	1315557	7.82	Fm. Bocas	Detriticas
P70	1093623	1316474	34.41	Riolitas de la Fm. Bocas	Dacita
P71	1093718	1316531	4.18	Riolitas de la Fm. Bocas	Dacita
P73	1093892	1315828	6.74	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas
P74	1093293	1319228	7.67	Fm. Bocas	Detriticas
P82	1091852	1320316	5.12	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas
P83	1091642	1320500	9.31	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas
P87	1091184	1321506	10.47	Fm. Bocas	Dacita
P90	1091524	1320443	9.09	Riolitas de la Fm. Bocas	Dacita
P91	1091487	1320425	4.19	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas
P92	1091498	1320413	12.35	Riolitas de la Fm. Bocas	Dacita
P93	1092862	1319854	5.79	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas
P94	1093020	1319878	9.15	Fm. Bocas	Brecha
P95	1092929	1320117	7.89	Fm. Bocas	Detriticas
P97	1092477	1314053	8.97	Fm. Bocas	Detriticas
P101	1092228	1319339	5.99	Riolitas de la Fm. Bocas	Brecha
P102	1092436	1319514	10.27	Riolitas de la Fm. Bocas	Dacita

Continúa en la siguiente pagina

Tabla 7 – continuación Tabla de cargabilidad muestras meteorizadas.

Nombre catalogo	Coordenada X	Coordenada Y	M Dry mV/V	Formación geológica	Tipo de roca
P104	1092965	1319899	11.19	Fm. Bocas	Detriticas
P105	1092988	1319014	12.35	Riolitas de la Fm. Bocas	Dacita
P107	1092959	1320056	9.21	Fm. Bocas	Detriticas

Apéndice D. Medición de la cargabilidad en muestras alteradas

Las mediciones de cargabilidad en laboratorio de muestras de rocas alteradas extraídas en afloramientos se observan en la Tabla 8. Estas mediciones se realizaron mediante los núcleos de rocas elaborados, demarcando cada estación como $P1, P2, \dots Pn$, se incluye las coordenadas planas EPSG:3116 de *Coordenada X* y *Coordenada Y* de cada estación de las muestras y por ultimo la Formación geológica y tipo de roca.

Tabla 8

Valores de las unidades físicas medidas en núcleos en laboratorio correspondientes a muestras alteradas.

Nombre catalogo	Coordenada X	Coordenada Y	M Dry mV/V	Formación geológica	Tipo de roca
P7	1095837	1315754	5.23	Fm. Bocas	Dacita
P9	1095051	1314956	3.23	Fm. Bocas	Brecha
P11	1095377	1314505	4.4	Fm. Bocas	Dacita
P13	1094771	1315136	4.68	Riolitas de la Fm. Bocas	Brecha
P14	1094772	1315137	7.77	Riolitas de la Fm. Bocas	Brecha
P15	1094773	1315138	10.4	Riolitas de la Fm. Bocas	Brecha
P14	1094396	1314664	1.7	Riolitas de la Fm. Bocas	Dacita
P14	1094398	1314666	3.57	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas
P14	1094398	1314666	3.57	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas
P18	1094213	1314704	17.86	Riolitas de la Fm. Bocas	Brecha
P19	1094214	1314000	8.37	Fm. Bocas	Detriticas
P25	1093339	1317549	16.32	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas

Continúa en la siguiente pagina

Tabla 8 – continuación Tabla de cargabilidad muestras alteradas.

Nombre catalogo	Coordenada X	Coordenada Y	M Dry mV/V	Formación geológica	Tipo de roca
P27	1093280	1316361	4.57	Fm. Bocas	Detriticas
P37	1095227	1319896	27.62	Fm. Bocas	Brecha
P47	1091580	1319090	23.23	Riolitas de la Fm. Bocas	Brecha
P48	1090282	1317249	25.61	Fm. Bocas	Dacita
P54	1091584	1319090	15.27	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas
P57	1092857	1315579	13.41	Fm. Bocas	Detriticas
P63	1092002	1315940	6.69	Fm. Bocas	Detriticas
P65	1092287	1316515	5.7	Fm. Bocas	Brecha
P67	1093187	1316176	3.62	Fm. Bocas	Detriticas
P69	1093458	1316360	5.24	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas
P72	1093624	1316747	5.14	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas
P76	1094979	1321445	3.16	Fm. Bocas	Brecha
P77	1095369	1320336	5.65	Fm. Bocas	Brecha
P81	1092238	1320318	6.9	Riolitas de la Fm. Bocas	Detriticas
P84	1091305	1320798	3.48	Riolitas de la Fm. Bocas	Dacita
P86	1091420	1320991	4.54	Fm. Bocas	Dacita
P96	1093006	1320012	3.69	Fm. Bocas	Detriticas
P106	1093003	1320007	4.05	Fm. Bocas	Dacita
P108	1093084	1320093	33.41	Fm. Bocas	Dacita
P109	1093097	1320108	55.15	Fm. Bocas	Dacita
P114	1094843	1319879	3.29	Fm. Bocas	Dacita