



TRABAJO ESPECIAL DE GRADO
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**MODELAMIENTO GEOELÉCTRICO DE CONTACTO GEOLÓGICO E
INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA COMPLEMENTARIA EN EL FLANCO
ORIENTAL DE LA CORDILLERA CENTRAL COLOMBIANA**

Tutor: Dra Nuris Orihuela Guevara

Trabajo Especial de Maestría
presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela por
el ing. Pedro Antonio Ortega Galván
para optar al título de
Magister Scientiarum en Geofísica

Caracas, Noviembre de 2018

© ORTEGA GALVÁN PEDRO 2018.
Hecho depósito de ley.
Depósito legal 1ft MI2019000240

ACTA DE APROBACIÓN



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
COMISIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO



VEREDICTO

Comisión de
Estudios de
Postgrado

Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el **Trabajo Especial de Grado** presentado por el ING. PEDRO ANTONIO ORTEGA GALVÁN, portador de la Cédula de Identidad No E-84.607.344, bajo el título **"MODELAMIENTO GEOELÉCTRICO DE CONTACTO GEOLÓGICO E INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA COMPLEMENTARIA EN EL FLANCO ORIENTAL DE LA CORDILLERA CENTRAL COLOMBIANA"**, a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magister en Geofísica; dejan constancia de lo siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día 08 de marzo de 2019, a las 09:00 a.m., para que el autor lo defendiera en forma pública, lo que éste hizo en la auleta de postgrado del edificio de aulas Luis Damiani, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

2.- Finalizada la defensa del trabajo, el jurado decidió aprobarlo, por considerar, sin hacerse solidario con las ideas expuestas por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

Para este veredicto, el Jurado, los profesores, estimaron que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante. Esta investigación presenta una interpretación geo eléctrica en la Cordillera Central Colombiana complementada con datos gravimétricos y el jurado por unanimidad le asigna la calificación de "APROBADO".

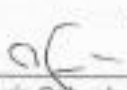
En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los ocho (08) días del mes de ABRIL del año 2019, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinador del Jurado la Dra. Nuris Orihuela.



M.Sc. Francisco Araujo
C.I. 11.616.317
(JURADO)
(INTEVEP)



M.Sc. Antonio Ughi
C.I. 11.233.064
(JURADO)
(FI-UCV)



Dr. Nuris Ortueta Guevara
C.I. 4.289.428
(TUTORA)
FI-UCV

DEDICATORIA

A mi amada esposa, tesoro de mi destino.
A mi hijo, alegría del corazón de padre.
A mi madre, faro y puerto que siempre me acompaña.
A mi padre, ejemplo, referente y héroe personal.
A mi manita, reinita y princesita. Pechichaje.
A mi hermano, mi otro yo más clarito.
A mi abuela, encarnación del amor.

También a mi suegra, sin cuyo apoyo y sabio consejo hubiera sido imposible lograr este sueño.
A mi suegro, faraón, que la vida lo siga cuidando.
A mis cuñados y cuñadas, hermanos nuevos.

A mis tías Mariela y Juanita, hogar a este lado de la frontera.
A mis primos y primas, siempre presentes acompañándonos y apoyándonos en este empeño.

A mi tía Neris, por su apoyo, ejemplo y consejo. Ella encarna la magia del amor percibida de mis tíos y tías, cómplices permanentes de este logro

A la memoria de mis abuelos Pedro, Adelaida y Bernardo.

A la memoria de Pili.

“Conocernos a nosotros mismos es conocer el universo.”
G.I. Gurdjieff

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mi gloriosa alma mater la Universidad Central de Venezuela por adoptarme en su recinto. La casa que vence las sombras.

A la profesora Nuris Orihuela Guevara, que con tanta bondad me compartió de su espíritu. Es un privilegio ser su discípulo.

A los profesores de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica custodios, mensajeros y generadores de conocimiento. En particular a las profesoras y profesores: Karmelle León, Yaraixa Pérez, Carolina Lizardi, Juan Infante, Bruno de Toni, Jesús Pereira, Michel Schmitz, Antonio Ughi, Miguel Bosh, Marvin Baquero, Pablo Jimenez, Enrique Toribio, Eduardo Gonzales, Manuel Serrano y Franck Audemard quienes, por una causa incomprensible para aquel que no sublima el conocimiento, nos transmitieron a mí y mis compañeros de clase de la manera más generosa el fruto de su trabajo de toda la vida... Y su amistad.

A mis compañeras y compañeros de clases, gente bonita que se encuentra uno en la vida.

A Marquino, revisor de estilo y paciente amigo.

A la profesora Katherine Silva, que con su diligencia y dedicación nos propicia a los estudiantes de la escuela la materialización de nuestros propósitos.

Al don José Ortega quien amablemente autorizó la utilización de una parte de los datos expuestos en este documento.

A mis maestros del Emiliano Alcalá Romero, del INEM José Manuel Rodríguez Torices y de la Universidad Nacional de Colombia sede Manizales que con dedicación y paciencia esculpieron mis cimientos intelectuales.

A este bello lugar del universo lleno de gente hermosa, generosa, sabia y bondadosa. Venezuela.

ORTEGA G., PEDRO A.

**MODELAMIENTO GEOELÉCTRICO DE CONTACO GEOLÓGICO E
INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA COMPLEMENTARIA EN EL FLANCO
ORIENTAL DE LA CORDILLERA CENTRAL COLOMBIANA**

Tutor Académico: Profa. Nuris Orihuela Guevara.

**Tesis de Maestría. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología Minas y
Geofísica. Departamento de Geofísica. Año 2018. 107 pág.**

Palabras Claves: Prospección, Tomografía Geoelectrica, Gravimetría, Ígneo-sedimentario, Colombia, Cordillera Central

RESUMEN

Se lleva a cabo una exploración geofísica aplicando técnicas geoelectricas en una zona del flanco oriental de la cordillera central colombiana en una zona con algunos afloramientos de mármoles y calizas. Se procesan e interpretan de manera complementaria datos gravimétricos satelitales provenientes de las bases de datos EIGEN6C4 y GGMPLUS. Además de cartografiar geológicamente la zona, son adquiridos procesados e interpretados datos de tomografía geoelectrica que luego son correlacionados con mapas de anomalía gravimétrica. La interpretación cartográfica y geoelectrica permite obtener un modelo local detallado de distribución de resistividades eléctricas; la interpretación gravimétrica permite delinear el contacto ígneo-sedimentario dentro del área cartografiada y extenderlo a zonas adyacentes. Producto de la exploración se destaca: 1. La existencia de una franja sub vertical de material de mármol de al menos un kilómetro de largo y 500 m de ancho. 2. La existencia de una franja sub vertical de roca caliza de al menos un kilómetro de largo y 150 m de ancho. 3. Se corrobora la factibilidad de la aplicación de la metodología propuesta para el delineamiento del contacto ígneo-sedimentario en el contexto geológico específico de la zona de estudio.

Tabla de contenido

DEDICATORIA.....	v
AGRADECIMIENTOS	vi
RESUMEN.....	viii
CAPÍTULO I.....	2
PRESENTACIÓN.....	2
1.1. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN	2
1.2. OBJETIVOS.....	3
1.2.1. OBJETIVO GENERAL:	3
1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS:.....	3
1.3. JUSTIFICACIÓN.....	3
1.4. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	4
1.5. METODOLOGÍA	6
CAPITULO II	9
SÍNTESIS GEOLÓGICA	9
2.1. GEOLOGÍA REGIONAL.....	9
2.1.1. Rocas ígneas	11
2.1.2. Rocas metamórficas	15
2.1.3. Rocas sedimentarias	17
2.2. GEOLOGÍA LOCAL	20
2.2.1. Formación Payandé (TrP)	20
2.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL REGIONAL	25
2.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL	27

CAPITULO III	29
MARCO TEÓRICO	29
3.1. MÉTODO GEOELÉCTRICO.....	29
3.1.1. Principio físico – Ley de Ohm	29
3.1.2. Geoelectrica.....	30
3.1.3. Resistividad eléctrica y resistividad aparente.....	32
3.1.4. Profundidad de investigación	32
3.1.5. SEV - Perfilaje	33
3.1.6. Tomografía de Resistividad Eléctrica	35
3.2. MÉTODO GRAVIMÉTRICO	36
3.2.1. Ley de gravitación universal	36
3.2.2. Gravedad de la Tierra.....	36
3.2.3. Superficies de referencia	37
3.2.4. Correcciones a los datos gravimétricos	37
3.2.5. Anomalías Gravimétricas	40
3.2.6. Separación de anomalías Regional – Residual.....	41
3.2.7. Análisis espectral.....	42
3.2.8. Modelos geopotenciales globales.....	43
CAPITULO IV	45
PROCESAMIENTO DE DATOS GEOELÉCTRICOS Y GRAVIMÉTRICOS	45
4.1. ADQUISICIÓN DE DATOS GEOELÉCTRICOS.....	45
4.2. PROCESAMIENTO DE DATOS GEOELÉCTRICOS	48
4.2.1. Datos de campo	48
4.2.2. Software de inversión.....	48

4.2.3. Secuencia de procesamiento de datos geoelectricos	49
4.2.4. Resultados del procesamiento de datos geoelectricos	50
4.3. PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS	52
4.3.1. Creación de bases de datos gravimétricos	52
4.4. MAPAS DE PROFUNDIDAD DE BASAMENTO	56
CAPITULO V	60
ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS	60
5.1. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN GEOELÉCTRICA	60
5.2. INTERPRETACIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS	64
5.2.1. Interpretación de mapas de anomalía de Bouguer	64
5.2.2. Interpretación de mapas de profundidad de basamento	67
5.2.3. Interpretación gravimétrica regional	69
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	73
ANEXOS	75
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS	79
APÉNDICES	93

INDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. UBICACIÓN REGIONAL DEL ÁREA DE INTERÉS (INGEOMINAS, 2015).	5
FIGURA 2. UBICACIÓN ÁREA DE TRABAJO.	5
FIGURA 3. ÁREA DE TRABAJO Y MINAS ADYACENTES	5
FIGURA 4. DIAGRAMA DE FLUJO DE PROCESOS PROPUESTO.	7
FIGURA 5. UBICACIÓN DE TOMOGRAFÍAS GEOELÉCTRICAS.	8
FIGURA 6. TERRENOS GEOLÓGICOS DE COLOMBIA (INGEOMINAS, 2015).	9
FIGURA 7. UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS ZONA DE ESTUDIO (INGEOMINAS, 2015).	10
FIGURA 8. UNIDADES GEOLÓGICAS SIMPLIFICADAS.	10
FIGURA 9. GNEISES DE TIERRADENTRO Y BATOLITO DE IBAGUÉ (INGEOMINAS, 2015).	12
FIGURA 10. STOCK DE PAYANDÉ (INGEOMINAS, 2015).	14
FIGURA 11.. GRUPO CAJAMARCA (INGEOMINAS, 2015).	16
FIGURA 12. FORMACIÓN PAYANDÉ (INGEOMINAS, 2015).	17
FIGURA 13. FORMACIÓN SALDAÑA (INGEOMINAS, 2015).	18
FIGURA 14. FORMACIÓN LUISA (INGEOMINAS, 2015).	19
FIGURA 15. GEOLOGÍA LOCAL (RUBIO, 2011).	20
FIGURA 16. CUERPO DE ROCA CALIZA, AFLORAMIENTO EN LA QUEBRADA EL SALTO (RUBIO, 2011).	21
FIGURA 17. MUESTRA DE CALIZA, EN LA QUE SE APRECIA EL TAMAÑO DE GRANO Y COLOR DEL MINERAL (RUBIO, 2011).	21
FIGURA 18. MUESTRA DE ARENITA, EN LA QUE SE APRECIA EL TAMAÑO DE GRANO Y COLOR DE LOS MINERALES PRESENTES (RUBIO, 2011).	22
FIGURA 19. GEOFORMAS TÍPICAS DE CUERPOS CALCÁREOS, AFLORAMIENTO DE MÁRMOL EN LA QUEBRADA EL SALTO (RUBIO, 2011).	22
FIGURA 20. MUESTRA DE MÁRMOL, EN LA QUE SE APRECIA EL TAMAÑO DE GRANO Y DE LOS CRISTALES (RUBIO, 2011).	23
FIGURA 21. AFLORAMIENTO A BORDE DE CARRETERA DEL SKARN, SECTOR DE CUATRO VIENTOS (RUBIO, 2011).	23
FIGURA 22. ZONA DE SKARN, EN LA QUE SE APRECIAN MINERALES COMO CALCITA, HEMATITA Y EPIDOTA ENTRE OTROS (RUBIO, 2011).	24
FIGURA 23. AFLORAMIENTO A BORDE DE CARRETERA DE LA ROCA ÍGNEA, SECTOR LA PALOMA (RUBIO, 2011).	25
FIGURA 24. MUESTRA GRANITOIDE, EN LA QUE SE APRECIA EL TAMAÑO DE GRANO, COLOR Y FORMA DE LOS CRISTALES (RUBIO, 2011).	25
FIGURA 25. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL REGIONAL (MODIFICADO DE INGEOMINAS, 2015).	26
FIGURA 26. CONTACTO FALLADO ENTRE LAS ARENITAS Y LODOLITAS CON MÁRMOL. (RUBIO, 2011).	28
FIGURA 27. EVIDENCIA DE ESTRÍAS Y ESCALONES DE FALLA, MINA EL REPECHÓN (RUBIO, 2011).	28
FIGURA 28. POSIBLE LINEAMIENTO DE FALLA (RUBIO, 2011).	28
FIGURA 29. LEY DE OHM.	30
FIGURA 30. DISPOSICIÓN ELECTRÓDICA LINEAL PARA LA MEDICIÓN DE RESISTIVIDAD EN CAMPO (AUGE, 2008).	31
FIGURA 31. DISPOSICIÓN ELECTRÓDICA Y FÓRMULAS DE CÁLCULO GENERAL PARA LA RESISTIVIDAD (O'NEILL, 1975).	32
FIGURA 32. TRES MODELOS DIFERENTES PARA INTERPRETACIÓN DE DATOS GEOELÉCTRICOS (LOCKE, 2012).	34
FIGURA 33. CURVAS DE RESULTADOS SEV.	34

FIGURA 34. ESQUEMA DE ADQUISICIÓN DE DATOS DE TRE (CUEVAS, 2014).	35
FIGURA 35. SUPERFICIE TOPOGRÁFICA, ELIPSOIDE Y GEOIDE (BRAVO, 2015).	37
FIGURA 36. ANILLO DE LA RETÍCULA DE HAMMER (BRAVO, 2015).	40
FIGURA 37. LOGARITMO NATURAL DEL ESPECTRO DE POTENCIA DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER, EN FUNCIÓN DEL NÚMERO DE ONDA (MODIFICADO DE SPECTOR Y GRANT 1970).	42
FIGURA 38. UBICACIÓN TOMOGRAFÍAS GEOELÉCTRICAS.	45
FIGURA 39. PERFIL TOPOGRÁFICO TOMORAFÍA GEOELÉCTRICA 1.	47
FIGURA 40. PERFIL TOPOGRÁFICO TOMORAFÍA GEOELÉCTRICA 2.	47
FIGURA 41. ESQUEMA GENERAL PARA ADQUISICIÓN DE DATOS GEOELÉCTRICOS.	47
FIGURA 42. PASO 1 PARA EL PROCESAMIENTO DE DATOS GEOELÉCTRICOS.	49
FIGURA 43. PASO 2 PARA EL PROCESAMIENTO DE DATOS GEOELÉCTRICOS.	49
FIGURA 44. PASO 3 PARA EL PROCESAMIENTO DE DATOS GEOELÉCTRICOS.	50
FIGURA 45. PASO 4 PARA EL PROCESAMIENTO DE DATOS GEOELÉCTRICOS.	50
FIGURA 46. TOMOGRAFÍA GEOELÉCTRICA 1 DEL TOTAL DE LOS DATOS.	50
FIGURA 47. TOMOGRAFÍA GEOELÉCTRICA 2 DEL TOTAL DE LOS DATOS.	51
FIGURA 48. TOMOGRAFÍA GEOELÉCTRICA 1 A INTERPRETAR.	51
FIGURA 49. TOMOGRAFÍA GEOELÉCTRICA 2 A INTERPRETAR.	52
FIGURA 50. MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER A PARTIR DE LA BASE DE DATOS EIGEN6C-4. A LA IZQUIERDA VISTA REGIONAL, A LA DERECHA VISTA DE ÁREA A INTERPRETAR.	53
FIGURA 51. MAPA DE LA COMPONENTE RESIDUAL (FILTER STANDARD DEVIATION = 0.034614) DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER A PARTIR DE LA BASE DE DATOS EIGEN6C-4.	54
FIGURA 52. MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER A PARTIR DE LA BASE DE DATOS GGMPLUS.	55
FIGURA 53. MAPA DE ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER (FILTER STANDARD DEVIATION = 0.00968) A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DE LA BASE DE DATOS GGMPLUS.	55
FIGURA 54. MAPA DE ANOMALÍA REGIONAL DE BOUGUER (FILTER STANDARD DEVIATION = 0.00968) A PARTIR DE LA BASE DE DATOS GGMPLUS.	55
FIGURA 55. ESPECTRO DE POTENCIA DE DATOS GRAVIMÉTRICOS (IZQUIERDA). ESPECTRO DE POTENCIA APROXIMADO POR TRAMOS LINEALES PARA EL CÁLCULO DE PROFUNDIDADES DE CONTACTO DE CONTRASTES DE DENSIDAD.	56
FIGURA 56. MAPA DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO PARA SUB-ÁREAS DE 8 KMS DE LADO A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DEL MODELO EIGEN6C4.	57
FIGURA 57. MAPA DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO PARA SUB-ÁREAS DE 16 KMS DE LADO A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DEL MODELO EIGEN6C4.	58
FIGURA 58. MAPA DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO PARA SUB-ÁREAS DE 20 KMS DE LADO A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DEL MODELO EIGEN6C4.	58

FIGURA 59. MAPA DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO PARA SUB-ÁREAS DE 5 KMS DE LADO A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DEL MODELO GGMPLUS.	58
FIGURA 60. MAPA DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO PARA SUB-ÁREAS DE 8 KMS DE LADO A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DEL MODELO GGMPLUS.	59
FIGURA 61. MAPA DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO PARA SUB-ÁREAS DE 20 KMS DE LADO A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DEL MODELO GGMPLUS.	59
FIGURA 62. TOMOGRAFÍA GEOELÉCTRICA 1 INTERPRETADA.	61
FIGURA 63 UBICACIÓN DE LAS TOMOGRAFÍAS EN EL MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN LOCAL (WWW.GEOSUR.INFO), DRENAJES (WWW.IGAC.GOV.CO) Y TRAZADO DE FALLAS REGIONALES (INGEOMINAS, 2015).	62
FIGURA 64. TOMOGRAFÍA 2 INTERPRETADA.	63
FIGURA 65. TOMOGRAFÍA 2 INTERPRETADA.	63
FIGURA 66. UBICACIÓN DE CONTACTOS TOMOGRAFÍA 2 EN EL MAPA DE CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA LOCAL.	63
FIGURA 67. MAPA DE CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA LOCAL SOBREPUESTO AL MAPA DE ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER GENERADO A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DEL MODELO EIGEN6C-4.	65
FIGURA 68. MAPA DE CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA LOCAL SOBREPUESTO AL MAPA DE ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER GENERADO A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DEL MODELO GGMPLUS.	65
FIGURA 69. MAPA DE CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA LOCAL SOBREPUESTO AL MAPA DE ANOMALÍA REGIONAL DE BOUGUER GENERADO A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DEL MODELO GGMPLUS.	65
FIGURA 70. LINEAMIENTO DEL CONTACTO ÍGNEO-SEDIMENTARIO A PARTIR DEL MAPA ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER GENERADO CON DATOS PROVENIENTES DEL MODELO EIGEN6C-4.	66
FIGURA 71. LINEAMIENTO DEL CONTACTO ÍGNEO-SEDIMENTARIO A PARTIR DEL MAPA ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER GENERADO CON DATOS PROVENIENTES DEL MODELO GGMPLUS.	66
FIGURA 72. LINEAMIENTO DEL CONTACTO ÍGNEO-SEDIMENTARIO A PARTIR DEL MAPA ANOMALÍA REGIONAL DE BOUGUER GENERADO CON DATOS PROVENIENTES DEL MODELO GGMPLUS.	66
FIGURA 73. MAPA DE CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA LOCAL SOBREPUESTO AL MAPA DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO GENERADO A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DEL MODELO EIGEN6C-4 PARA SUB ÁREAS CUADRADAS DE 8KMS DE LADO.	67
FIGURA 74. MAPA DE CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA LOCAL SOBREPUESTO AL MAPA DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO GENERADO A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DEL MODELO EIGEN6C-4 PARA SUB ÁREAS CUADRADAS DE 16KMS DE LADO.	67
FIGURA 75. MAPA DE CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA LOCAL SOBREPUESTO AL MAPA DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO GENERADO A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DEL MODELO EIGEN6C-4 PARA SUB ÁREAS CUADRADAS DE 20KMS DE LADO.	68
FIGURA 76. MAPA DE CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA LOCAL SOBREPUESTO AL MAPA DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO GENERADO A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DEL MODELO GGMPLUS PARA SUB ÁREAS CUADRADAS DE 5KMS DE LADO.	68
FIGURA 77. MAPA DE CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA LOCAL SOBREPUESTO AL MAPA DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO GENERADO A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DEL MODELO GGMPLUS PARA SUB ÁREAS CUADRADAS DE 8KMS DE LADO.	69

FIGURA 78. MAPA DE CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA LOCAL SOBREPUESTO AL MAPA DE PROFUNDIDADES DE BASAMENTO GENERADO A PARTIR DE DATOS PROVENIENTES DEL MODELO GGMPPLUS PARA SUB ÁREAS CUADRADAS DE 20KMS DE LADO.	69
FIGURA 79. (A) LINEAMIENTO GRAVIMÉTRICO ÍGNEO-SEDIMENTARIO CON DATOS PROVENIENTES DEL MODELO EIGEN6C-4. (B) LINEAMIENTO SOBREPUESTO AL MAPA GEOLÓGICO REGIONAL.	70
FIGURA 80. (A) LINEAMIENTO GRAVIMÉTRICO ÍGNEO-SEDIMENTARIO CON DATOS PROVENIENTES DEL MODELO GGMPPLUS. (B) LINEAMIENTO SOBREPUESTO AL MAPA GEOLÓGICO REGIONAL.	70
FIGURA 81. LINEAMIENTOS DE FALLA REGIONAL (INGEOMINAS, 2015) SOBREPUESTOS AL MAPA DE COMPONENTE REGIONAL DE LA SEÑAL ANALÍTICA DEL MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER.	71
FIGURA 82. LINEAMIENTOS DE LA FALLA DE IBAGUÉ (DIEDERIX Y AUDEMARD, 2006) SOBREPUESTOS AL MAPA DE COMPONENTE REGIONAL DE LA SEÑAL ANALÍTICA DEL MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER.	71
FIGURA 83. DESPLAZAMIENTO PROPUESTO PARA LA FALLA DE IBAGUÉ A PARTIR DE MAPA DE COMPONENTE REGIONAL DE LA SEÑAL ANALÍTICA DEL MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER (GGMPPLUS).	71
FIGURA 84. DESPLAZAMIENTO PROPUESTO PARA LA FALLA DE IBAGUÉ A PARTIR DE MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER (EIGEN6C4).	72

INDICE DE TABLAS

TABLA 1. VALORES DE RESISTIVIDADES DE LAS ROCAS (LOCKE, 2012).....	31
TABLA 2. PARÁMETROS DE ADQUISICIÓN DE DATOS DE TOMOGRAFÍA GEOELÉCTRICA 1.	46
TABLA 3. PARÁMETROS DE ADQUISICIÓN DE DATOS DE TOMOGRAFÍA GEOELÉCTRICA 2.	46
TABLA 4. FORMATO DE TABLA DE ADQUISICIÓN DE DATOS GEOELÉCTRICOS. LAS COLUMNAS A, B, M Y N CORRESPONDEN A LA NUMERACIÓN DE LOS ELECTRODOS USADOS (A Y B PARA LOS ELECTRODOS DE CORRIENTE; M Y N PARA LOS ELECTRODOS DE POTENCIAL) PARA CADA MEDIDA; SP CORRESPONDE A LAS MEDIDAS DE POTENCIAL ESPONTÁNEO; DV CORRESPONDE A LAS MEDIDAS DE POTENCIAL INDUCIDO; I CORRESPONDE A LAS MEDIDAS DE CORRIENTE.	48
TABLA 5. RANGOS DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA PARA LOS TIPOS DE ROCA ENCONTRADOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO (LOCKE, 2012).	60

CAPÍTULO I

PRESENTACIÓN

“Nuestro conocimiento es necesariamente finito, mientras que nuestra ignorancia es necesariamente infinita...”
Karl Popper

1.1. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN

Este documento describe los resultados de la aplicación una técnica de prospección geoelectrica para el modelamiento del contacto ígneo-sedimentario de una zona del flanco oriental de la cordillera central colombiana. De forma complementaria se procesan e interpretan datos gravimétricos satelitales de la zona con la intención de correlacionar cualitativamente los resultados de ambas técnicas.

La prospección geoelectrica tiene por objeto el conocimiento de las estructuras geológicas identificando variaciones en su resistividad eléctrica; por otra parte, la prospección gravimétrica trata de reconocer, por medio de diferencias en el campo gravitatorio, contrastes de densidad entre los distintos cuerpos rocosos para determinar su disposición espacial.

Si bien los materiales presentes en el contacto ígneo-sedimentario de la zona de estudio presentan un contraste entre sus propiedades que, *a priori*, hace suponer la aplicación exitosa de los métodos propuestos es la capacidad resolutive de las técnicas a aplicar el elemento más interesante de este objetivo geofísico; la aptitud resolutive de la técnica geoelectrica para discriminar las variaciones laterales involucradas en la zona de metamorfismo del contacto será evaluada y complementada con la información extraída de los datos gravimétricos satelitales con miras a explorar la confiabilidad de una metodología que, en las circunstancias propicias, podría llegar a integrar la capacidad resolutive local de las técnicas geoelectricas y la capacidad deductiva regional de la gravimetría satelital.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. OBJETIVO GENERAL:

Aplicar prospección geoelectrica para el delineamiento en profundidad del contacto ígneo-sedimentario en un área del flanco oriental de la cordillera central colombiana e interpretación gravimétrica complementaria.

1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS:

Adquirir datos geoelectricos para el delineamiento en profundidad del contacto ígneo-sedimentario en un área del flanco oriental de la cordillera central colombiana.

Procesar datos geoelectricos adquiridos.

Interpretar datos geoelectricos procesados.

Procesar e interpretar datos gravimétricos satelitales como método complementario para el delineamiento del contacto ígneo-sedimentario en la zona de estudio.

Desarrollar metodologías de procesamiento semi-automatizado que permitan el procesamiento de datos gravimétricos para la resolución requerida para el objetivo planteado.

Integrar la información obtenida (geológica, geoelectrica y gravimétrica) en un sistema de información geográfica que permita su interpretación complementaria.

1.3. JUSTIFICACIÓN

Los materiales involucrados en la zona de contacto ígneo-sedimentario del flanco oriental de la cordillera central colombiana representan una importante fuente de recursos para diversas cadenas productivas de la economía de esta región; mármoles y calizas, areniscas y gravas, material de recebo y metales preciosos son explotados en estas zonas. La franja del contacto ígneo-sedimentario del Batolito de Ibagué abarca más de 200 kilómetros (Núñez, 1986) con características petrogenéticas similares a las de la zona que se propone estudiar y tiene una larga tradición minera (Suescún, 1950) en la que, paradójicamente, brillan por su ausencia las técnicas geofísicas de prospección.

El presente trabajo es un importante apoyo científico para la caracterización geofísica de estructuras geológicas; además es de interés económico ya que suministra información local y

regional de gran importancia minera. Por otra parte contribuye con información nueva para la base de datos gravimétricos de la región, así como también suministra una referencia metodológica y de datos para trabajos futuros que se realicen en la zona.

1.4. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

"Una manera fácil, mas no elegante, de hacer el elogio de la técnica sería arremeter contra sus detractores, echando mano del arma verbal que, a otro propósito, no lejano del presente, nos proporcionó Galileo:<<Los detractores de la corruptibilidad, merecerían ser trocados en estatuas>>.

Los detractores de la técnica merecerían ser trocados en salvajes- y, puesto que escribir es actividad geográficamente localizada en su punto de partida, añadir: trocarlos en goajiros ó maquiritares..."

Juan David García Bacca, Elogio de la técnica.

El área de estudio hace parte de una antigua y extensa zona de explotación minera de materiales calcáreos con canteras a lo largo de más de 150 kilómetros sobre el flanco oriental de la cordillera central (figura 1) que va desde Armero al norte hasta Chaparral al sur aproximadamente. Los mármoles y calizas de Payandé (Suescún, 1950) están localizados al SW del caserío del mismo nombre (figura 2), corregimiento perteneciente al municipio tolimense de San Luis.

Las tomografías geo-eléctricas adquiridas se circunscriben dentro de los límites de una mina de calizas y mármoles ubicada a unos 4 kilómetros al SW de Payandé (Figura 2) sobre la ladera oriental del Cerro La Chapa y a un kilómetro al norte de la quebrada El Cobre (figura 3); con más de 80 años de explotación y unos 3 kilómetros cuadrados, sus límites están entre las longitudes 484700 y 486700 y las latitudes 472700 y 474200 (utm18N). Dentro de su área de influencia se ubican también una cantera de explotación de la cementera (CEMEX) y la mina aurífera Rio Frio (Alvarán, 2011) (figura 3).

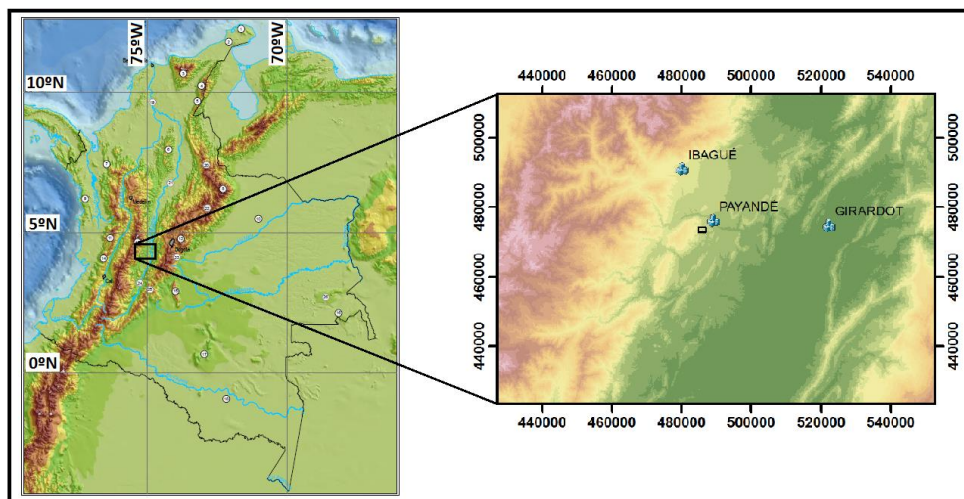


Figura 1. Ubicación regional del área de interés (Ingeominas, 2015).

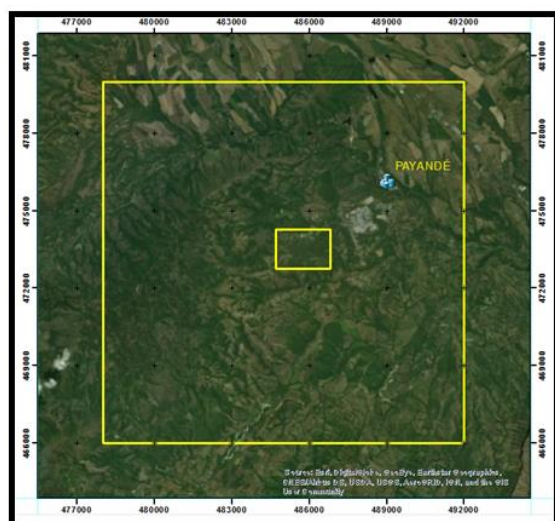


Figura 2. Ubicación área de trabajo.

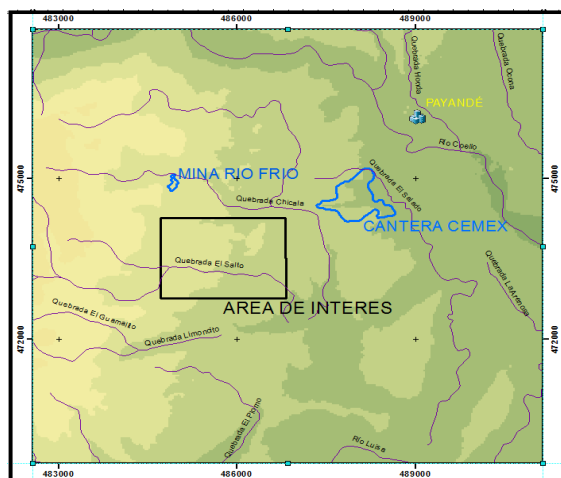


Figura 3. Área de trabajo y minas adyacentes

1.5. METODOLOGÍA

“La historia de la ciencia, como la de todas las ideas humanas, es una historia de sueños irresponsables, de obstinaciones y errores. Sin embargo, la ciencia es una de la pocas actividades humanas-quizá la única- en la cual los errores son criticados sistemáticamente y muy a menudo, con el tiempo, corregidos.”

Karl Popper

Los estudios estratigráficos, estructurales y geomorfológicos son los métodos usuales que han sido empleados en el reconocimiento y caracterización de contactos geológicos (Cuellar et al, 2012). En este contexto, el reconocimiento visual y la pericia adquirida con la experiencia son las herramientas más valiosas para el delineamiento de contactos geológicos en superficie; aunque la traza de contactos es a veces fácilmente reconocible en campo, la configuración estructural en el subsuelo es inferida sólo de los rasgos superficiales y datos de trincheras; estos, sin embargo, son en general pobremente conservados o tienen una expresión incompleta y, por tanto, no siempre representan la geometría de los contactos en profundidad. Afortunadamente diferentes técnicas geofísicas (como la sísmica de reflexión estándar somera, los métodos eléctricos, electromagnéticos, el georradar o métodos potenciales como la gravimetría y magnetometría), han probado ser exitosos en la determinación de la geometría de dichas interfaces, desde pocos metros a muchos cientos de metros debajo de las superficie (e.g. Ives, 2015; Hidayah, 2014; Tschirhart, 2013; Saibi, 2006).

Con el objetivo de complementar la información cartográfica regional (Ingeominas, 1982) y local (Rubio, 2011) se emplearon dos métodos geofísicos a fin de aportar información que permitiera acercarse a la caracterización de la geometría del contacto ígneo-sedimentario de la zona. La metodología aplicada consta de los siguientes pasos:

1) Adquisición de datos geoeléctricos.

Se adquirieron 2 líneas de Tomografía Geoeléctrica con profundidad de investigación aproximada de 180 metros. La primera con orientación paralela al contacto de interés y la segunda transversal a dicho contacto.

2) Procesamiento e interpretación de información geoeléctrica.

Los datos geoeléctricos adquiridos fueron procesados e interpretados usando el software Res2dinv e integrados al SIG del proyecto.

3) Generación de mapas de anomalía gravimétrica.

Los datos gravimétricos utilizados en esta investigación provienen de los modelos GGMplus (Hirt, 2013) y EIGEN-6C4 (GFZ, 2014), cuya resolución espacial es de aproximadamente 0.2 km para el primero y 1.1 km para el segundo; la densidad de Bouguer utilizada para la reducción es de 2,67 g/cm³.

A los datos gravimétricos se les aplicaron correcciones de Bouguer, de aire libre, topográfica, por latitud y por mareas obteniendo mapas de Anomalía de Bouguer para cada base de datos usada. A los mapas obtenidos se le aplicaron procesos de filtrado espectral a partir de los cuales se interpretaron y delinearon los principales contactos de interés para este trabajo.

4) Interpretación complementaria de datos

Los resultados obtenidos en los pasos anteriores se ubicaron y analizaron en un Sistema de Información Geográfica con la intención de interpretarlos conjuntamente.

El flujo de procesos aplicado (figura 4) partió de la información concreta local (cartografía geológica local) superficial (no se contó con información de pozos) para el diseño de la adquisición de datos tomográficos. La figura 5 expone la ubicación de las 2 líneas de tomografía geoelectrica adquiridas.

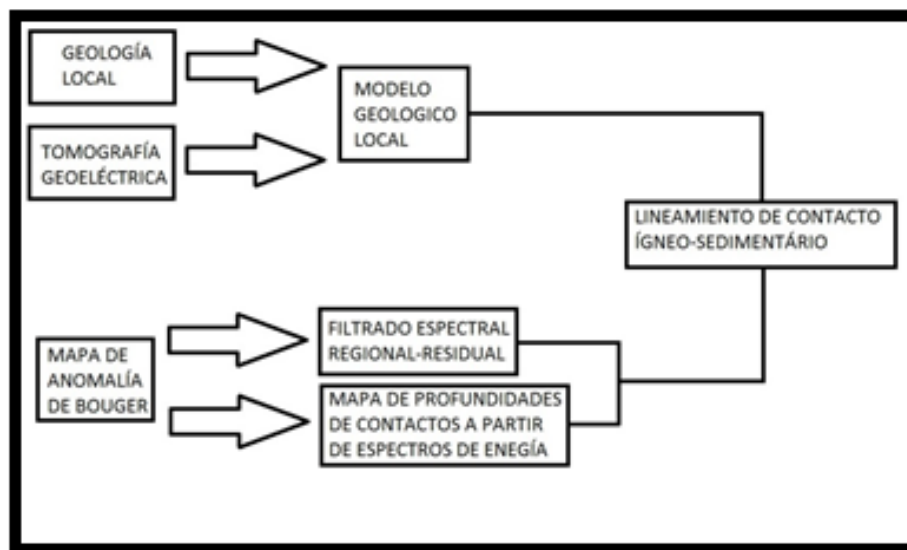


Figura 4. Diagrama de flujo de procesos propuesto.

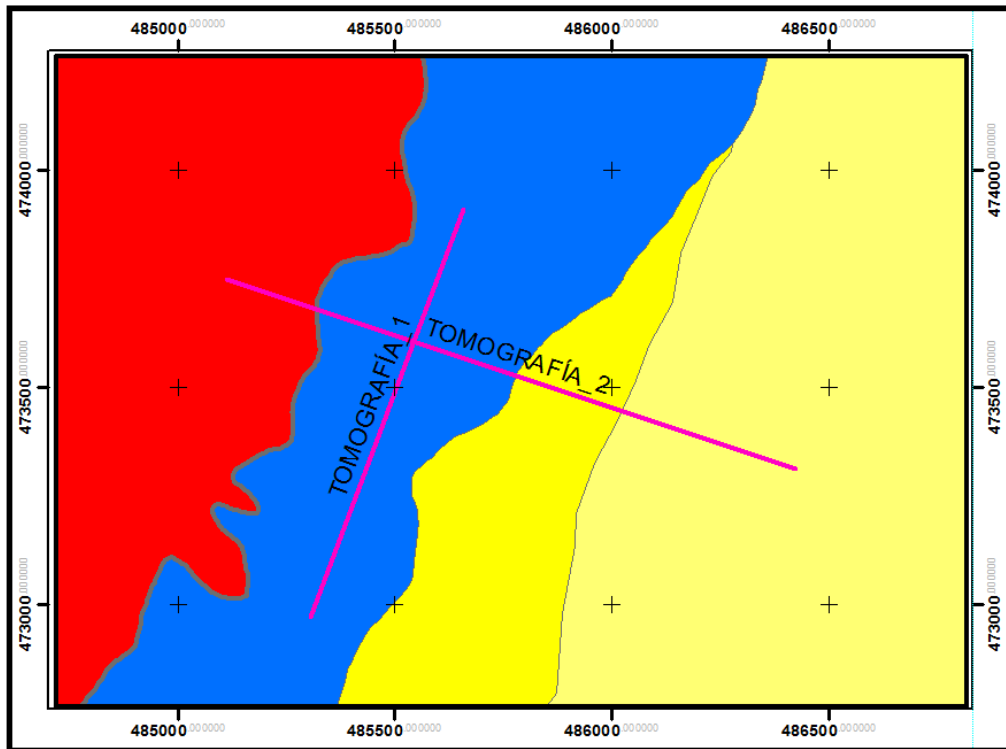


Figura 5. Ubicación de tomografías geoelectricas.

CAPITULO II

SÍNTESIS GEOLÓGICA

<<Confío sinceramente en no haber escrito nada que pueda desagradarle, y le ruego me lo informe en caso de que algo merezca su censura, ya que valoro la amistad mucho más que los descubrimientos matemáticos>>

Extracto de carta de I.Newton a Leibniz.

2.1. GEOLOGÍA REGIONAL

El territorio colombiano comprende un dominio continental deformado situado en el límite de tres placas tectónicas mayores: la placa Suramericana, la placa de Nazca y la placa Caribe (Pindell et al, 2005). Los movimientos relativos de estas placas durante la era Cenozoica dieron origen al sistema orogénico de los Andes del Norte, compuesto por distintas cadenas de montañas separadas por valles y depresiones intramontañosas (Mégard, 1987; Meijer and Wortel, 1992; Stefanick and Jurdy, 1992; Coblenz and Richardson, 1996). En la actualidad las tres placas se acercan entre sí (DeMets *et al.*, 1990; Freymueller *et al.*, 1993), dando origen a deformaciones en la corteza continental, actividad volcánica y una intensa actividad sísmica en el territorio colombiano. El área de interés comprende, a escala regional, el flanco oriental de la Cordillera Central y parte la transición entre el valle superior y el valle mediodel Magdalena.

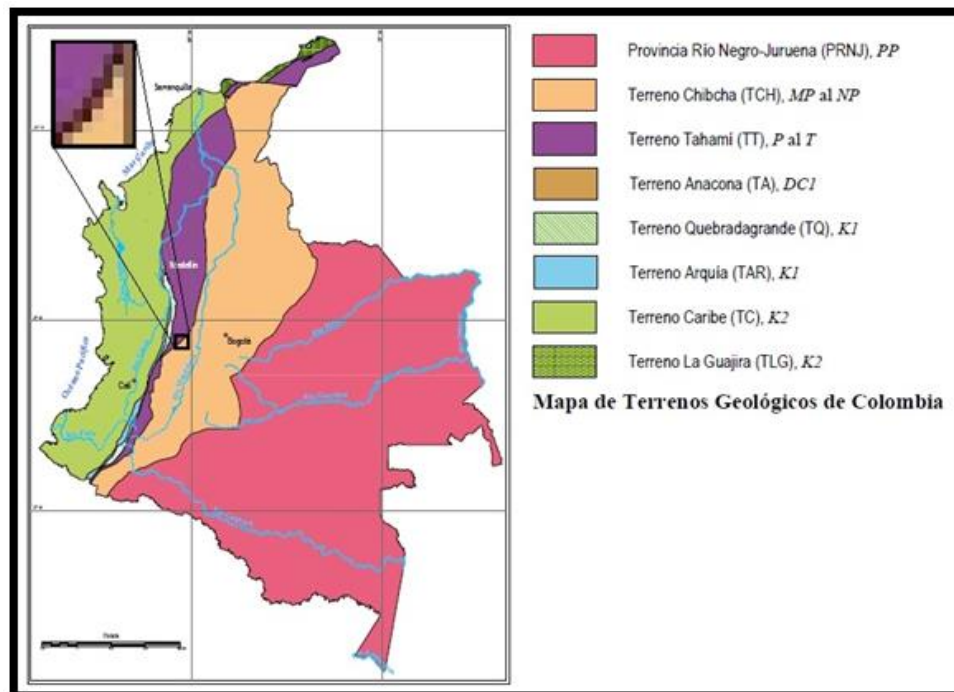


Figura 6. Terrenos geológicos de Colombia (Ingeominas, 2015).

En el contexto geológico regional, el área de estudio se encuentra en la zona de contacto entre un gran bloque rocas ígneas al oeste (Terreno Tahamí) y extensos paquetes de rocas sedimentarias al este (Terreno Chibcha) [figura 6]. La figura 7 muestra un mapa cartográfico de la región y la figura 8 hace una simplificación de las unidades geológicas de la figura 7 agrupándolas en Unidades Ígneas, Unidades Sedimentarias de origen marino y Unidades Sedimentarias de origen Continental. De acuerdo a Ingeominas (2002), en la región afloran rocas con edades comprendidas desde el Precámbrico hasta el Reciente. Las formaciones Payandé, Saldaña y el Batolito de Ibagué, representan los sistemas Triásico y Jurásico, y este último es uno de los mayores cuerpos intrusivos que afloran en el flanco oriental de la Cordillera Central de Colombia (Nuñez, 1986); el Cretácico está constituido por las formaciones Caballos, Hondita, Loma Gorda, Conejo, el Grupo Olini y el Nivel de Lutitas y Arenas y la Formación La Tabla; estas unidades difieren en algunas de sus características al oriente y al occidente de la región. El Cenozoico está conformado por las formaciones Seca, Hoyón, los grupos Gualanday y Honda, y las formaciones San Juan de Río Seco, Santa Teresa, Barzalosa y Carmen de Apicalá; se observan características litológicas diferentes en cada una de las sucesiones que afloran al suroriente, norte y suroccidente, correspondientes a las cuencas del Valle Superior, Valle Medio del Magdalena y estribaciones de la Cordillera Oriental, respectivamente. El Cuaternario consta de coluviones y depósitos aluviales de los ríos Magdalena, Bogotá y Coello y los abanicos de Ibagué y Espinal (Ibíd.).

Tratando de acercarnos a las generalidades geológicas de la región de estudio se procederá a hacer una descripción resumida de las formaciones involucradas en la sub-zona sobre la que se pretende hacer la interpretación:

2.1.1. Rocas ígneas

Neises y Anfibolitas de Tierradentro (PEa)

Término utilizado por Barrero & Vesga (1976) para describir una secuencia de neises cuarzo feldespáticos y anfibolitas, que afloran en las estribaciones orientales de la Cordillera Central, al norte del Departamento del Tolima (figura 9). Esta unidad se encuentra constituida por neises cuarzofeldespáticos y biotíticos, neises anfibólicos y anfibolitas; ocasionalmente se encuentran cuarcitas y mármoles. Las anfibolitas son rocas

oscuras, equigranulares, en algunas ocasiones masivas. Según relaciones de campo (Ingeominas, 2002), podrían tratarse de rocas ígneas básicas, metamorfoseadas. La hornblenda y plagioclasa son los minerales más importantes y, como accesorios, se encuentran cuarzo, epidota, prehnita, pirita, calcita y magnetita.

Los neises cuarzo feldespáticos presentan una estructura bandeada, ocasionalmente migmatítica, y es una roca de grano fino a grueso, constituida, en general, por cuarzo granoblástico, oligoclasa y feldespato potásico. Los minerales accesorios que se presentan en menos del 1% son allanita, epidota, monacita y prehnita; Feininger et al., 1972 (en descripciones petrográficas y litológicas al oriente del Departamento de Antioquia, y comparadas con las reportadas por Barrero & Vesga, 1976, en el norte del Tolima), le asignan a esta unidad una edad precámbrica; esta edad se confirma con una datación K/ Ar de 1.360 Ma (Vesga & Barrero, 1978), en una anfibolita cerca a Armero.

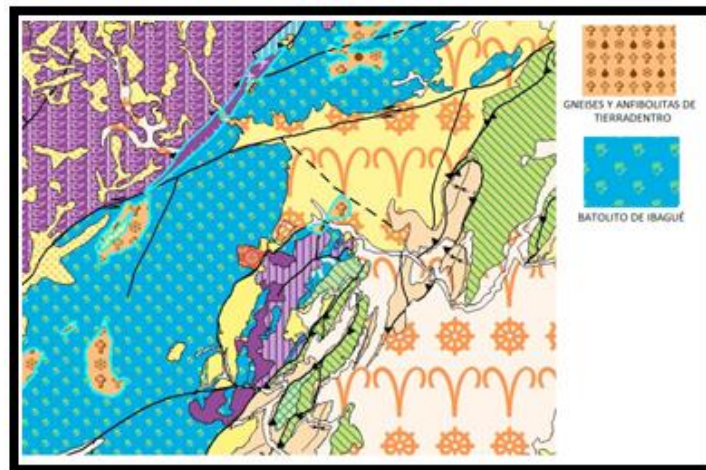


Figura 9. Gneises de Tierradentro y Batolito de Ibagué (Ingeominas, 2015).

Batolito de Ibagué (Ji)

Nelson (1959) denomina Batolito de Ibagué (figura 9) a un cuerpo ígneo intrusivo de composición granodiorítica, de forma elongada en dirección NNE – SSW; aflora a lo largo del flanco oriental de la Cordillera Central y conforma una franja continua desde un poco al norte de Armero, en el norte del departamento del Tolima, hasta el sur de La Plata, en el Departamento del Huila. La cartografía geológica sistemática de INGEOMINAS (2002), ha comprobado esta apreciación; Núñez (1999a) afirma que el

Batolito del Páez, Macizo de La Plata - La Topa y el Plutón Granitoide de La Plata corresponden a la extensión sur del Batolito de Ibagué.

El Batolito de Ibagué es un cuerpo intrusivo de litología variada; Núñez (1999a), con base en la recopilación del análisis de 154 muestras de rocas, muestra cómo el cuerpo ígneo varía en composición desde cuarzodiorita hasta granito; en donde el promedio composicional es granodiorita (36,36%), tonalita (26,62%), cuarzodiorita (14,29%), cuarzomonzodiorita (12,34%), granito (7,79%) y cuarzomonzonita (2,60%). De acuerdo con Núñez (1999a), la roca más común es holocristalina fanerítica con tamaño de cristales medio a grueso, color gris de diversos tonos, ocasionalmente con tinte rosado, producto de teñido de los materiales claros con óxidos de hierro provenientes de la descomposición de los ferromagnesianos. Está constituida por cuarzo vítreo de color gris, feldespatos blancos grises, ocasionalmente rosados, en el caso de los potásicos, hornblenda verde oscura y biotita parda a negra; la constitución mineralógica es simple, y varía básicamente el porcentaje de los minerales esenciales de acuerdo con la composición litológica. Microscópicamente, las rocas más representativas son holocristalinas, hipidiomórficas e inequigranulares.

El Batolito de Ibagué intruye a los Neises y Anfibolitas de Tierradentro y está cubierto de manera discordante por el Abanico de Ibagué (Núñez 1999a). Según Núñez (1999a), las relaciones estratigráficas del Batolito de Ibagué indican que el plutón se emplazó después del Triásico y antes del Aptiano-Albiano, tiempo que corresponde al lapso Jurásico.

Stock de Payandé (Jp)

Barrero (1969) denominó Stock de Payandé al cuerpo ígneo que aflora al occidente de Payandé entre los ríos Coello, al norte, y Luisa, al sur. Las mejores exposiciones se encuentran sobre las quebradas Río Frío, Consuelo, Aguirre, El Salitre y El Salto. Si bien es descrito generalmente de manera independiente, algunos autores (Núñez y Murillo, 1982) lo consideran un apófisis del Batolito de Ibagué (figura 10).

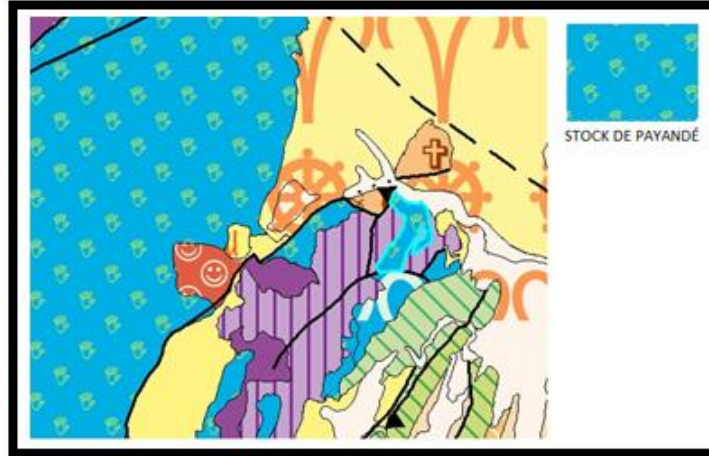


Figura 10. Stock de Payandé (Ingeominas, 2015).

De acuerdo con Barrero (1969), el Stock de Payandé está compuesto por dos unidades petrográficamente diferentes, pero estrechamente relacionadas en el tiempo. La unidad más antigua, y a su vez la más pequeña, consiste de una cuarzodiorita; y la unidad más joven y más grande es una granodiorita que localmente ha sido teñida de color rosado. Estas dos intrusiones fueron seguidas por emplazamiento de diques de pegmatita (aprita, andesita) dacita y lamprófidos. Núñez (1999b), con base en el análisis modal de 40 secciones delgadas, realizado por Barrero (1969), en el triángulo de clasificación de Streckeisen (1976), encontró que el 45% de las muestras corresponden a granodioritas, 30% a tonalitas y 25% a cuarzodioritas.

Nelson (1959) indica que al occidente de Payandé, calizas de la Formación Payandé son intruidas por rocas ígneas ácidas, de composición granodiorítica, que han producido extensas zonas de contacto termal. "Las rocas calcáreas fueron metamorfoseadas a mármoles, mientras que las intercalaciones de areniscas y areniscas calcáreas fueron transformadas en hornfelsas compuestas por diópsido, wollastonita, tremolita, epidota, albita y esfena; también se encuentran hornfelsas compuestas por granates de grosularia-andradita".

La edad del Stock de Payandé, según Nelson (1959), es jurásica, puesto que estas rocas ígneas ácidas intruyen las calizas del Triásico al occidente de Payandé, y que no se observó metamorfismo de contacto en la parte basal de la secuencia cretácica. De acuerdo con Barrero (1969), el Stock de Payandé debe ser de fines del Jurásico o principios del Cretácico; aunque no encontró una relación de campo directa entre el Stock de Payandé y las calizas del Triásico, con base en petrografía, presume efectos térmicos del stock, sobre los sedimentos triásicos.

Núñez (1999b) correlaciona el Stock de Payandé con los numerosos cuerpos intrusivos de composición intermedia a ácida (Batolito de Ibagué y los stocks de San Cayetano, Los Naranjos y Anchique, entre otros) que aparecen en las estribaciones orientales de la Cordillera Central y el Valle Superior del Magdalena. La correlación la realiza con base en la posición estratigráfica y tectónica de estos cuerpos, la cual es similar para el Stock de Payandé.

El ambiente tectónico de formación de este cuerpo es aún controversial ya que algunos autores (Pindell and Dewey, 1982; Mojica y Macia, 1982; Jaillard *et al.*, 1990; Cediel *et al.*, 2003; Pindell and Keenan, 2010) lo asocian a ambientes de rifting relacionados al rompimiento de pangea mientras otros (Bayona *et al.*, 1994; McCourt *et al.*, 1984; Núñez, 1986; Toussaint, 1995; Vásquez *et al.*, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Bustamante *et al.*, 2010; Spikings *et al.*, 2014; Quiceno *et al.*, 2016) proponen un ambiente de arco magmático relacionado a una zona de subducción y cuencas sedimentarias tras-arco para las rocas Mesozoicas expuestas en el Valle Superior del Magdalena (VSM).

2.1.2. Rocas metamórficas

La intrusión del Batolito de Ibagué y posiblemente la de algunos otros plutones de menor extensión, produjeron metamorfismo de contacto en las rocas encajantes; la cuarzodiorita del Batolito de Ibagué produjo metamorfismo térmico en el Grupo Cajamarca, pero sus características no son muy espectaculares; en la Formación Payandé, las calizas fueron recristalizadas, desarrollando en muchos sitios skarns mineralizados (Ingeominas, 1982, Alvarán *et al.*, 2011).

Metamorfismo de contacto en el Grupo Cajamarca

Generalmente estos efectos de contacto se deben a la intrusión del Batolito de Ibagué (figura 11); las rocas algunas veces alcanzan las facies hornblénda-plagioclasea-diópsido. Los esquistos anfibólicos y las anfibolitas son, posiblemente, el resultado de la acción térmica sobre los esquistos verdes de Cajamarca (Ingeominas, 1982). La mineralogía de las rocas hornfésicas es: cuarzo anhedral, elongado en la dirección de la foliación, extinción ondulante difusa, su presencia es escasa; plagioclasea anhedral, limpia, casi siempre de tamaño fino, formando mosaicos; hornblenda anhedral a subhedral y débilmente pleocróica; diópsido anhedral y porcentaje variable, forma bandas definidas con poca o ninguna hornblenda. Los accesorios frecuentes son esfena, apatito, epidota y opacos. La textura es hornfésica. Ocasionalmente se encuentra cerca al

contacto con el batolito bloques de mármol, algunos de ellos conteniendo diópsido y posiblemente wollastonita, formando facies cornubianita hornbléndica (Ingeominas, 1982).



Figura 11.. Grupo Cajamarca (Ingeominas, 2015).

Metamorfismo de contacto de la Formación Payandé

De acuerdo a Núñez y Murillo (1982), aunque la intrusión del Batolito de Ibagué afectó a las formaciones Luisa, Payandé y posiblemente Saldaña, los efectos térmicos más evidentes y claros se presentan exclusivamente en la formación Payandé. Estos efectos se manifiestan por variación en el tamaño del grano, compactación y neomineralización de las calizas, chert y areniscas de la formación Payandé. Los efectos del contacto son notorios al nororiente y surorente de Rovira; en estas áreas se desarrollan amplias zonas de mármoles y rocas de facies cornubianita hornbléndica y cornubianita de albita-epidota, similares a las descritas por Barrero (1969) formadas por la intrusión del Stock de Payandé.

Los mármoles se componen casi totalmente de calcita y su tamaño de grano es variable entre fino y grueso; tremolita es frecuente como láminas pequeñas; diópsido aparece como cristales pequeños diseminados en toda la roca; otros minerales presentes son epidota, clorita y wollastonita. En las rocas no calcáreas el metamorfismo se manifiesta esencialmente en el desarrollo de biotita y/o moscovita. Los mármoles se encuentran separados del plutón por una franja, la mayoría de las veces angosta, de roca híbrida, color carmelito, que en algunos sitios presenta mineralizaciones tipo skarn (Ingeominas, 1982).

2.1.3. Rocas sedimentarias

Formación Payandé (Trsp)

Nombre dado por Renz (en Trumpy 1943), para describir una secuencia de calizas grises, en parte arenosa o silíceas, con intercalaciones de chert, cortada por muchos diques de pórfidos gris verdoso, que ocasionan metamorfismo de contacto. Como localidad tipo el autor menciona la localidad entre los ríos Coello y Luisa (figura 11). La unidad se encuentra constituida, en general, por calizas, limolitas y lodolitas. Para su descripción se toma como referencia la sección estratigráfica levantada por Cediell et al. (1981) en la quebrada Chicalá, al sur de Payandé. Mosquera et al. (1982), en la Plancha 244 Ibagué, describen la Formación Payandé como una secuencia conformada, en general, por calizas micríticas, gris azulosas, ocasionalmente arenáceas, con intercalaciones menores de arenitas y arcillolitas calcáreas, y citan para la parte baja del río Coello, varias capas ricas en yeso. Toda la secuencia se encuentra cortada por diques andesíticos y graníticos e intruida por apófisis granodioríticas y cuarzodioríticas, que producen marmolización local de las calizas.

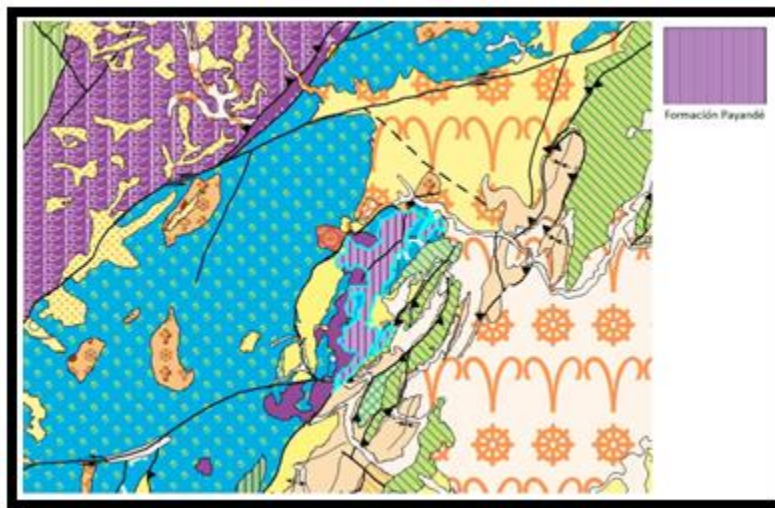


Figura 12. Formación Payandé (Ingeominas, 2015).

Un recuento faunístico detallado y completo se encuentra recopilado en Geyer (1973); el espectro faunístico, en especial de los géneros de amonitas *Metasiberites tolimensis*, *M. annulosus* y *Rhabdoceras* sp. y el lamelibranquio *Monotis subcircularis*, le permite al autor datar gran parte de la Formación Payandé como Noriano (límite Triásico - Jurásico), dejando abierta la posibilidad de la presencia del Carniano, en las calizas infrayacentes al nivel amonítico.

Según Cediél et al. (1981), esta unidad representa una sedimentación marina de aguas cálidas y someras, infralitoral hasta litoral; la ocurrencia local de estratos de yeso, hacia la base de la formación, indica condiciones iniciales de circulación restringida en algunos puntos (Íbid.).

Formación Saldaña (TrJs)

Esta unidad fue reconocida inicialmente por Renz (en Trumpy, 1943), como Post- Payandé (Red Beds); con este nombre el autor establece que se trata de capas rojas, compuestas por flujos porfiríticos, tobas y brechas volcánicas, que suprayacen a las calizas de Payandé (figura 13). La unidad consta de diferentes tipos de rocas según la columna estratigráfica tomada por Cediél et al. (1981) en la quebrada Chicalá; se compone de una parte inferior en donde se intercalan vulcanitas y tobas con capas de arenitas, calizas y calizas arenosas; y una parte superior en donde se intercalan arenitas, conglomerados, limolitas y, en menor proporción, vulcanitas y tobas; en esta sección los autores no observaron el techo de la unidad, pero, en cambio, se pudieron encontrar amonitas, crinoideos y bivalvos que permiten datar la unidad; los fósiles son muy escasos, Wiedmann & Mojica (1980) en Mojica & Llinás (1984), reportan fósiles indicativos del Retiano (Triásico tardío) en la parte inferior de la unidad; además, el reporte de improntas de vertebrados del Liásico (Jurásico temprano) (Mojica & Macía, 1982; 1987) permiten ubicar a la Formación Saldaña en el lapso de tiempo comprendido entre el Triásico tardío y el Jurásico temprano, pudiendo alcanzar hasta el Jurásico medio. Bayona et al. (1994) proponen para la Formación Saldaña, un ámbito de acumulación con influencia volcánica, ligados al desarrollo de márgenes convergentes, en un predominio de retroarco (back-arc).

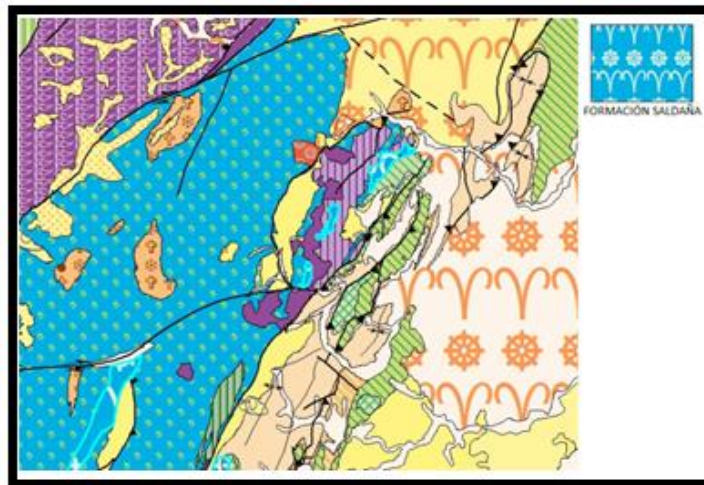


Figura 13. Formación Saldaña (Ingeominas, 2015).

Formación Luisa (TRL)

Consta de una secuencia de rocas netamente sedimentarias, representada por conglomerados, que en muchos sitios son brechas sedimentarias, lutitas, limolitas ferruginosas y arcosas, con una típica coloración roja. Sus afloramientos típicos se encuentran al oriente de Rovira (figura 13), cerca de la rivera del Rio Luisa. Los conglomerados son generalmente petromícticos (polimícticos), y constituyen más del 50% de la unidad; ellos se presentan en bancos a distintos niveles de la secuencia y el tamaño de cantos que lo componen varía de 0 a 30 cm; el empaquetamiento es malo y los fragmentos muchas veces angulares, constituyendo en estos casos brechas sedimentarias, que evidencian muy poco transporte y, por tanto, vecindad al área de aporte. Los fragmentos de roca son ígneos intrusivos (cuarzomonzonitas y granitos) diferentes al Batolito de Ibagué y metamorfitas (granulitas neises y filitas) [Núñez y Murillo, 1982]. Microscópicamente se reconoce una matriz arcósica o subarcósica con cemento calcáreo ferruginoso; ocasionalmente aparecen cantos de rocas volcánicas con textura traquítica; las limolitas y lutitas son tipos litológicos frecuentes.

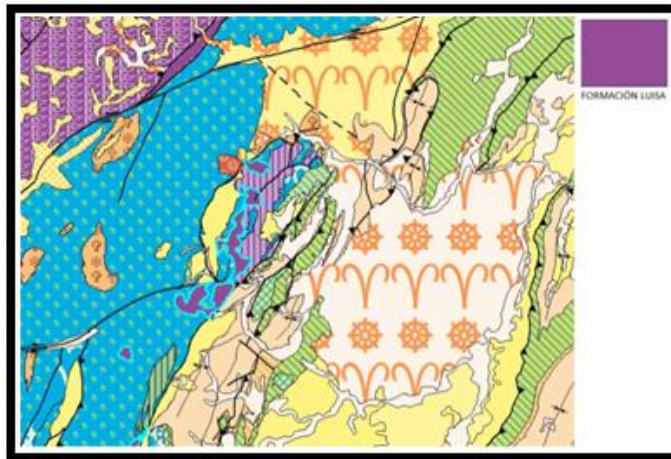


Figura 14. Formación Luisa (Ingeominas, 2015).

Dado el carácter litológico de la unidad y su medio depositacional (continental), es improbable encontrar fósiles dentro de la Formación Luisa, sin embargo a partir de su relación estratigráfica con las calizas de la Formación Payandé, que la suprayacen, se le asigna edad pre- Triásico Superior (pre Carniano – Noriano) ; Cediél et al (1976) afirman que la Formación Luisa, regionalmente, parece ubicarse mejor en el Triásico, sin descartarse una posible edad Pérmica para la base de la serie; de esta forma, una edad Permo-Triásica es la más aceptada para la depositación de la Formación Luisa.

2.2. GEOLOGÍA LOCAL

“Fukatoku: imposible de asir”

Yoka Daishi – Taisen Deshimaru

Shodoka

A través de afloramientos vistos en cortes de carretera, sobre las laderas de las montañas y en las quebradas que discurren la zona fue posible delimitar los diferentes cuerpos rocosos expuestos en el área de interés; es así como a continuación se describen los puntos de localización, el tipo de contacto y las características de las rocas que allí se encontraron (Rubio, 2011) (Figura 14).

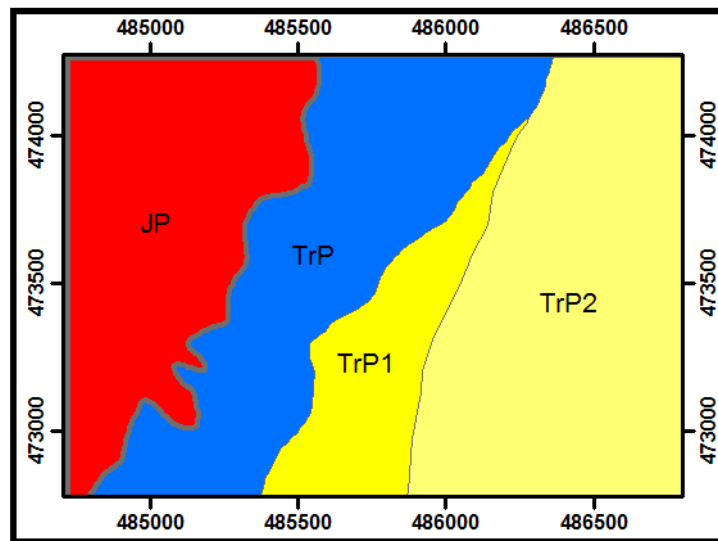


Figura 15. Geología local (Rubio, 2011).

2.2.1. Formación Payandé (TrP)

Esta formación corresponde a una serie de estratos compuestos principalmente por Calizas, Arenitas y Lodolitas las cuales no presentan una disposición estructural uniforme, esto debido a que una parte del cuerpo se encuentra siendo afectado por un cuerpo intrusivo, esta secuencia estratigráfica ocupa la mayoría de las áreas de la zona de interés, ubicándose en las partes orientales. Esta unidad es evidenciada con grandes exposiciones de roca que se encuentran en los drenajes que cortan la zona como son la Quebrada el Salto, El Chorro La Hormiga y demás drenajes que en invierno sirven para encausar las aguas de escorrentía; además de las actuales zonas de explotación que dejan ver la roca fresca, con sus diferentes estructuras y contactos, también los cortes de carretera que cortan los cuerpos permiten ver los contactos con gran facilidad.

El tipo de cuerpo geológico que se encuentra en el área de interés en su gran mayoría es de roca consolidada y poco meteorizada, esto debido a las características propias de la roca como son el tamaño de grano y su composición.

Para la descripción textural de la Formación Payandé se encontraron aflorando en la zona de interés tres tipos de rocas (Calizas, Arenitas, Lodolitas y Mármol), las cuales son descritas a continuación.

Calizas (TrP1): Cuerpo de roca calcáreo, el cual se encuentra aflorando a través de una franja en la parte central de la zona, presentando una dirección preferencial noreste, este estrato de caliza se puede observar aflorando claramente en la quebrada El Salto, con coordenadas en el afloramiento N 473265 y E 485699 (UTM 18N) punto en el cual se le determina una disposición de estrato promedio con dirección N80°W, buzando 70°SW esta roca está compuesta principalmente de carbonato, de tamaño de grano fino, color gris oscuro y con algunas venillas de Calcita, (figura 16).



Figura 16. Cuerpo de Roca Caliza, afloramiento en la Quebrada El Salto (Rubio, 2011).

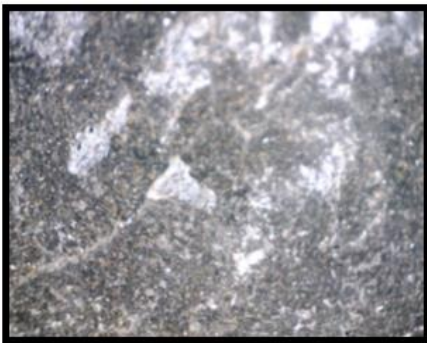


Figura 17. Muestra de Caliza, en la que se aprecia el tamaño de grano y color del mineral (Rubio, 2011).

Arenitas y Lodolitas (TrP2): Cuerpo arenoso el cual se encuentra intercalado con algunos estratos de Lodolitas, presenta un tamaño de grano muy fino, de color gris claro a gris verdoso, compuesto principalmente por Cuarzo y con presencia de algunas costras de carbonatos esto debido al enriquecimiento de las aguas por la disolución del carbonato de los cuerpos calcáreos, filtrándolo por los planos de estratificación y zonas de fracturas (figura 17).

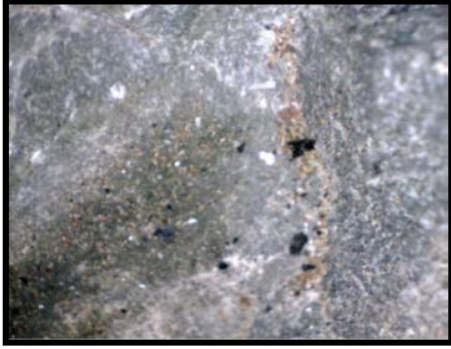


Figura 18. Muestra de Arenita, en la que se aprecia el tamaño de grano y color de los Minerales presentes (Rubio, 2011).

Mármol (TrP): Cuerpo de Roca Metamórfica producto del calentamiento ocasionado por la intrusión de un cuerpo ígneo (Stock de Payandé), con un cuerpo calcáreo, correspondiente a una sección de la Formación Payandé, esta roca se encuentra en la mayoría de los afloramientos consolidada, y con un muy bajo grado de meteorización, con excepción de algunos lugares donde se observa la roca con una morfología redondeada producto de la meteorización química la cual hace que el calcio se disuelva y genere esta geoforma (figura 18).



Figura 19. Geoformas típicas de cuerpos calcáreos, afloramiento de Mármol en la Quebrada El Salto (Rubio, 2011).

Las características texturales de esta roca son variables, ya que están altamente influenciados por la cercanía del contacto con la roca la ígnea, ocasionando hacia las partes más proximales una coloración blanca y un mayor tamaño de los cristales (figura 19), al contrario de lo que ocurre hacia las partes más alejadas del calentamiento entre estos dos cuerpos dando menos cristalización y una coloración gris oscura.



Figura 20. Muestra de Mármol, en la que se aprecia el tamaño de grano y de los cristales (Rubio, 2011).

Skarn: Es el reemplazamiento metasomático de rocas carbonatadas (caliza) por minerales calco-silicatados durante procesos metamórficos de contacto o regionales. Los minerales metálicos asociados a este tipo de rocas son referidos como depósitos tipo skarn, que son generalmente asociados a metamorfismo de contacto y metasomatismo relacionado con intrusiones de granitoides en rocas carbonatadas. En el área de estudio, se encontró evidencia de este cuerpo en afloramientos no superiores a los cinco metros de espesor a borde de carretera (figura 20), destacándose por su coloración y mineralogía. Esta zona de contacto se encontró parcialmente meteorizada, en donde los minerales ricos en hierro como hematites y magnetita entre otros (figura 21), presentaban en su gran mayoría oxidación y alteraciones, mostrando así una coloración rojiza en algunos afloramientos, mientras que en otros lugares la oxidación no era muy presente dándole coloración a la roca un poco verdosa debido a los minerales presentes como granates verdes, actinolita, epidota, wollastonita sulfuros de hierro y cobre, entre otros, y asociado también a calcita.



Figura 21. Afloramiento a borde de Carretera del Skarn, sector de Cuatro Vientos (Rubio, 2011).



Figura 22. Zona de Skarn, en la que se aprecian minerales como Calcita, Hematita y Epidota entre otros (Rubio, 2011)

Stock de Payandé (Jp): Roca aflorante en el sector occidental del área, la cual se puede observar en afloramientos sobre la vía que conduce de Payandé a el sector de la Resaca, y sobre la Quebrada el Salto, en el corte de la carretera se puede observar la roca con un alto grado de meteorización lo cual impide dar una descripción de la roca detallada en este sector (figura 22), pero sobre la Quebrada el Salto es posible encontrar afloramientos de roca fresca en los cuales se hace una descripción precisa de esta.

La roca fresca expuesta presenta características como textura holocristalina fanerítica, Inequigranular, de color moteado, con una densidad media, un índice de color mesocrático, y a la cual se le reconocen en muestra de mano minerales como cuarzo, feldespatos en general, micas biotitas, y anfíboles, dando como resultado una roca granítica que posiblemente puede ser granodiorita o cuarzodiorita (figura 23), en algunas zonas es intruído o emplazado por diques de composiciones básicas y acidas, así como también en algunos sectores la roca presenta una coloración rosada debido a la oxidación y posteriormente a la lixiviación de minerales ricos en hierro (Ibíd.).



Figura 23. Afloramiento a borde de Carretera de la Roca Ígnea, sector La Paloma (Rubio, 2011).

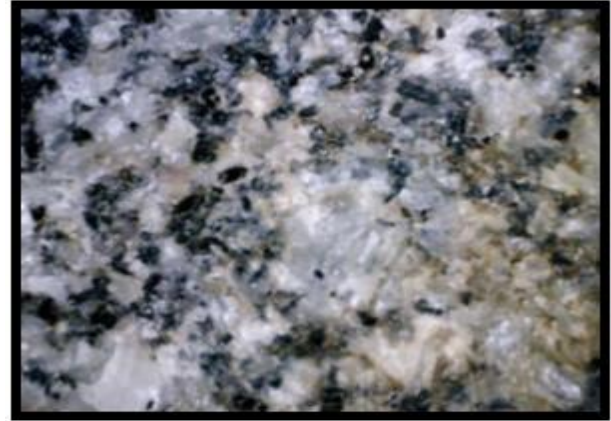


Figura 24. Muestra Granitoide, en la que se aprecia el tamaño de grano, color y forma de los cristales (Rubio, 2011).

2.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL REGIONAL

<<...A este respecto, sabía bien lo que era la atracción sexual: según todos los indicios, conocía la satisfacción que depara, o su necesidad fuera de los márgenes del sagrado matrimonio. El papel de Newton en la historia fue de liderazgo intelectual, no moral.

Desde la perspectiva de fines del siglo XX, después de las barbaridades que hemos presenciado, las acusaciones contra él no parecen intolerablemente graves, pero aún en caso de que pudiera probarse sin sombra de duda que Newton fué el mayor proxeneta de Londres, la enormidad de su influencia sobre la moderna intelectualidad permanecería inalterada. A mi entender al menos, el reconocimiento de su complejidad como hombre ayuda a comprender el precio que su genio imponía. Me resulta difícil conciliar los *Principia* con un santo de escayola...>>

Tomado de “Newton: una vida” de Westfall, R.

El norte de Suramérica es un área compleja de interacción entre tres placas tectónicas mayores (Nazca, Cocos y Sudamericana) y otro conjunto de microplacas (Panamá, nor-sudamericana, Bloque-Maracaibo) de las que sus velocidades, dirección y tasas de subducción relativas han sido calculadas reiteradamente (Freymueller, 1993); un batallón de especialistas alimentan con datos de las más diversas cataduras los diferentes modelos evolutivos y esquemas de los principales elementos de este rompecabezas que hace las delicias los estudiosos de la geodinámica continental (Audemard, 2002; Orihuela, 2015; De Toni, 1997; Bosch, 2010; Schmitz, 1996; Rodriguez, 2014).

En este contexto, la zona de estudio para este trabajo viene a hacer parte de la ancha y difusa zona de deformación oblicua asociada al límite meridional de la placa Caribe con la que son afiliadas fallas de deslizamiento rumbo-dextrales desde la Cordillera Central Colombiana hasta los Andes de Mérida (Campbell, 1968; Barrero et al, 1969; Feininger, 1970; Schubert and Sifontes, 1970; Barrero and Vesga, 1976; Schubert, 1981; Schubert, 1983; Pindell et al., 1998). Más específicamente, en la zona de transición entre el Valle Superior y el Valle Medio del

Magdalena (Mojica y Krammer, 1995) entre las fallas rumbo dextrales de Ibagué al norte y Cucuana al sur (figura 24).

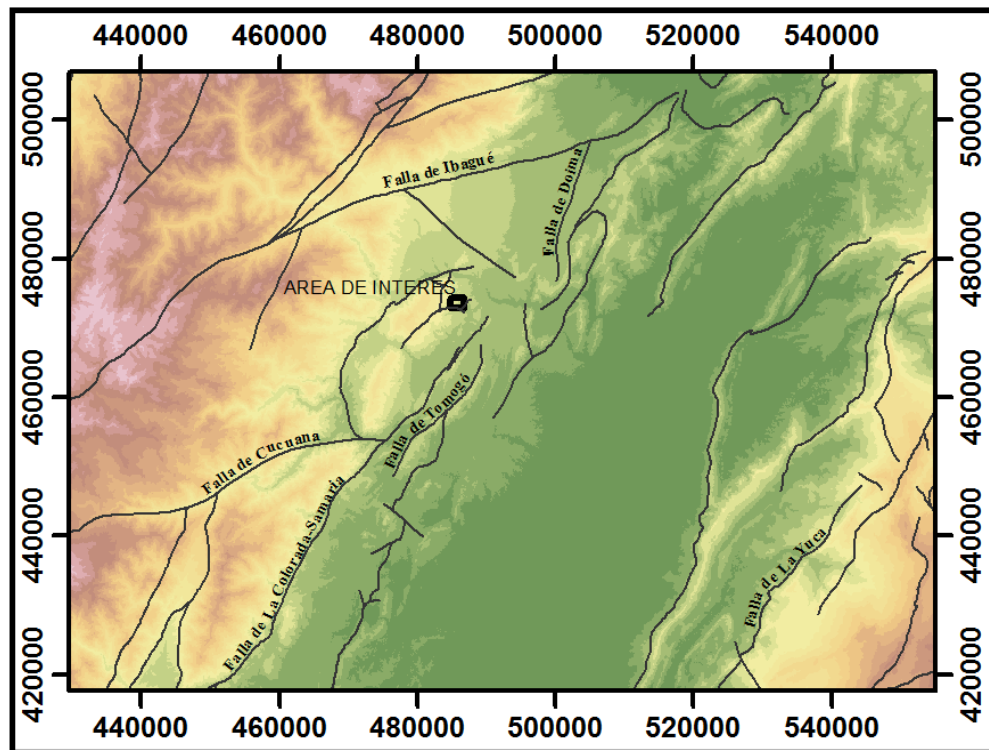


Figura 25. Geología estructural regional (modificado de Ingeominas, 2015).

La Falla de Ibagué es el principal rasgo estructural regional; se trata de una falla rumbo dextral con actividad neotectónica ampliamente documentada (Diederix, 2006) que se puede seguir por una longitud de al menos 190 kms, con una dirección promedio de N75E (Ingeominas, 2002); cruza la cordillera central hasta el municipio de Tuluá en el Valle del Cauca y se le han calculado desplazamientos del bloque norte de alrededor de 30 kms en dirección NW (Diederix, 2006; Montes, 2005). Su origen como sistema transcurrente ha sido asociado a la colisión arco oceánico Baudó-Panamá (Orozco y Osorio, 2004; Acosta et al, 2002; Taboada et al, 2002; Acosta et al, 2002; Audemard, 2002; Trenkamp et al, 2002; Montes, 2003; Freymuller et al, 1993).

La Falla de Cucuana tiene expresión morfológica en el lineamiento del valle del río Cucuana en la zona central del departamento, sobre la Cordillera Central; trunca estructuras geológicas del Cretácico, Paleógeno y Neógeno (Grupo Honda), por lo que se puede postular movimiento postmioceno. La actividad cuaternaria de la Falla de Cucuana no está muy bien documentada; algunos autores como Mojica y Franco (1990) consideran que la estructura es responsable de la

ruptura de la "barrera de Gualanday", lo que permitió que el río Coello desarrollara su curso por esa zona y sirviera de punto de distribución al Abanico de El Espinal.

Además de estas, destaca también el sistema de fallas de cabalgamiento (Salitre, Tomogó y Honduras) con orientación N-S que en su mayoría buzan hacia el oriente las cuales posiblemente fueron normales en el basamento y sufrieron una reactivación e invirtieron su movimiento (Ingeominas, 2002).

2.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL

“Una pequeña gota de agua, un minúsculo grano de arena
hacen que el océano sea inmenso y la tierra estable.
Un pequeño minuto, por muy humilde que sea,
hace la inmensidad de la eternidad.”
Yoka Daishi – Taisen Deshimaru
Poema zen del SXIX, tomado de
Shodoka.

La geología estructural local está influenciada principalmente por una serie de fallas y lineamientos que se encuentran en los alrededores de la zona de interés propuestas por Barrero (1969) como son Falla en Salitre, Falla Resaca, Falla Hondura, Falla Cerro Pelado, Falla Cobre y Falla Quimbayo las cuales han generado que en la zona de estudio se forme un posible lineamiento con dirección nor-este (Rubio, 2011), evidenciado por la presencia de geoformas como lo son hombreras y silletas; esto posiblemente origino un contacto fallado entre los estratos de arenitas y lodolitas y el cuerpo calcáreo (Caliza), originando un pinchamiento hacia la parte norte; es posible detallar la evidencia de falla encontrada en la mina el Repechón donde se observa claramente como el cuerpo de estratos de arenitas y lodolitas se encuentra sobre el mármol, donde se observa la zona de falla marcada por una brecha y las estrías de falla que se generaron sobre los dos cuerpos rocosos (figuras 25 y 26).

Utilizando el programa Global Mapper, se reconstruyo la zona para generar un modelo en tres dimensiones al cual se superpuso una imagen satelital a partir de lo cual se pudo inferir el lineamiento mencionado (Figura 27), que coincide con la evidencia de campo (Rubio, 2011).



Figura 26. Contacto Fallado entre las Arenitas y Lodolitas con Mármol.(Rubio, 2011).



Figura 27. Evidencia de Estrías y Escalones de Falla, Mina El Repechón (Rubio, 2011).

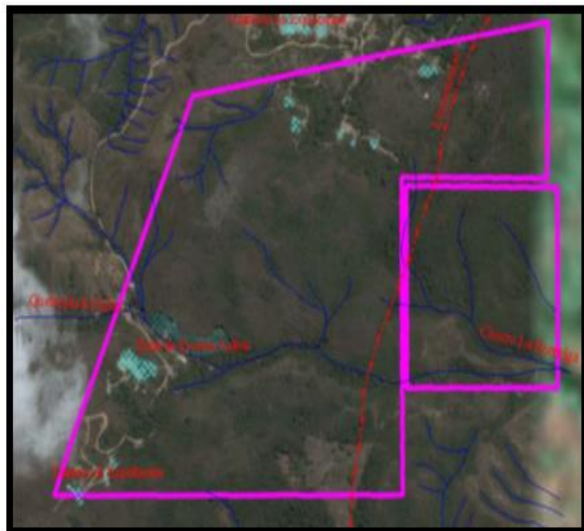


Figura 28. Posible lineamiento de falla (Rubio, 2011).

CAPITULO III

MARCO TEÓRICO

"En tanto que las religiones y las filosofías de lo absoluto buscan en todo asegurarse posiciones inexpugnables, en las que han de fijar para siempre su pensamiento, la ciencia solo necesita puntos de apoyo que le sirvan para sus nuevas conquistas (...) las más hermosas hipótesis con que ordena sus conocimientos llevan la marca de lo relativo, y por consiguiente de lo provisional, de tal modo que no hay nada en ella que sea definitivo, ni nada que no pueda ser discutido".

Albert Bayet

3.1. MÉTODO GEOELÉCTRICO

Tras casi dos siglos de establecido su principio físico fundamental (ley de Ohm) las huellas del desarrollo instrumental de esta técnica pueden seguirse con claridad a través de la estela de patentes asociadas a ella (Leonard, 1903; Schlumberger, 1929; Mott, 1930; Nichols, 1932; Jakosky, 1939; Tylor, 1939; Hawley, 1939; Rieber, 1941; Lee, 1942; Brown, 1944; Neufeld, 1946; Cagniard, 1954; Quigley, 1957; Woods, 1963; Alger, 1965; McDoulett, 1967; Aspinall et al, 1974; Meador, 1976; Miller et al 1977; Muse, 1978; Barker, 1981; Rog, 1982; Chemali et al 1982; Gole et al, 1982; Rocroi, 1983; Gournay, 1984; Sternberg, 1984; Parra et al, 1989; Gast et al, 1990; McNeill, 1992; Champagne et al. 1995; Saulnier et al 1996; Ruter, 1995; Bryant, 2001; Zimmermann et al., 2005; Nichols, 2006; Dubourg et al, 2006), las múltiples variantes metodológicas (TDEM, FDEM, MT, CSMT, AMT, SP, etc) y la diversidad de aplicaciones que testimonian su utilidad (agricultura de precisión (Freeland, 1998); monitoreo de contaminantes (Sauck, 2000); arqueología (Ekinci, 2007); geotecnia (Sastri, 2006); cimentaciones (Hiltunen, 2001); modelamiento de cavidades (Shoor, 2002); modelamiento de fallas (Nguyen, 2005); prospección minera (Benderitter, 1997); hidrogeología (Tsiboah, 2002)).

3.1.1. Principio físico – Ley de Ohm

El físico alemán Georg Simon Ohm demostró en 1827 que la intensidad de la corriente eléctrica (I) a través de un hilo de material conductor es proporcional a la diferencia de potencial (V) establecida en los extremos de este (Lowrie, 2007). La relación lineal establecida así se expresa por la ecuación:

$$V=I \cdot R \quad (1)$$

Donde R es la resistencia del conductor. La unidad de medida de la resistencia eléctrica es el Ohm (Ω). El inverso de la resistencia es la conductancia (Ω^{-1}) y su unidad de medida es el Siemens (S).

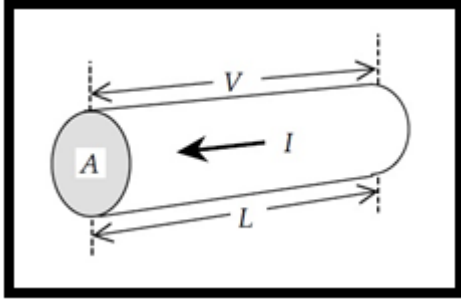


Figura 29. Ley de ohm.

Observaciones experimentales de diferentes hilos conductores del mismo material mostraron que la resistencia es proporcional a la longitud (L en la figura 29) de los hilos e inversamente proporcional al grosor de su sección transversal (A en figura 29). Estas relaciones se exponen en la ecuación:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2)$$

Donde ρ simboliza la resistividad del material del que está constituido el hilo conductor. Esta es una propiedad física del material del que está hecho el hilo conductor y expresa la habilidad para oponerse al flujo de corriente eléctrica. La inversa de ρ es llamada conductividad eléctrica del material y se denota σ . La unidad de la resistividad es el ohm-metro (Ωm); la unidad de la conductividad es el recíproco del ohm-metro ($\Omega^{-1}\text{m}^{-1}$) (Locke, 2012).

Remplazando (2) en (1) y despejando ρ obtenemos que:

$$\rho = \frac{A}{L} * \frac{V}{I} \quad (3)$$

Donde el término $\frac{A}{L}$ representa las características geométricas del conductor y el término $\frac{V}{I}$ representa la resistencia.

3.1.2. Geoeléctrica

La resistividad eléctrica es una de las propiedades físicas de mayor rango de variación (Kearey, 2002) tomando valores dentro de una escala de más de 10 órdenes de magnitud. Algunos minerales, como los metales nativos y el grafito, son muy buenos conductores mientras otros, como las rocas ígneas y metamórficas, son aislantes desde el punto de vista eléctrico. La tabla 1 expone los rangos de variación de esta propiedad en algunos tipos de roca; como se observa en la tabla, los rangos de resistividad para un mismo tipo de roca pueden llegar a abarcar varios miles ohm.m; además, un mismo valor de resistividad eléctrica puede corresponder a varios tipos de

roca; esta situación da lugar a lo que se conoce como el *Problema de no-unicidad* en la interpretación geofísica (Kearey, 2002) que consiste en que un mismo conjunto de datos puede corresponder a modelos geológicos diferentes.

El valor de la resistividad eléctrica es función de diferentes propiedades de las rocas; depende de sus constituyentes sólidos (mineralogía, tamaño de partículas, distribución, etc), de la distribución de los espacios vacíos (tamaño y distribución de los poros, conectividad, porosidad, etc), contenido de agua (grado de saturación), resistividad de los fluidos saturantes (concentración de solutos) y de la temperatura (Locke, 2012).

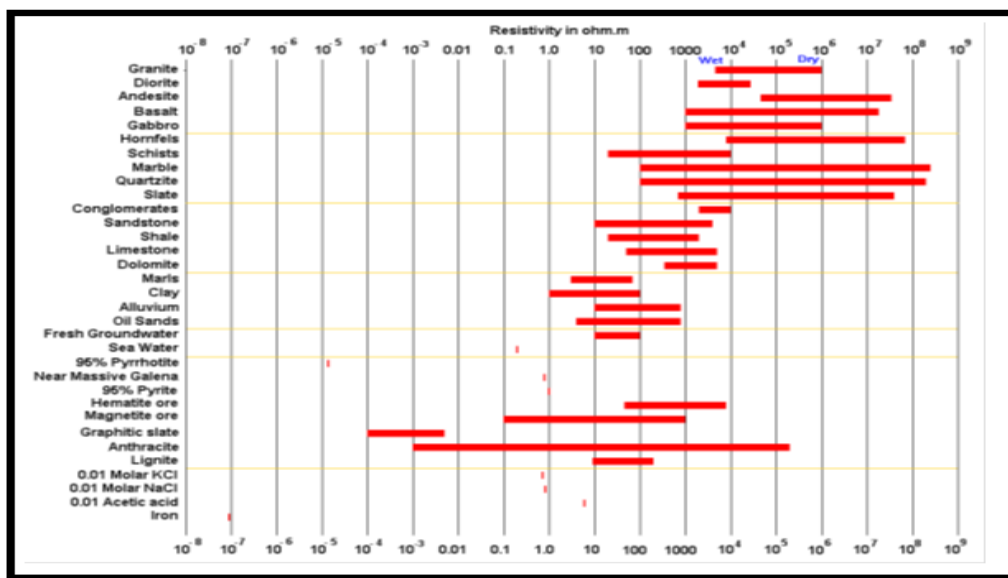


Tabla 1. Valores de resistividades de las rocas (Locke, 2012).

Un método común para medir la resistividad eléctrica consiste en la transmisión de corriente eléctrica (ya sea usando corriente continua o alternante de baja frecuencia) empleando configuraciones de electrodos metálicos alineados como la ilustrada en la figura 30; en ella, los electrodos A y B (también llamados electrodos de corriente) transmiten corriente eléctrica (I) al subsuelo mientras a través de los electrodos M y N (también llamados electrodos de potencial) se mide la diferencia de potencial (V) generada.

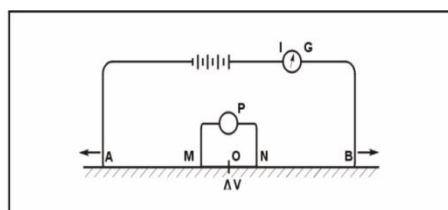


Figura 30. Disposición electródica lineal para la medición de resistividad en campo (Auge, 2008).

Al trasladar la ecuación (3) al contexto de la exploración geofísica encontramos que las variables asociadas a la geometría del hilo conductor [L y A en la ecuación (3)] serán remplazadas una constante (K) que depende de la distribución espacial de los electrodos usados para la medición. La ecuación (4) representa la forma general para el cálculo de la resistividad geoelectrica y la figura 31 expone la fórmula general para el cálculo de la constante geométrica (K) en función de la distribución espacial de los electrodos:

$$\rho = K * \frac{V}{I} \quad (4)$$

$$K = 2 * \pi \left[\frac{1}{r_{11}} - \frac{1}{r_{12}} - \frac{1}{r_{21}} + \frac{1}{r_{22}} \right]^{-1} \quad (5)$$

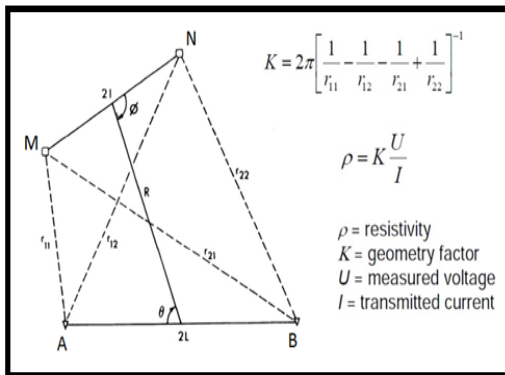


Figura 31. Disposición electrodica y fórmulas de cálculo general para la resistividad (O'Neill, 1975).

3.1.3. Resistividad eléctrica y resistividad aparente

La resistividad eléctrica se define como la resistencia que opone un cubo de material homogéneo de 1 metro de arista al paso de corriente eléctrica (Orellana, 1972). Esta definición pierde su sentido al medir *in situ* materiales rocosos heterogéneos. En su lugar se emplea el concepto de “RESISTIVIDAD APARENTE” que es definida como la resistividad medida en medios heterogéneos y aceptada generalmente como el promedio de las resistividades eléctricas del subsuelo (Parasnis, 1970, 1971; Orellana, 1972). Orestes (2007) da una definición alternativa al expresarla como la resultante de numerosas celdas unitarias de resistividad eléctrica acopladas en un complejo circuito mixto serie-paralelo.

3.1.4. Profundidad de investigación

Desde un punto de vista teórico, la profundidad de investigación de una medida de resistividad depende de la longitud de la línea de transmisión de corriente (AB). Varios tipos de arreglos

electródicos pueden ser usados (schlumberger, Wenner, dipolo, polo, tipo gradiente, etc), con sus beneficios y limitaciones en términos de penetración, resolución lateral y logística, pero todos siguen las mismas reglas generales:

-A mayor longitud AB, mayor profundidad de exploración.

-A mayor longitud MN, mayor volumen rocoso caracterizado.

Desde un punto de vista práctico, la profundidad de investigación depende de la sensibilidad de los instrumentos (sobre todo de la medida de diferencia de potencial entre los electrodos MN) y de la potencia del generador de corriente (I). Los equipos de medición de resistividad geoelectrica se parametrizan generalmente en función de su corriente y voltaje de salida (potencia) y de su precisión (en la medida de la diferencia de potencial ΔV entre los electrodos MN). Más allá de esto, las rutinas de control estadístico (repetibilidad, promedios automáticos, medidas diferenciales de polaridad) o de automatización del proceso de medición facilitarán el trabajo en la medida en que la potencia lo permita.

Algunas relaciones empíricas son usadas con frecuencia al hacer un cálculo *a priori* de la profundidad de exploración esperada dependiendo del tipo de arreglo a utilizar siendo en la práctica la resistividad del terreno y las características logísticas del trabajo las que determinan este parámetro.

Si bien es un lugar común circunscribir la profundidad de exploración de los métodos eléctricos a los primeros 100 a 200 metros del subsuelo, Liakubovski (1980) y Rodríguez (1979) hacen referencia a exploraciones varios centenares de metros.

3.1.5. SEV - Perfilaje

Aunque el método geoelectrico inicia su desarrollo formal como técnica geofísica en las primeras décadas del 1900, solo hasta después de la segunda mitad viene a ser usado rutinariamente (Koefoed, 1979) de forma cuantitativa aplicando la metodología conocida como Sondeo Eléctrico Vertical (SEV). En esta metodología el punto central del arreglo de electrodos permanece fijo mientras el espaciamiento entre los electrodos de inyección de corriente (AB en la figura 30) es incrementado para obtener información de las partes más profundas del subsuelo (Locke, 2012).

Las medidas de resistividad aparente obtenidas son generalmente graficadas en escalas bi-logarítmicas; para interpretar los datos se asume un *modelo teórico* en que el subsuelo está

compuesto de capas horizontales paralelas a la superficie. En este caso, la resistividad cambia solamente con la profundidad, y no en dirección horizontal. Un modelo unidimensional es usado para interpretar los resultados (figura 32a). La figura 33 muestra un ejemplo de las curvas de datos obtenidas de un SEV y su posible interpretación.

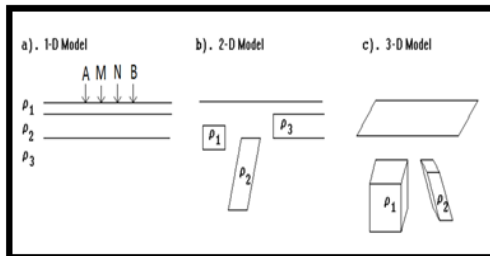


Figura 32. Tres modelos diferentes para interpretación de datos geoelectricos (Locke, 2012).

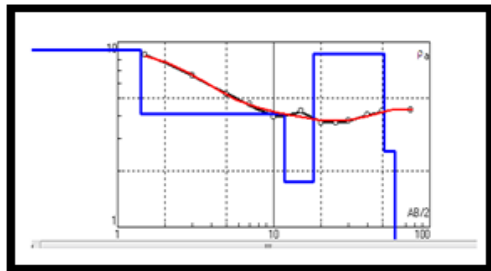


Figura 33. Curvas de resultados SEV.

La gran limitación de la metodología SEV es que no toma en consideración los cambios laterales en la resistividad de las capas modeladas y, dado que estos cambios son probablemente la regla más que la excepción, las consecuencias en esta omisión se reflejan en errores en los valores de resistividad y en los espesores calculados siempre que el *modelo real* no cumpla con las exigencias del *modelo teórico*.

Otra técnica de exploración clásica es el método del perfilaje o calicata geoelectrica. En este método, el espaciamiento entre electrodos permanece fijo pero el arreglo completo es movido a lo largo de una misma línea de medición. Esta metodología da información sobre cambios laterales pero no puede detectar cambios verticales en la resistividad del subsuelo.

3.1.6. Tomografía de Resistividad Eléctrica

"El Reggae fue inventado por un hombre llamado Sir Coxsone, la primera canción Reggae fue hecha en *Studio One* por un cantante llamado Larry Marshall, la canción fue *Nanny Goat*...En el estudio ya llevábamos tiempo trabajando en algo similar, tu sabes, teníamos esa idea, pero pasó lo de Larry Marshall, a quien considerábamos el cantante indicado. Él vino a Coxsone por una audición y Coxsone le dijo que volviera después. **Larry tuvo paciencia**. Se fué a cantar todo el día a su trabajo en una fábrica de discos. Entonces, alguien lo escuchó y le ofreció interpretar *The Nanny Goat*. Larry regresó al estudio el año siguiente, el mismo día, el mismo mes. La canción se convirtió en un hit..."

Chacón y Cortez, 2009.

Para obtener modelos más precisos del subsuelo que los obtenidos usando SEV o calicata debe ser usada una metodología que combine la sensibilidad vertical del SEV y la sensibilidad horizontal del perfilaje: la Tomografía de Resistividad Eléctrica.

La Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE, ERT ó TE) es una técnica que se caracteriza por ser una medición multi-electródica que permite modelar en 2D y a partir de la cual se pueden obtener resultados fiables en áreas con geología compleja (Griffiths y Baker, 1993). Para realizar la adquisición de datos de TRE se colocan todos los electrodos necesarios equidistantes a lo largo de la línea de estudio y se procede a realizar mediciones de resistividad aparente usando combinaciones tetraelectródicas a lo largo de la línea de medición hasta completar el muestreo diseñado (figura 34).

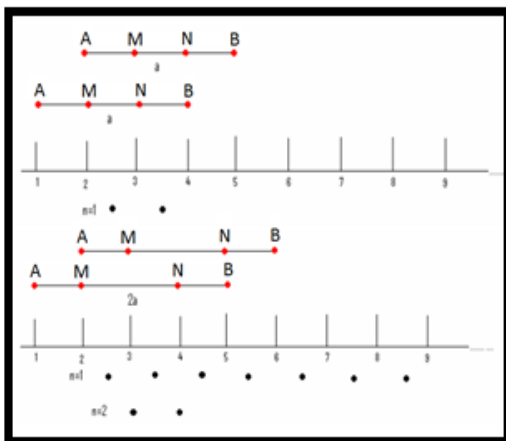


Figura 34. Esquema de adquisición de datos de TRE (Cuevas, 2014).

3.2. MÉTODO GRAVIMÉTRICO

<<...Más de ochenta años después, Newton contaría a John Conduitt, el marido de su sobrina, la leyenda familiar sobre su nacimiento. Conduitt nos cuenta: Sir I.N. me dijo que le habían contado cómo, cuando nació, cabía en una jarra de cuarto y era tan débil que debía llevar un collarín alrededor del cuello para mantenerlo entre los hombros, y que tenía tan pocas probabilidades de sobrevivir que, cuando se envió a dos mujeres a lady Pakenham, de North Witham, en busca de algo para él, éstas se sentaron en la valla de un camino y dijeron que no tenía sentido correr mucho porque estaban convencidas de que el niño estaría muerto antes de su regreso...>>

Tomado de “Newton: una vida” de Westfall, R.

El método gravimétrico tiene como finalidad medir las variaciones laterales y verticales de la atracción gravitatoria que están relacionados a cambios de densidad de los materiales del subsuelo. Este método permite entonces estudiar estructuras geológicas y su composición a partir de los contrastes de sus densidades (Dobrin, 1980).

3.2.1. Ley de gravitación universal

La ley de gravitación universal (Newton, 1687) es una ley física que enuncia que toda partícula en el universo atrae a cualquier otra partícula con una fuerza (F_g en la ecuación 6) que es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre ellas (ecuación 6):

$$F_g = G * \frac{m_1 * m_2}{r * r} \quad (6)$$

Donde m_1 y m_2 son las masas de los cuerpos, r la distancia entre ellos y G es la constante de gravitación universal (ecuación 7, en unidades del Sistema Internacional):

$$G = 6.673 * 10^{-11} \text{ N} * \text{m}^2 / \text{Kg}^2 \quad (7)$$

3.2.2. Gravedad de la Tierra

Considerando una masa en la superficie de la Tierra relativamente pequeña en comparación a la masa total de la misma, y dado que la fuerza es resultado del producto entre la masa y aceleración, a partir de la ecuación 1 se obtiene que la aceleración de gravedad en cualquier punto en la superficie de la Tierra es:

$$g = G * \frac{m_t}{r_t * r_t} \quad (8)$$

Donde m_t es la masa de la tierra y r_t su radio (Kearey, 2002).

La unidad de aceleración en el sistema c.g.s. es el *gal* ($\frac{\text{cm}}{\text{s}^2}$), aunque en el contexto geofísico es el *miligal* ($\text{miligal} = \text{gal}^{-3}$) la unidad usada regularmente (Lowrie, 2007).

3.2.3. Superficies de referencia

En el contexto geodésico y geofísico las medidas tomadas son comparadas con relación a dos superficies de referencia: elipsoide y geoide.

Ya Newton en el S.XVII proponía (*Philosophiae naturalis principia mathematica*, Proposition XVIII, Theorem XVI) la diferencia en la longitud los ejes vertical y horizontal del planeta debatiendo la, hasta entonces aceptada, forma esférica y sugiriendo en su lugar una forma elipsoidal. El elipsoide, es el cuerpo que se genera rotando una elipse sobre su eje menor formando una superficie (modelo matemático); con relación a esta superficie se realizan mediciones angulares y de distancia (Zurita, 2012) utilizando rutinariamente el elipsoide de Sistema de Referencia Geodésico (GRS80) (Hinze, 2005).

El geoide es definido como el cuerpo formado por la superficie equipotencial del campo de gravedad (Götze, 2001). A diferencia del elipsoide, que es una superficie geométrica, el geoide es una superficie analítica compleja que se eleva en las regiones más densas y se deprime en las menos densas (Lowrie, 2007). La altura con relación al elipsoide es definida como altura elipsoidal (h en la figura 35), con relación al geoide es denominada altura ortométrica (H en la figura 35) y su diferencia se conoce como ondulación geoidal (N en la figura 35).

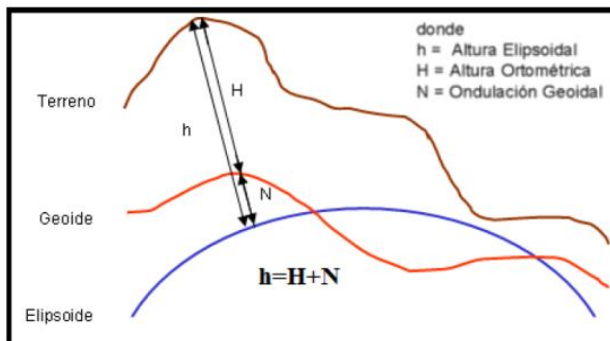


Figura 35. Superficie topográfica, elipsoide y geoide (Bravo, 2015).

3.2.4. Correcciones a los datos gravimétricos

<<...La creciente perplejidad de Edmond Halley al leer sucesivas versiones del trabajo, se repitió innumerables veces con cada nueva entrega. Casi desde el momento de su publicación, incluso aquellos que rechazaron su idea central de acción a distancia reconocieron los Principia como un libro que marcaba una época. Un momento crucial para Newton, quien, después de veinte años de investigaciones solitarias, había desarrollado y llevado a término los Principia, y un momento crucial también para la filosofía natural...>>

Tomado de "Newton: una vida" de Westfall, R.

Son diversos los factores que influyen en la atracción gravitatoria y no todos están asociados directamente a los cambios geológicos; por esto, si el objetivo es analizar las características

geológicas empleando el método gravimétrico, es imprescindible eliminar el efecto de aquellos factores ajenos a la geología estudiada (Parasnis, 1970).

Corrección por Latitud

En el siglo XVII, Newton y Huygens de manera independiente explicaron cómo la gravedad varía de un punto a otro de la superficie terrestre, debido a la forma esférica del planeta. La rotación de la Tierra y el achatamiento de los polos producen un cambio en la gravedad con la latitud (Θ). En el ecuador la aceleración centrífuga es máxima y disminuye a medida que nos acercamos a los polos, por tanto la gravedad es mínima en el ecuador y aumenta hacia los polos (Parasnis, 1971). Debido a esto la aceleración de la gravedad varía aproximadamente de 978 cm/seg² en el ecuador a 983 cm/seg² en los polos; por lo que se deduce que la aceleración de la gravedad está en función de la latitud. La ecuación (9) expone la fórmula aplicada para su cálculo:

$$C_L = 978031.846 * [1 + 0.005278895 * \sin^2(\Theta) + 0.000023462 * \sin^4(\Theta)] \quad (9)$$

Corrección por Mareas

Se trata de corregir un efecto producido por la atracción gravitatoria de la luna y del sol sobre el agua y la tierra causando deformaciones que generan cambios periódicos en la magnitud de la gravedad, dependiendo de la latitud, la hora, el mes o la época del año. Un ciclo de mareas terrestres representa un cambio en gravedad de aproximadamente 0.3 mGal (Dobrin, 1961). La corrección por mareas terrestres se realiza utilizando la latitud, longitud.

Corrección de Aire Libre

Es una corrección espacial que modifica el valor de gravedad teórico según la altimetría del punto de medición, por lo que la corrección de aire libre se define como una reducción que no toma en cuenta la densidad entre el nivel de referencia elipsoidal y la elevación de la medición, buscando solamente corregir la disminución o aumento de la aceleración de gravedad que se produce a medida que el punto de medición se acerca o se aleja del centro de la tierra (Lowrie, 2007).

El principio básico de por qué se aplica esta corrección es debido a que a medida que la estación gravimétrica se ubica a una altura cada vez más alejada de la superficie de referencia, la distancia entre el punto de medición y el centro de la tierra será mayor, induciendo así un efecto negativo para esos puntos que se encuentren por encima del nivel medio del mar. Esta corrección

es positiva ya que se busca llevar la medida como si se hubiera adquirido sobre el elipsoide de referencia, y para todos los fines prácticos es igual a la ecuación (10) (Milson,2003):

$$Cal=0.30859 \text{ mGal} \cdot h \quad (10)$$

Donde Ca es el valor a corregir y h es la altura del punto de medición.

Corrección de Bouguer

A diferencia de la corrección de aire libre que sólo toma en cuenta el cambio de altura entre las estaciones y la superficie de referencia, esta corrección trata de suprimir el efecto de la gravedad de la masa de la Tierra entre el datum vertical y el sitio de observación (Hinze *et al.*, 2005), de acuerdo a la composición del material que existe entre ambos. Para calcular esta corrección se aplica la ecuación que plantea LaFehr, (1991):

$$BC=2\pi \cdot G \cdot \rho \cdot [(1+\mu) \cdot h - \lambda R] \quad (11)$$

Donde BC es la corrección de Bouguer, G es la constante de gravitación universal, ρ es la densidad del material subyacente a la estación de medición, μ y λ son constantes definidas por LaFehr (1991) y h es la altura elipsoidal.

Corrección Topográfica

Esta corrección pretende eliminar el efecto causado por las irregularidades del terreno cercano y lejano a la estación de medición, es decir, considera los valles y las montañas que la placa de Bouguer no tuvo en cuenta de forma parcial. Para poder aplicar esta corrección, se necesita información detallada de la topografía ya sea mapas con curvas de nivel de la zona o modelos digitales que modelen la forma del relieve alrededor de cada punto de medición y de un software especializado para poder programar los algoritmos correspondientes.

En el cálculo de la Anomalía de Bouguer, esta corrección siempre se suma ya que los relieves altos, al contener mayor masa, disminuyen la gravedad medida en las estaciones y los puntos cercanos a los valles registran baja fuerza de atracción por falta de masa.

Uno de los métodos utilizados para la corrección topográfica consiste en aplicar la retícula de Hammer (1939) quien ideó un procedimiento para corregir el efecto de las desigualdades topográficas basado en la estimación del relieve topográfico mediante su división en

compartimientos definidos como anillos de espesor h , de radio externo e interno R_e , R_i y densidad P ; figura 36:

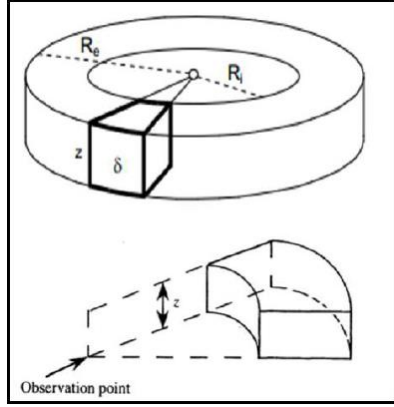


Figura 36. Anillo de la retícula de Hammer (Bravo, 2015).

Así, aplicando la ecuación de Hammer (1939), se realiza la sumatoria para cada anillo de la siguiente manera:

$$g_{anillo} = 2\pi G\delta [Re - Ri + (Ri^2 - h^2)^{\frac{1}{2}} - (Re^2 + h^2)^{\frac{1}{2}}] \quad (12)$$

El centro del círculo se superpone sobre la estación del mapa topográfico, de donde se ha deducido su altura media. La acción del relieve real en los límites de cada sector se sustituye por la de un prisma curvilíneo de base igual a la del sector anular y de altura media del terreno en los límites del sector (norte, sur, este, oeste, y las subdivisiones que requiera según la distancia del anillo). Luego de sumar la influencia de todos los sectores, se obtiene la corrección por la influencia del relieve.

3.2.5. Anomalías Gravimétricas

En general, una Anomalía Gravitatoria será la diferencia entre el valor de la gravedad observada y el valor teórico de la gravedad en el esferoide para la latitud de cierta estación. Según las correcciones que se apliquen a los datos de gravedad observada en cada estación, se podrán calcular Anomalías de Aire Libre o de Bouguer. En la ecuación (13) se muestra el cálculo para la Anomalía de Aire Libre.

$$A_{al} = G_{OBS} + C_{AL} - C_L \quad (13)$$

Donde:

A_{al} = Anomalía de Aire Libre.

G_{OBS} =Gravedad observada.

C_{AL} =Corrección de Aire Libre.

C_L =Corrección por Latitud.

Si se aplican las correcciones de aire libre, Bouguer y topográfica se consigue la anomalía de Bouguer (Dobrin, 1961), la cual es mostrada en la ecuación siguiente:

$$AB = G_{OBS} + C_{AL} - BC + C_{topo} - C_L \quad (14)$$

Donde:

AB =Anomalía de Bouguer.

G_{OBS} = Gravedad observada.

C_{AL} =Corrección de Aire Libre.

BC =Corrección de Bouguer.

C_{topo} =Corrección topográfica.

C_L =Corrección por Latitud.

Parasnis (1970) recomienda que, para interpretar cualitativamente el subsuelo a partir de las anomalías gravimétricas, es necesario analizar variables como la intensidad, la agudeza, resolución y alargamiento de los contornos isoanómalos. Dichas variables se ven claramente afectadas por los siguientes factores que Rodríguez (1974) enumera a continuación: 1) contraste de densidades, 2) volumen o espacio ocupado por el conjunto de rocas anómalas, 3) profundidad y forma de los cuerpos causantes de las anomalías, y por último 4) aislamiento o separación de la anomalía de interés del marco regional (Contreras, 2007).

3.2.6. Separación de anomalías Regional – Residual

En todo estudio gravimétrico es necesario realizar la separación regional – residual al mapa de Anomalía de Bouguer, ya que éstos manifiestan un efecto combinado de dos fuentes: una de carácter regional y otra de carácter local o residual. Las anomalías regionales se caracterizan por ser de gran amplitud y representan la configuración estructural de sección más profunda de la zona de estudio. Por otro lado, las distorsiones locales de menor amplitud y extensión, están

asociadas a estructuras o eventos del subsuelo relativamente muy cercanos a la superficie y que son conocidas como anomalías residuales (Rodríguez, 1974).

3.2.7. Análisis espectral

Spector (1968) y Spector y Grant (1970) desarrollaron un método de determinación de la profundidad espectral 2-D. Su modelo asume que existe una distribución no correlacionada de fuentes en un número de intervalos de profundidad en la columna geológica. A partir de la medición del campo gravitatorio se puede obtener una función $f(t)$ que refleje la distribución de dichas fuentes en el subsuelo que, de acuerdo con el teorema de Fourier, puede ser expresada como la suma de un número infinito de términos sinusoidales. En el caso general, $f(t)$ puede representar cualquier función como el desplazamiento, velocidad de las partículas, aceleración, temperatura, precipitación, velocidad del viento, intensidad del campo geomagnético, etc. Para estudiar las características del campo residual los datos se transforman primero desde el dominio del espacio al dominio de la frecuencia y luego se analizan sus características de espectrales (Mangset 2011).

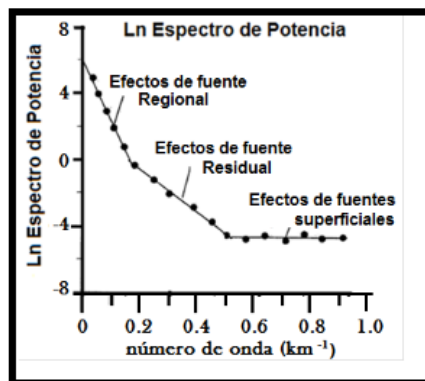


Figura 37. Logaritmo natural del espectro de potencia de la anomalía de Bouguer, en función del número de onda (modificado de Spector y Grant 1970).

El logaritmo neperiano de un espectro de potencia, en función del número de onda se representa por la secuencia de tres pendientes, donde la pendiente de cada línea permite estimar la profundidad del centro de masa de cada fuente (Figura 37). La pendiente más alta se asocia con la profundidad de las masas que generan la anomalía regional, la segunda con la profundidad de las fuentes residuales y la tercera con las fuentes más superficiales y el ruido. Realizando un ajuste lineal por mínimos cuadrados en cada tramo, se obtiene la pendiente de la curva y con esto se estima el valor de la profundidad en cada caso (Spector y Grant, 1970).

La unidad de frecuencia es en ciclos por kilómetro y la relación correspondiente puede ser expresada como:

$$Z = - \frac{m}{4 \cdot \pi} \quad (14)$$

Donde m es la pendiente de la recta que mejor se ajusta.

3.2.8. Modelos geopotenciales globales

Una constante progresión de avances instrumentales (péndulos, balanza de torsión, un gran número de gravímetros terrestres, marinos y submarinos, satelitales y aerotransportados, de pozo, gravímetros absolutos y gradiómetros) han permitido la adquisición de datos gravimétricos en prácticamente todos los ambientes: desde pozos y minas, las topografías más variadas, el fondo oceánico, el aire, y hasta la luna y otros planetas de nuestro sistema solar. Estos avances han requerido también una progresión similar tanto en la capacidad de cálculo y métodos para aplicar correcciones a los datos así como en la precisión del posicionamiento de los mismos (Panagiotis, 2013).

Un *MODELO GRAVIMÉTRICO GLOBAL* es una función matemática que describe el comportamiento del campo de gravedad en el espacio tridimensional. Según Barthelmes (2014) la ley de gravitación universal de Newton constituye también el primero de estos modelos. En este sentido, el periplo conceptual e instrumental que hasta mediados del S.XX lleva al desarrollo de los gravímetros de resorte sienta las bases materiales para la generación de los primeros *MODELOS GEOPOTENCIALES GLOBALES* instrumentalmente verificados. Dichos modelos usaron solamente los datos terrestres y marinos disponibles en ese momento que, aunque implicaron cantidades ingentes de trabajo físico y de cómputo, no dejaron de ser dispersos ante las dimensiones del planeta.

El Año Geofísico Internacional (1957) sería testigo del inicio de la era espacial (con el lanzamiento del Sputnik) y con ella del nacimiento de la “Era dorada” del mapeo global (Nabighian, 2005). Con el advenimiento de una base de datos gravimétricos marinos globales con cobertura y calidad uniforme se producirá un tremendo progreso en el entendimiento del modelo de placas tectónicas permitiendo por primera vez la visualización de estructuras a escala planetaria. La misión SEASAT (lanzada por la NASA en 1978), que estaba equipada con sensores de monitoreo oceanográfico y altímetro de radar, proveyó, en el corto lapso de 3 meses

(Nabighian, 2005), la primera imagen completa del relieve del fondo marino y cambió para siempre el entendimiento de los procesos tectónicos, los márgenes continentales, las llanuras abisales, las dorsales centro oceánicas y las zonas de subducción.

El principio básico para la medición de datos gravimétricos satelitales es el siguiente: la órbita de vuelo de un satélite alrededor de un planeta perfectamente esférico con una distribución homogénea de densidad (o una estructura de densidad solo dependiente del radio) haría una elipse Kepleriana. En efecto, en una primera aproximación la tierra es esférica y las órbitas de los satélites pueden de manera bastante razonable ser aproximadas a una elipse Kepleriana. Sin embargo, el achatamiento de la tierra y la irregularidad en la distribución de las densidades al interior del planeta, incluyendo la topografía, causan un campo gravitacional parecido a una elipse perfecta con "baches" y "abolladuras". Como consecuencia de esto, las órbitas reales no son elipses. En cambio, las mediciones de estas desviaciones de las órbitas elipsodales, denominadas perturbaciones orbitales, pueden ser usadas para calcular la homogeneidad de la topografía o definir las anomalías gravimétricas que las generan. Usando este método, el satélite en sí mismo es el sensor y su órbita puede ser medida con mucha precisión (Barthelmes, 2014).

CAPITULO IV

PROCESAMIENTO DE DATOS GEOELÉCTRICOS Y GRAVIMÉTRICOS

4.1. ADQUISICIÓN DE DATOS GEOELÉCTRICOS

"...en cualquier caso sí construyó un telescopio reflectante. Moldeó y pulió el espejo a partir de una aleación de su propia invención, construyó el tubo y la montura, y estaba orgulloso de su trabajo manual. Aún se sentía orgulloso cuando, casi sesenta años después le hablaba de él a Conduitt. <<Le pregunté>>, escribió Conduitt, << a quién se lo había encargado y me dijo que lo había hecho él mismo, y, riendo, añadió que si hubiera tenido que confiar en otras personas para que le hicieran sus herramientas u otras cosas, nunca hubiera hecho nada...>>".

Tomado de "Newton: una vida" de Westfall, R.

A partir de los resultados del levantamiento geológico detallado descrito en el sub-capítulo 2.2 se diseñó un plan de exploración geofísica consistente en 2 líneas de tomografía geoelectrica. La primera aproximadamente paralela al cuerpo ígneo con una extensión de 1120 metros con el objetivo de conocer el piso del cuerpo de mármol aflorante (Trp en la figura 15); Realizada esta se procedió a tomar una segunda tomografía perpendicular a la primera con una extensión de 1460 metros para cruzar todas las unidades geológicas presentes en el área (figura 38). Los parámetros de adquisición se exponen en las tablas 2 y 3; las figuras 39 y 40 muestran los perfiles topográficos de las tomografías adquiridas.

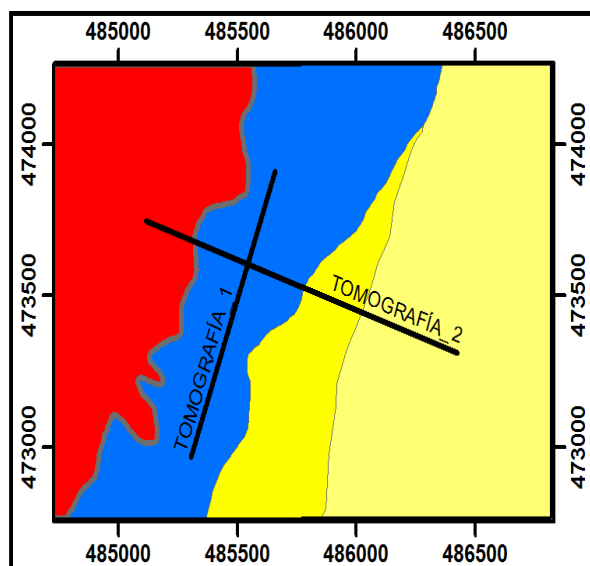


Figura 38. Ubicación tomografías geoelectricas.

PARÁMETRO	VALOR
Distancia entre electrodos	20 mts
Cantidad de electrodos	54
Distancia maxima entre electrodos de emisión	840 mts

Numero de medidas	403
Orientacion	N25E
Fecha de inicio	15/02/2011
Fecha finalización	18/02/2011
Numero de capas	6
Numero de columnas	54
Marca de equipo	KARDON
Referencia	PG-600
Número de canales	30
Electrodos de traslape	6
Numero de tendidos	2
Longitud total del tendido	1120 mts
Penetración	140 mts

Tabla 2. Parámetros de adquisición de datos de tomografía geoelectrica 1.

PARÁMETRO	VALOR
Distancia entre electrodos	20 mts
Cantidad de electrodos	74
Distancia maxima entre electrodos de emisión	840 mts
Numero de medidas	646
Orientacion	N65W
Fecha de inicio	19/02/2011
Fecha finalización	22/02/2011
Numero de capas	6
Numero de columnas	74
Marca de equipo	KARDON
Referencia	PG-600
Número de canales	30
Electrodos de traslape	6
Numero de tendidos	3
Longitud total del tendido	146 mts
Penetración	160 mts

Tabla 3. Parámetros de adquisición de datos de tomografía geoelectrica 2.

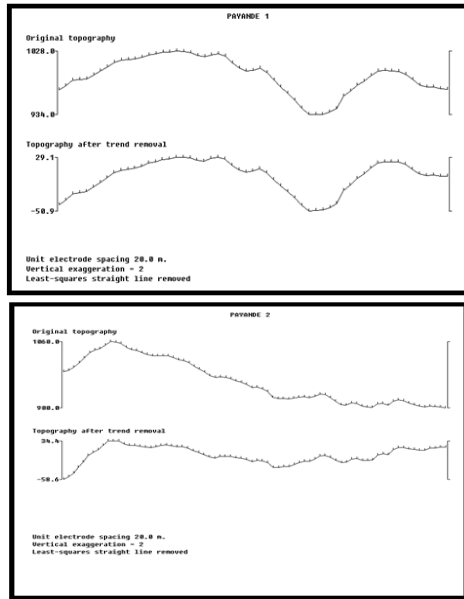


Figura 39. Perfil topográfico tomografía geoelectrica 1.

Figura 40. Perfil topográfico tomografía geoelectrica 2

Para la adquisición de datos se utilizó un equipo de referencia KARDON PG-200 basado en el diseño de Ortega (2002) cuyas especificaciones técnicas se exponen en el ANEXO A y se acogen a las exigencias del subcapítulo referido al tema en el estándar ASTM D 6431-99. La adquisición de datos aplicó un método multi-electrodo (figura 41) usando una configuración Wenner – Schlumberger según las metodologías propuestas en los estándares de referencia ASTM D 6431-99 y ASTM G57-06 y expuestas en detalle por Sesto (2008).

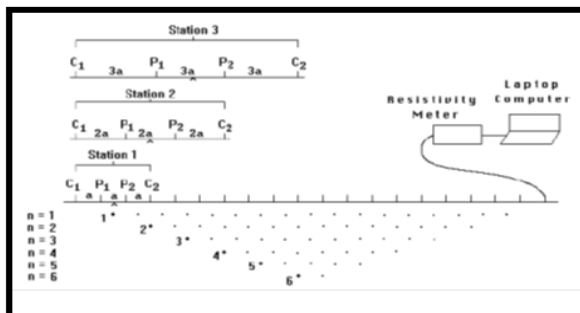


Figura 41. Esquema general para adquisición de datos geoelectricos.

4.2. PROCESAMIENTO DE DATOS GEOELÉCTRICOS

<<...Pese a tener un equipo de amanuenses a sus órdenes, Newton copió un informe de 1675 sobre el estado de la acuñación, y luego lo copió una segunda vez. Año tras año, desde 1659 hasta 1691, copió el registro de la cantidad acuñada, tanto en peso como en valor, tanto en plata como en oro; y volvió a copiarlo todo de nuevo por segunda vez. Tanta copia derivaba en parte de la convicción de que solo podía fiarse plenamente de sí mismo. Tal como aconsejaba a los oficiales de las casa de moneda regionales en las instrucciones para sus cuentas, <<no deis crédito al cómputo de empleado alguno ni a otros ojos que los vuestros>>. La cuestión iba, sin embargo, más allá de la confianza. Incluso una carta de poca importancia podía merecer de él dos borradores y dos copias en limpio...>>

Tomado de “Newton: una vida” de Westfall, R.

4.2.1. Datos de campo

Los datos adquiridos corresponden a medidas de voltajes y corrientes (ANEXO B) según el formato de la tabla 5 donde las columnas a, b, m y n corresponden a la numeración de los electrodos usados (a y b para los electrodos de corriente; m y n para los electrodos de potencial) para cada medida; sp corresponde a las medidas de potencial espontáneo; dv corresponde a las medidas de potencial inducido; i corresponde a las medidas de corriente:

A	M	n	b	Sp (mv)	Dv (mv)	I (ma)
1	2	3	4	26,6	306	530
2	3	4	5	4,23	370	280
3	4	5	6	350	641	320
4	5	6	7	35	-87	170
5	6	7	8	124	52	49

Tabla 4. Formato de tabla de adquisición de datos geoelectricos. Las columnas a, b, m y n corresponden a la numeración de los electrodos usados (a y b para los electrodos de corriente; m y n para los electrodos de potencial) para cada medida; sp corresponde a las medidas de potencial espontáneo; dv corresponde a las medidas de potencial inducido; i corresponde a las medidas de corriente.

Los datos brutos medidos (ANEXO B) son cargados a una hoja de cálculo excell (ANEXO C) para, utilizando las ecuaciones (4) y (5), adaptarlos al formato del software de procesamiento de datos geoelectricos RES2DINV.

4.2.2. Software de inversión

RES2DINV es un programa que puede determinar automáticamente un modelo bidimensional (2D) de resistividad del subsuelo a partir de datos de resistividad aparente medidos en superficie (Griffiths y Barker, 1993). Este proceso, conocido como rutina de inversión, se basa en el método de mínimos cuadrados suavizados constreñidos (deGroot-Hedlin y Constable, 1990; Sasaki, 1992). Para hacerlo requiere de archivos de entrada que contengan, además de los valores de

resistividad aparente medida, la información de la distribución espacial (distancia horizontal y cota) de los electrodos usados para cada medida de resistividad aparente.

Para nuestros datos utilizamos el formato denominado de “Arreglos no convencionales” (ANEXO D), descrito en el manual del software (geoelectrical, 2010), que puede combinar en un mismo conjunto de datos valores de resistividad aparente medidos en distintas configuraciones electrónicas (Wenner, Schlumberger, Dipolo, etc).

4.2.3. Secuencia de procesamiento de datos geoelectricos

La secuencia de procesamiento seguida para la generación de modelos de resistividad a interpretar fue la siguiente:

1) Carga de archivos de datos de resistividad aparente (archivos con extensión .txt ANEXO D).

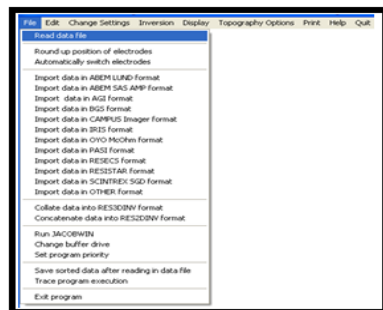


Figura 42. Paso 1 para el procesamiento de datos geoelectricos.

2) Inversión por mínimos cuadrados (generación de archivos .inv ANEXO E).



Figura 43. Paso 2 para el procesamiento de datos geoelectricos.

3) Configuración de la visualización de modelos generados incluyendo topografía (generación de archivos de salida en formato .xyz ANEXO F).

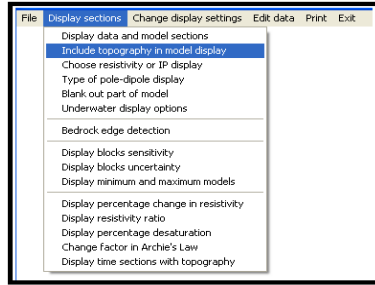


Figura 44. Paso 3 para el procesamiento de datos geoelectricos.

4) Corrección estadística RMS (generación de nuevos archivos .dat ANEXO G).

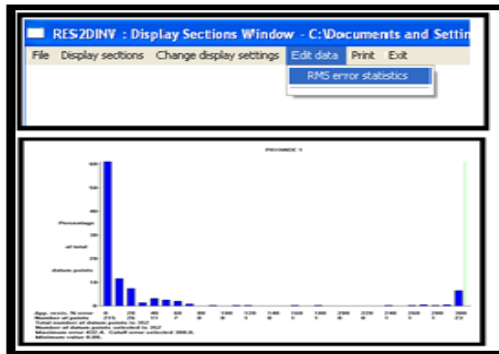


Figura 45. Paso 4 para el procesamiento de datos geoelectricos.

4.2.4. Resultados del procesamiento de datos geoelectricos

Nuestros datos iniciales de resistividad aparente (ANEXO D) fueron cargados e invertidos utilizando el logaritmo de la resistividad aparente; luego de 7 iteraciones para la tomografía 1 y 6 iteraciones para la tomografía 2 se generaron los archivos .inv expuestos en el ANEXO E. Estos archivos se cargaron desde el sub-menú de visualización incluyendo las características topográficas de los perfiles (figuras 46 y 47).

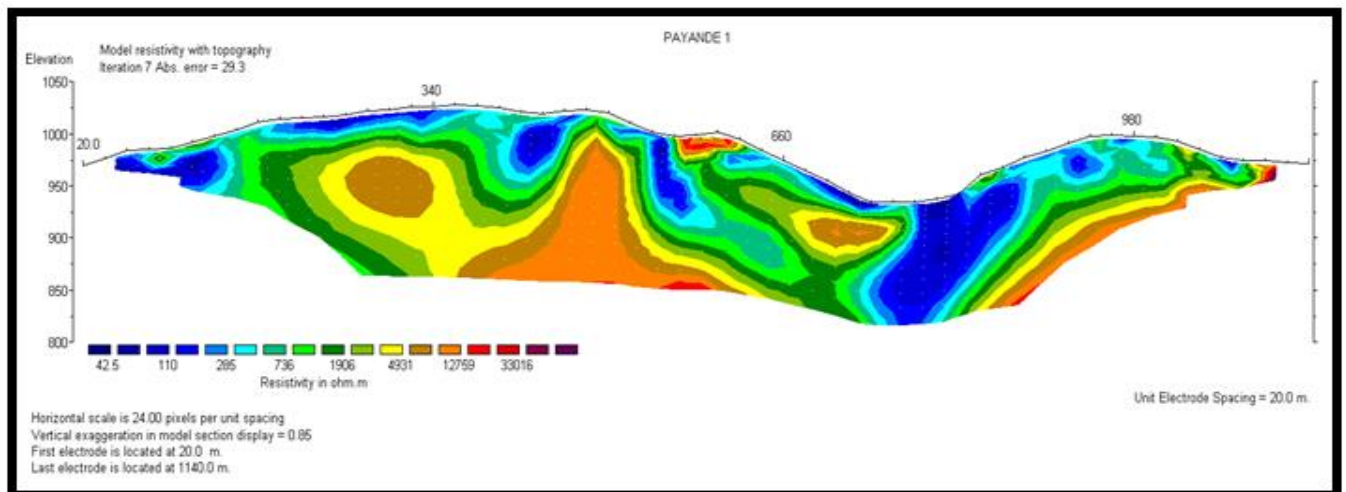


Figura 46. Tomografía geoelectrica 1 del total de los datos.

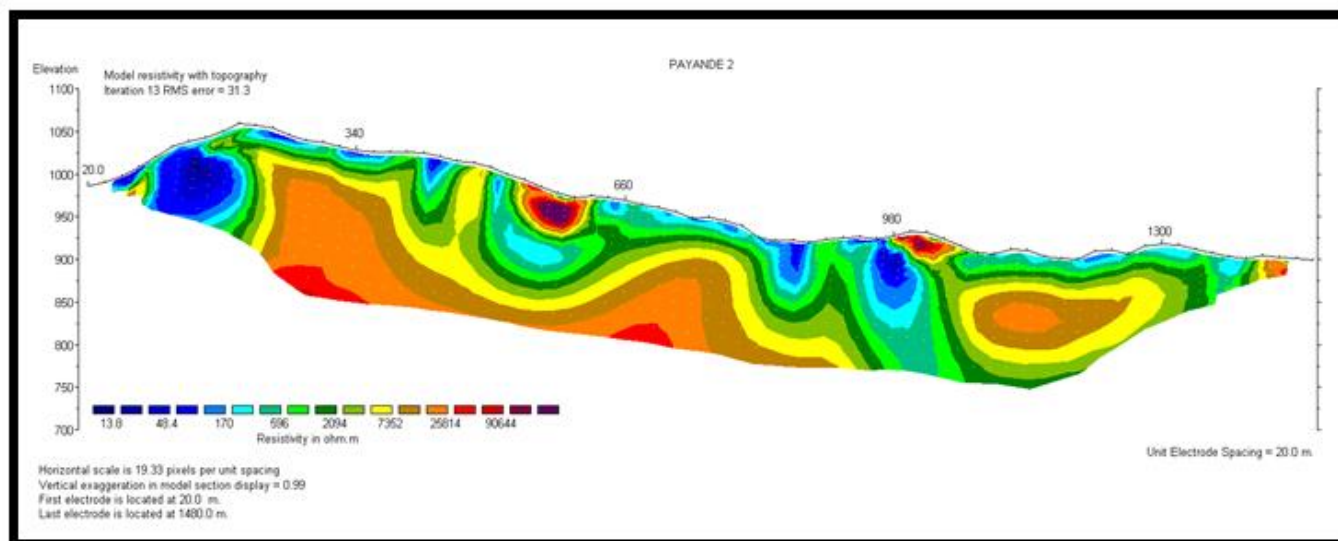


Figura 47. Tomografía geoelectrica 2 del total de los datos.

Utilizando el sub-menú de edición de datos se seleccionaron los datos cuyo logaritmo del error entre los datos medidos y calculados no superara el 70% y se generaron nuevos archivos de entrada .dat (ANEXO G). Luego de repetir la secuencia de pasos de procesamiento 1 a 3 se obtienen los perfiles a interpretar (figuras 48 y 49).

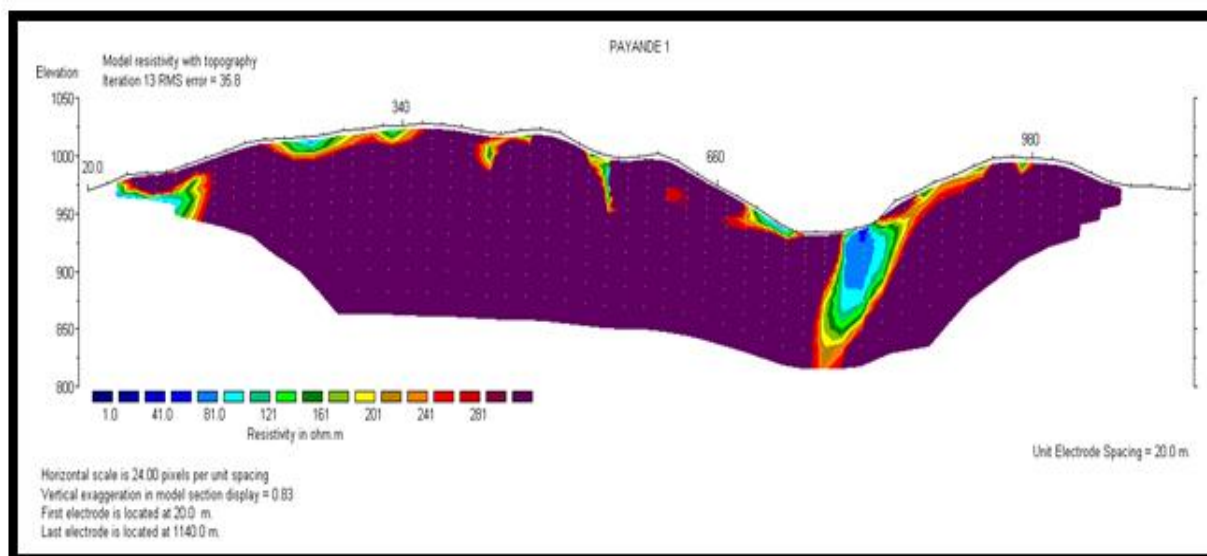


Figura 48. Tomografía geoelectrica 1 a interpretar.

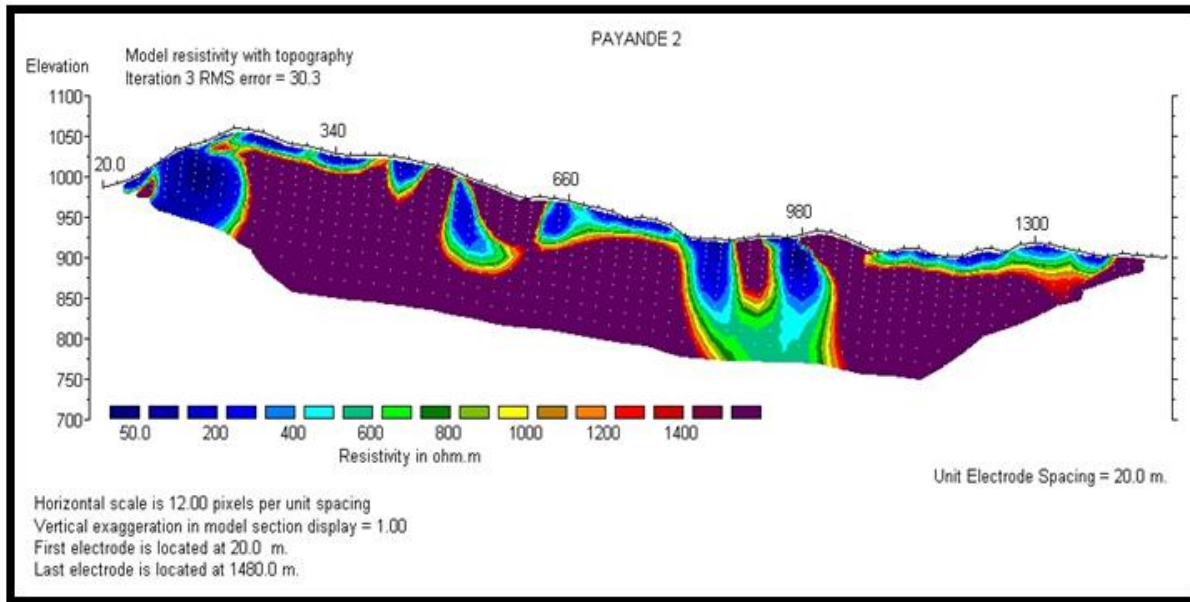


Figura 49. Tomografía geoelectrica 2 a interpretar.

4.3. PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS

4.3.1. Creación de bases de datos gravimétricos

<<Esta inquietud ya era evidente en su carta del 18 de febrero de 1670. Collins le había pedido permiso para publicar una fórmula sobre anualidades que le había enviado Newton. Newton había accedido:<<...pero sin mi firma. Pues no veo nada deseable en el reconocimiento público, suponiendo que fuera capaz de conseguirlo y mantenerlo. Seguramente, esto haría que se me conociera más, algo que no me interesa en absoluto...>>

Tomado de "Newton: una vida" de Westfall, R.

Para este trabajo se usaron 2 bases de datos gravimétricos a saber: EIGEN6C-4 y GGMplus; estas bases se generaron a partir de modelos de armónicos esféricos obtenidos mediante datos satelitales y terrestres. Para el procesamiento e interpretación de datos se seleccionó un área cuadrada de 14 kms de lado centrada en la zona cartografiada (Figura 50).

EIGEN6C-4

Los EIGEN (European Improved Gravity model of the Earth By New techniques) son un conjunto de modelos gravimétricos globales generados a partir de datos combinados satelitales y terrestres. El modelo EIGEN-6C, publicado en 2011, se generó a partir del cómputo de datos de las misiones GOCE, LAGEOS, y GRACE combinados con la información de la base de datos terrestres DTU10; este modelo alcanzó un grado y orden 1440 (correspondiente a una resolución espacial aproximada de 14 km). Para este primer modelo, los coeficientes de armónicos esféricos

para las ecuaciones diagonales del modelo son calculadas a partir de datos terrestres exclusivamente. Las subsiguientes actualizaciones, EIGEN-6C2 (2012) y EIGEN-6C3 (2013) fueron completados hasta grado y orden 1949 (correspondiente a una resolución espacial aproximada de 10 km) utilizando datos de las misiones LAGEOS, GRACE y GOCE. La última actualización del modelo, EIGEN-6C4 (2014), incluye además mediciones gradiométricas de GOCE (2013) (Forste, 2014). Los datos de Anomalía de Bouguer se pueden encontrar en el sitio web:

<http://icgem.gfz-potsdam.de>

A partir de estos datos se generó el mapa expuesto en la figura 50 cuya componente regional se muestra en la figura 51.

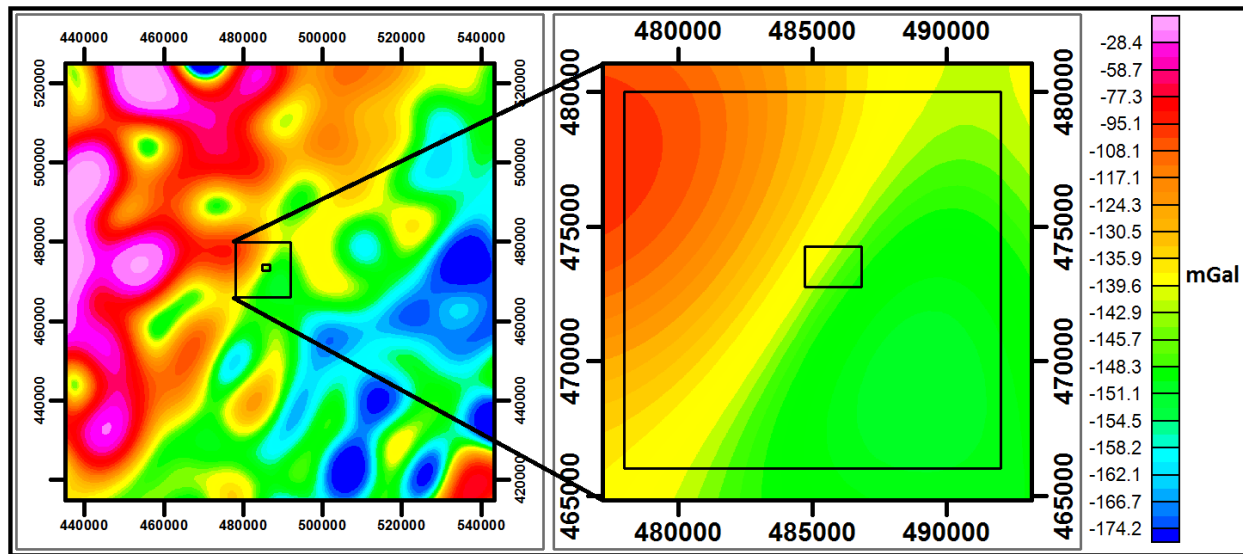


Figura 50. Mapa de anomalía de Bouguer a partir de la base de datos EIGEN6C-4. A la izquierda vista regional, a la derecha vista de área a interpretar.

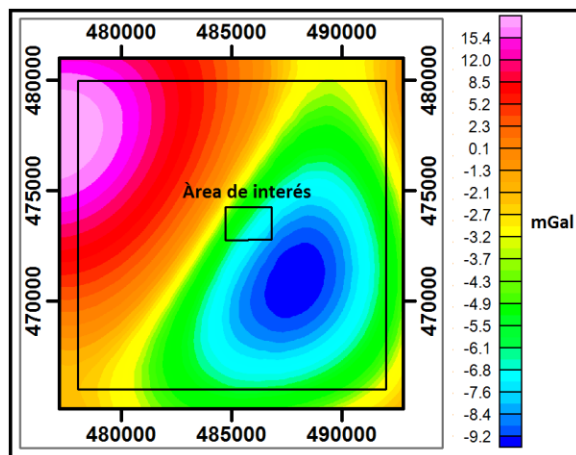


Figura 51. Mapa de la componente residual (filter standard deviation = 0.034614) de la anomalía de Bouguer a partir de la base de datos EIGEN6C-4.

GGMPLUS

El modelo GGMPLUS (Global Gravity Model, se le añade PLUS porque supera la resolución de los modelos precedentes) ofrece mapas de gravedad terrestre con una resolución espacial aproximada de 200 m obtenidos utilizando datos topográficos y gravimétricos (satelitales y terrestres) (Hirt, 2010; Hirt et al, 2010) aplicando técnicas de computación paralela masiva. En este modelo los datos topográficos de alta resolución son usados para estimar los efectos gravitatorios a pequeña escala (Sanso, 2013; Tziavos, 2013; Pavlis, 2012; Forsberg, 1981). Los datos usados para este proyecto se descargaron de la página web de la Universidad de Curtin a través del enlace:

<http://ddfe.curtin.edu.au/gravitymodels/GGMplus/>

Dado que los datos descargados no contienen la información topográfica de las medidas se hace necesario integrársela usando la sub rutina de Matlab expuesta en el ANEXO H que toma los datos topográficos del DEM del área (tomados de <https://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>) y se los asigna (según su ubicación) a los datos gravimétricos de acuerdo al formato requerido por el software de procesamiento de datos gravimétricos (Oasis Montaj).

El archivo generado en el paso anterior es cargado al software de procesamiento de datos gravimétricos (Oasis Montaj) donde se le aplican las correcciones (usando una densidad estándar de 2,67 g/cm) de acuerdo a lo expuesto en el manual de referencia para el tema (Whitehead, 2006) obteniendo el mapa de anomalía de Bouguer (figura 52). Las figura 53 y 54 muestran las componentes residual y regional de la anomalía de Bouguer para datos provenientes de la base de datos GGMPlus.

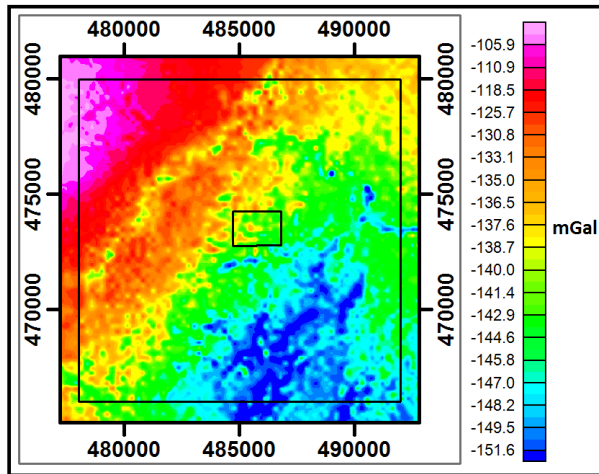


Figura 52. Mapa de anomalía de Bouguer a partir de la base de datos GGMPLUS.

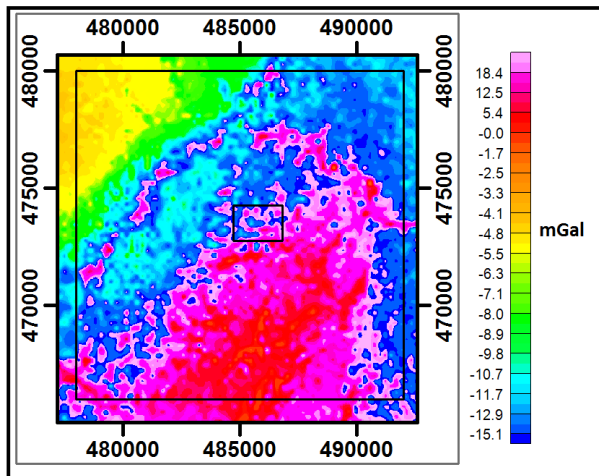


Figura 53. Mapa de anomalía residual de Bouguer (filter standard deviation = 0.00968) a partir de datos provenientes de la base de datos GGMPLUS.

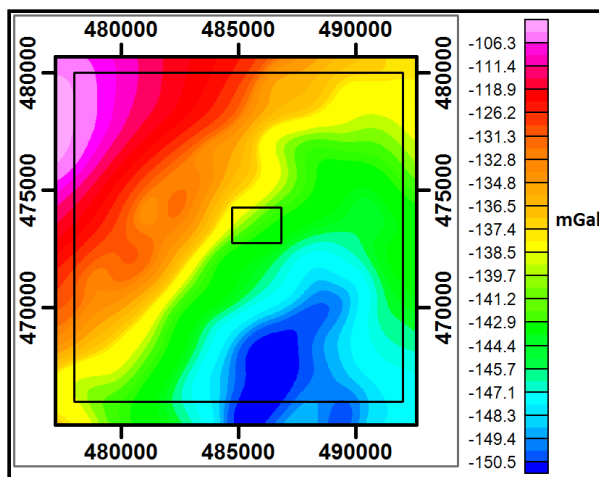


Figura 54. Mapa de anomalía regional de Bouguer (filter standard deviation = 0.00968) a partir de la base de datos GGMPLUS.

4.4. MAPAS DE PROFUNDIDAD DE BASAMENTO

“No sabemos, solo podemos conjeturar.”

Karl Popper.

Spector y Grant (1970) proponen un método que considera la relación entre la profundidad de una fuente en el subsuelo y el espectro de potencia radial en función del número de onda de la señal completa (figura 55) dentro de una ventana espacial de datos dada. En principio, el espectro radial del campo en un plano de observación 2-D decrece a medida que la profundidad "t" de la fuente aumenta por el factor e^{-2tr} , siendo "r" el número de onda.

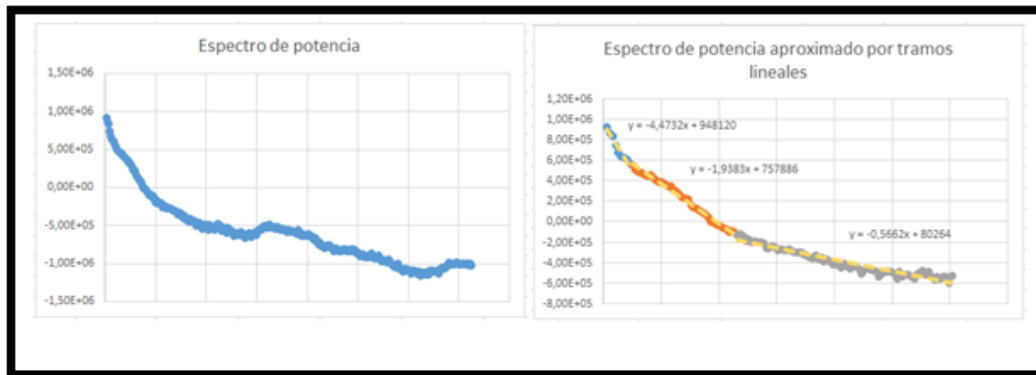


Figura 55. Espectro de potencia de datos gravimétricos (izquierda). Espectro de potencia aproximado por tramos lineales para el cálculo de profundidades de contacto de contrastes de densidad.

Cada tramo lineal, definido por intervalos de frecuencia en el espectro, corresponde con una fuente que genera una anomalía de manera tal, que la pendiente de la recta es directamente relacionable con la profundidad de dicha fuente (Bhattacharyya, 1966; Spector y Grant, 1970; Mishra y Naidu, 1974) mediante a la ecuación:

$$\text{Profundidad} = \frac{m}{(4 \cdot \pi)} \quad (15)$$

donde m representa la pendiente de la curva.

De acuerdo con Studinger (1997) (citado por García, 2009), el método para la determinación de profundidades a partir del análisis espectral primeramente asume que las interfaces son horizontales con pequeñas variaciones en su relieve; además, dentro de las condiciones que debe cumplir un área de estudio, para la obtención de resultados óptimos a partir de la aplicación de esta herramienta, se encuentran:

a) Una distribución espacial de datos uniforme.

b) Provincias de geología uniforme.

c) La ventana de datos debe estar al menos entre 4 y 6 veces la profundidad a explorar (Spector y Grant, 1970 citado por Camacho, 2013).

Para la aplicación del método de Spector y Grant se ejecutaron sub-rutinas de procesamiento de datos para sub áreas (ventanas) cuadradas de hasta 20 km de lado (8, 16 y 20 kms para datos del modelo EIGEN6C4; 5, 8 y 20 kms de lado para datos provenientes del modelo GGM+) con un distanciamiento constante de 2kms entre los centros de las ventanas. Como producto de este procesamiento se obtuvieron 6 mapas de profundidad de basamento (3 a partir del modelo EIGEN6C-4 y 3 a partir del modelo GGMPLUS). Para cada mapa se procesaron 144 sub áreas para un total de 864 sub áreas. El ANEXO I (“SECUENCIA DE PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS USANDO SUB RUTINAS EN MATLAB Y OASIS MONTAJ.doc”) describe las sub rutinas de procesamiento que permiten la implementación semi – automática de la metodología descrita por Camacho (2013). Las figuras 56 a 61 muestran los resultados obtenidos dentro del área de estudio señalada en el apartado 4.3.1. (figura 50).

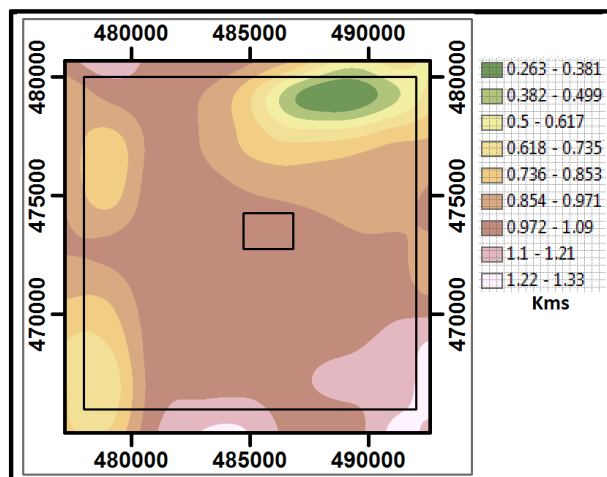


Figura 56. Mapa de profundidades de basamento para sub-áreas de 8 kms de lado a partir de datos provenientes del modelo EIGEN6C4.

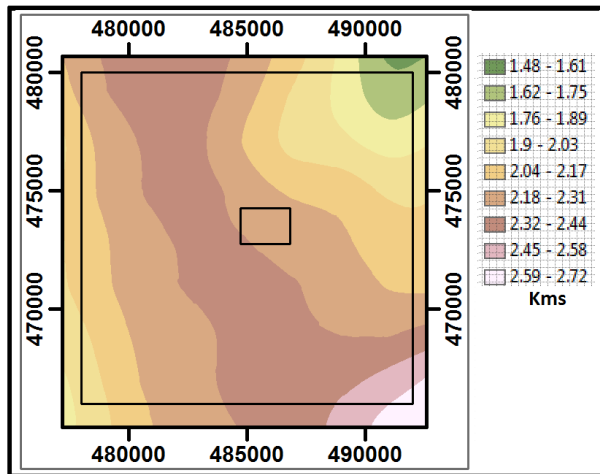


Figura 57. Mapa de profundidades de basamento para sub-áreas de 16 kms de lado a partir de datos provenientes del modelo EIGEN6C4.

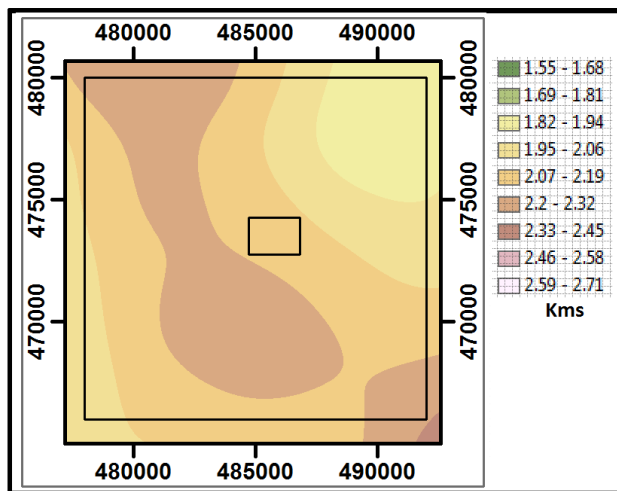


Figura 58. Mapa de profundidades de basamento para sub-áreas de 20 kms de lado a partir de datos provenientes del modelo EIGEN6C4.

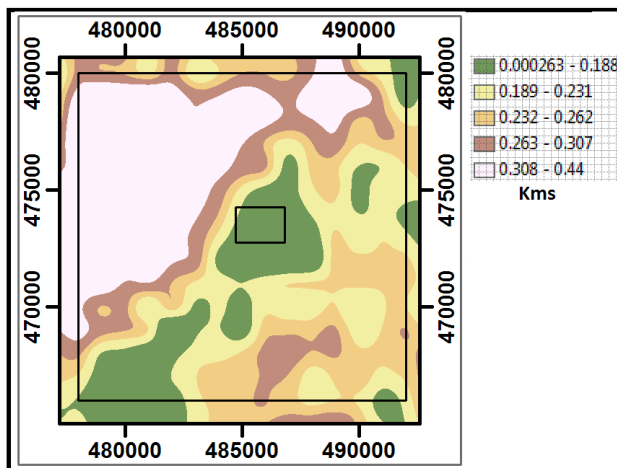


Figura 59. Mapa de profundidades de basamento para sub-áreas de 5 kms de lado a partir de datos provenientes del modelo GGMPLUS.

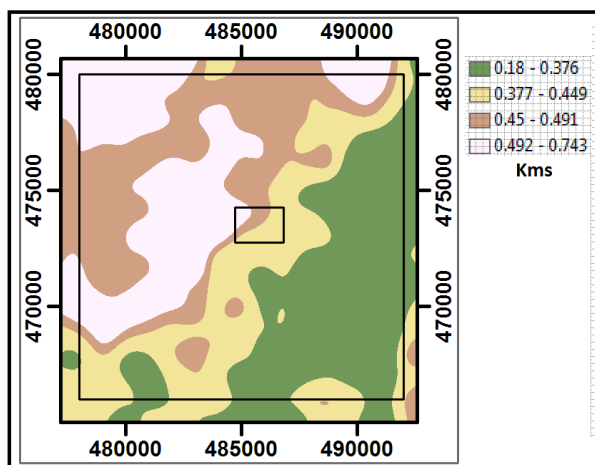


Figura 60. Mapa de profundidades de basamento para sub-áreas de 8 kms de lado a partir de datos provenientes del modelo GGMPLUS.

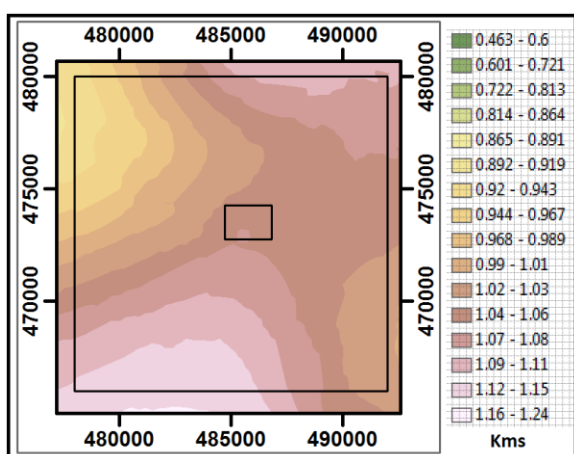


Figura 61. Mapa de profundidades de basamento para sub-áreas de 20 kms de lado a partir de datos provenientes del modelo GGMPLUS.

CAPITULO V

ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

“La ciencia puede describirse como el arte de la simplificación sistemática”

Karl Popper

5.1. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN GEOELÉCTRICA

El uso de las técnicas geoeléctricas para el modelamiento de yacimientos calcáreos es una aplicación recurrente de este método y las referencias a este tipo de trabajos son ya un lugar común en la literatura dedicada al tema (Alile et al., 2016; Ravindran et al., 2012; Mihevc et al., 2010; Ndougsa-Mbarga et al., 2014; Cwiklik et al., 2013; Onimisi et al., 2014; Muchaidze, I. 2008; Fadhli, Z., 2015).

La tabla 5 resalta los rangos de resistividad para los tipos de roca encontrados en el área de estudio; en ella observamos que existen rangos comunes a varios de los materiales encontrados y que, por ejemplo, rangos del orden de los centenares de ohm.m pueden interpretarse, según la tabla de valores, como mármoles, calizas, areniscas o hematitas; con el objetivo de resolver esta ambigüedad se jerarquizan los criterios de interpretación dándole prioridad a los resultados de la cartografía geológica de campo y ajustando los rangos de resistividades usadas para la interpretación geoeléctrica de acuerdo a su coherencia con la cartografía.

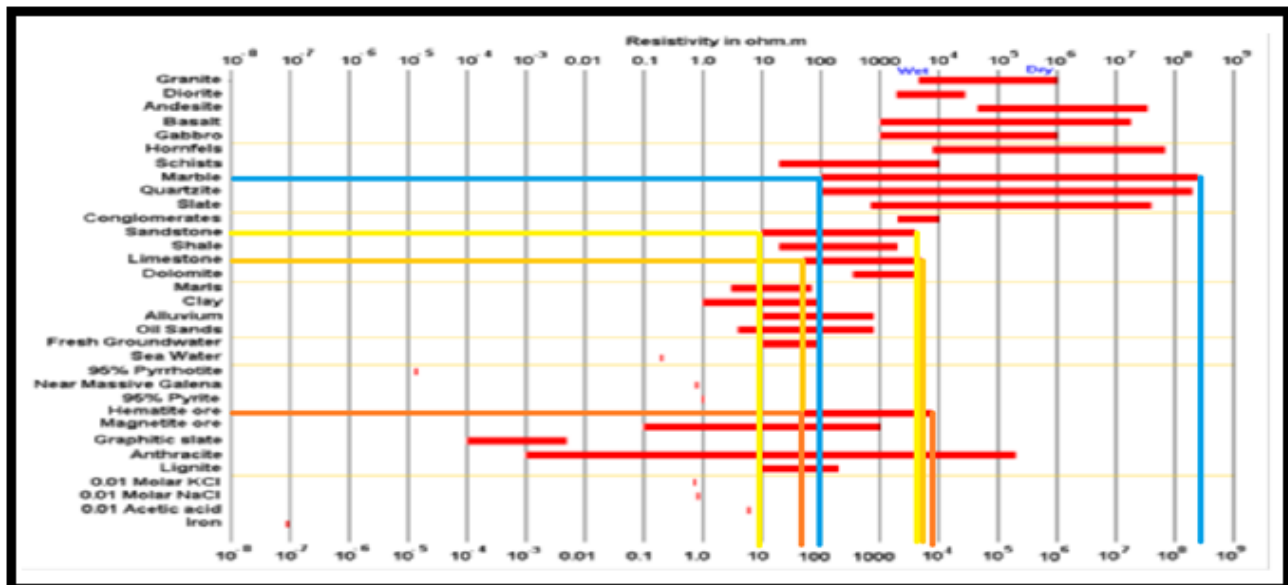


Tabla 5. Rangos de resistividad eléctrica para los tipos de roca encontrados en el área de estudio (Locke, 2012).

La tomografía 1 se ubicó sobre el cuerpo de mármol con orientación aproximada N70E y extensión de 1120 metros; el objetivo de esta tomografía era conocer la profundidad del contacto ígneo-metamórfico, es decir, el piso del cuerpo de mármol. Los rangos de resistividad eléctrica obtenidos (200-10800 ohm.m aproximadamente) para el dominio morado de la figura 62 se incluyen dentro de los asignados para MÁRMOL en la tabla 5; la figura se interpreta como un bloque compacto de material de mármol con algunas zonas alteradas superficiales y una anomalía sub-vertical de baja resistividad. La ubicación de esta anomalía coincide con el curso de la Quebrada El Salto (figura 63) y el rango de resistividades (10-100 ohm.m aproximadamente) sugiere la saturación de esta zona; si bien la información depositada en la cartera de trabajo de campo geológico (anexo J) no incluye indicaciones de fallamiento en esta zona, la cartografía geológica regional (Ingeominas, 2015) muestra el trazado de la falla El Salitre a menos de 1 kilómetro de la zona anómala (figura 62) por lo que se propone, a modo de hipótesis, la presencia de una zona fracturada y saturada asociable a dicha falla. La imagen alcanza 180 m de profundidad aproximadamente y en ella no se identifican contrastes de resistividad asociables al contacto ígneo-metamórfico.

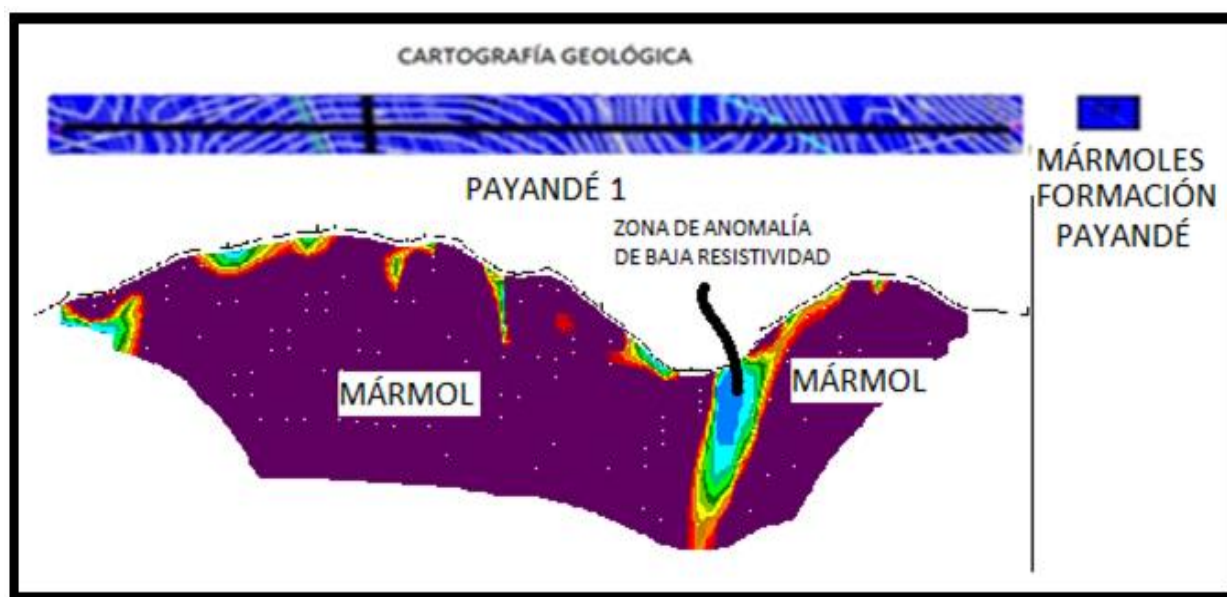


Figura 62. Tomografía Geoeléctrica 1 interpretada.

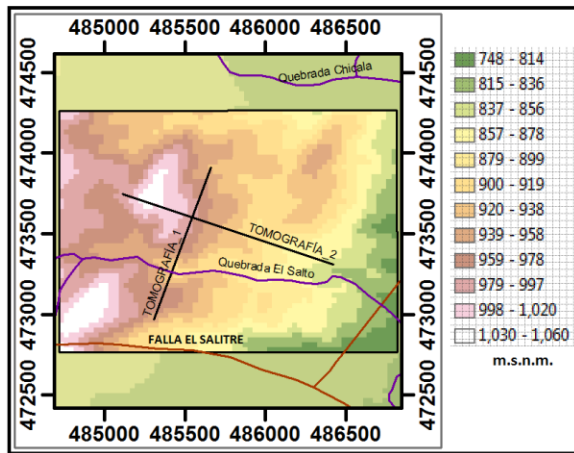


Figura 63 Ubicación de las tomografías en el modelo digital de elevación local (www.geosur.info), drenajes (www.igac.gov.co) y trazado de fallas regionales (Ingeominas, 2015).

La tomografía 2 (figura 64) se ubicó de forma transversal a las estructuras geológicas identificadas; con orientación aproximada N73O, extensión de 1460 metros y una profundidad de investigación máxima aproximada de 180 m; el objetivo de esta tomografía era delinear en profundidad los contactos ígneo-metamórfico (ZONA DE SKARN – CUERPO DE MÁRMOL), metamórfico-sedimentario (CUERPO DE MÁRMOL – CALIZA) y CALIZA – ARENISCA.

En una clara correspondencia con la cartografía geológica, la ZONA DE SKARN (figura 64,65 y 66) inicia en el extremo N-O de la imagen y se prolonga lateralmente los primeros 200 mts mostrando un rango de resistividades del orden de 50 a 150 ohm.m; adyacente al SE encontramos una franja de unos 550 mts de ancho de material de mármol con rangos de resistividad del orden de los 200-2000 ohm.m; las variaciones en los rangos de resistividad eléctrica en esta zona se atribuyen a diferencias en los procesos de metamorfismo y meteorización, aunque solo análisis geoquímicos y petrofísicos detallados podrían corroborar esta hipótesis.

La siguiente franja, en dirección SE, se corresponde con la zona cartografiada como CALIZA; tiene una extensión lateral aproximada de 150 mts y valores de resistividad de 150-1000 ohm.m aproximadamente.

Por último, en el extremo SE de la imagen encontramos un paquete superficial de ARENISCAS (según el resultado de la cartografía geológica) con rangos de resistividad del orden 300-1000 ohm.m.

La geometría de los contactos muestra buzamiento sub-vertical (72° - 80°). La correlación espacial entre los contactos cartografiados y los contactos modelados por la exploración geoelectrica fue bastante consistente. La figura 65 muestra la ubicación de los contactos Ígneo-Mármol (C-IM),

Mármol-Caliza (C-MC) y Caliza-Arenisca (C-CA) en la tomografía 2 y la figura 66 ubica estos contactos en el mapa de cartografía geológica local.

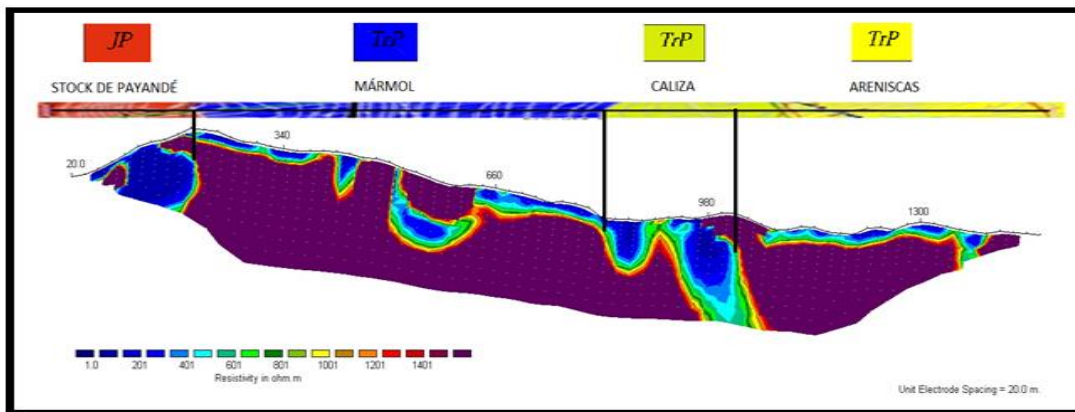


Figura 64. Tomografía 2 interpretada.

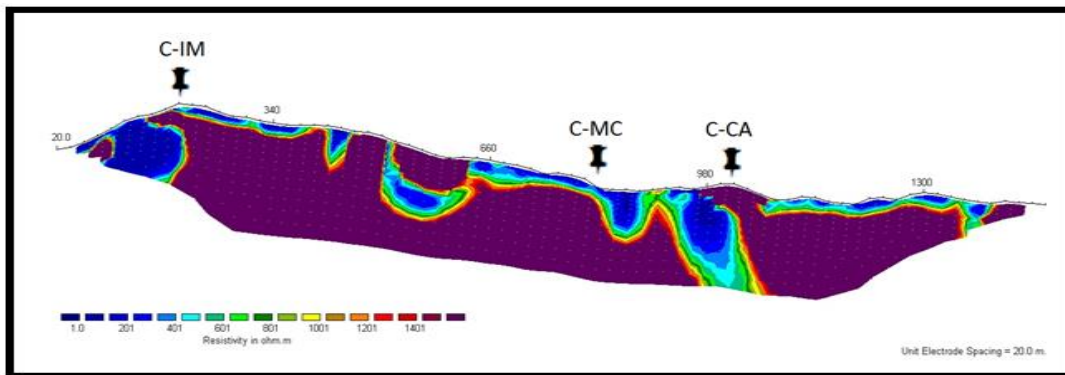


Figura 65. Tomografía 2 interpretada.

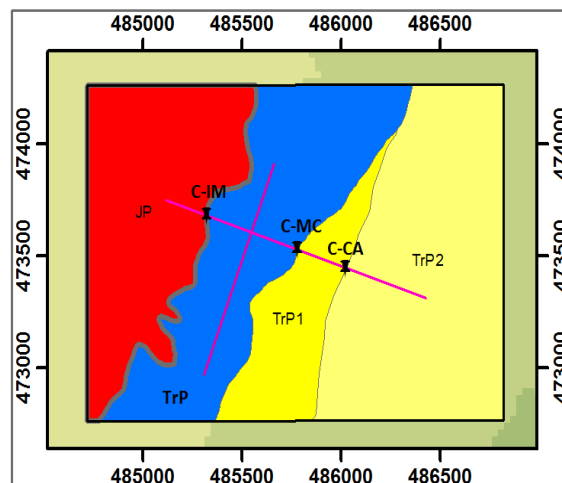


Figura 66. Ubicación de contactos tomografía 2 en el mapa de cartografía geológica local.

5.2. INTERPRETACIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS

“Buenas pruebas, matan teorías erróneas.”

Karl Popper

La zona de interés presenta una historia particular de intrusiones magmáticas que dan lugar a significativos contactos entre distintos terrenos a escala regional. Esto permite que la región seleccionada sea un escenario natural ideal para la evaluación del método gravimétrico como herramienta de interpretación de contactos sub-verticales entre cuerpos de alto contraste de densidad.

5.2.1. Interpretación de mapas de anomalía de Bouguer

"Anytime you have an opportunity to make a difference in this world and you don't,
then you are wasting your time on this earth"

Roberto Clemente

Las figuras 67 y 72 sobreponen los resultados de los mapas de cartografía geológica a los mapas de anomalía regional de Bouguer; en ellas, la coincidencia entre la orientación de las estructuras cartografiadas y la orientación de las anomalías gravimétricas (N30E aproximadamente) permite interpretar claramente el contacto ÍGNEO-SEDIMENTARIO (figuras 70, 71 y 72). Para este análisis se asumió la correspondencia, desde el punto de vista gravimétrico, de los materiales marmorizados y las rocas ígneas. De acuerdo a lo expuesto en la tabla 2, las rocas ígneas presentan densidades aproximadas del orden de 2.5-2.9 g/cm³ y las rocas sedimentarias del orden de 1.9-2.8 g/cm³. Los rangos encontrados para la anomalía gravimétrica (anomalía de Bouguer) en las zonas con predominancia de ROCAS ÍGNEAS son del orden de -138 a -110 miliGales y en las zonas con predominancia de ROCAS SEDIMENTARIAS del orden de -138 a -148 miliGales.

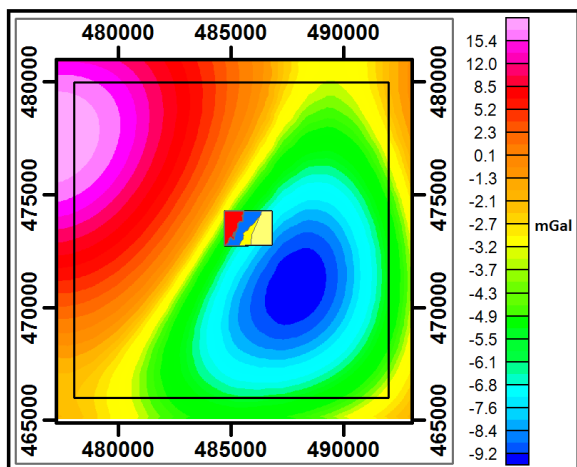


Figura 67. Mapa de cartografía geológica local sobrepuesto al mapa de anomalía residual de Bouguer generado a partir de datos provenientes del modelo EIGEN6C-4.

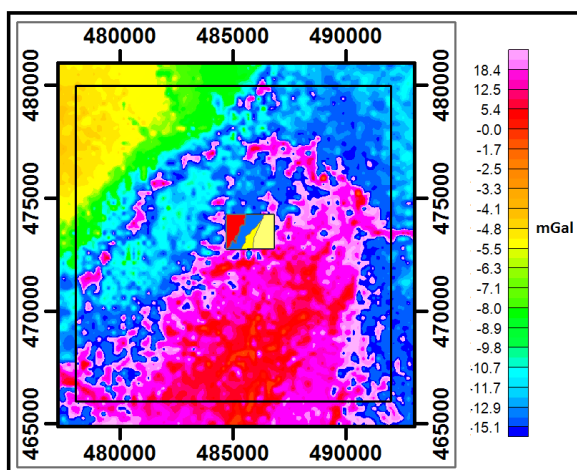


Figura 68. Mapa de cartografía geológica local sobrepuesto al mapa de anomalía residual de Bouguer generado a partir de datos provenientes del modelo GGMPLUS.

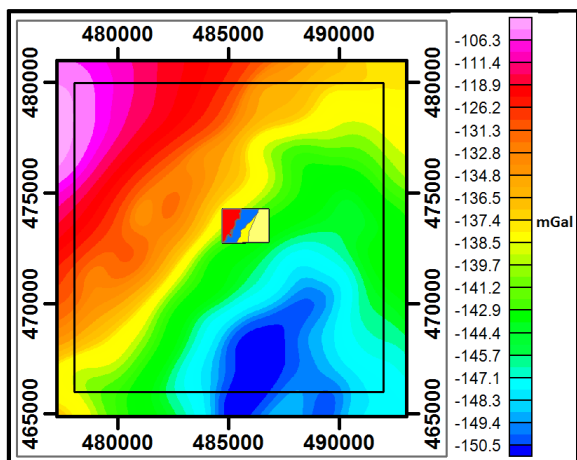


Figura 69. Mapa de cartografía geológica local sobrepuesto al mapa de anomalía regional de Bouguer generado a partir de datos provenientes del modelo GGMPLUS.

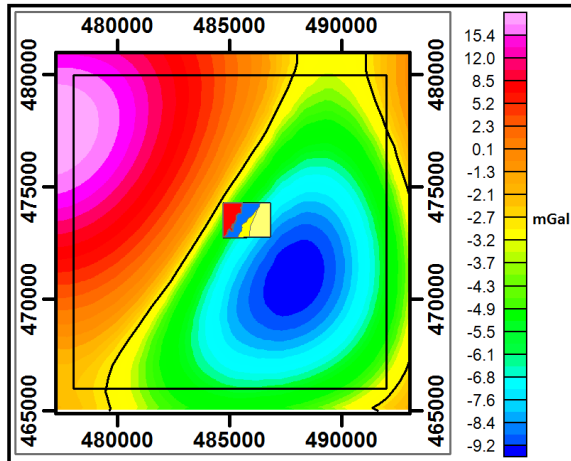


Figura 70. Lineamiento del contacto Ígneo-Sedimentario a partir del mapa anomalía residual de Bouguer generado con datos provenientes del modelo EIGEN6C-4.

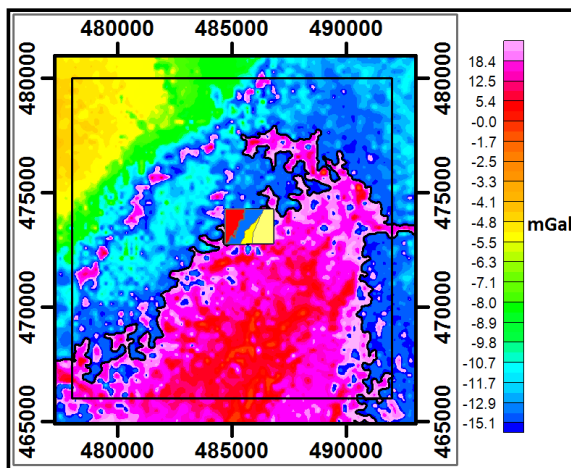


Figura 71. Lineamiento del contacto Ígneo-Sedimentario a partir del mapa anomalía residual de Bouguer generado con datos provenientes del modelo GGMPLUS.

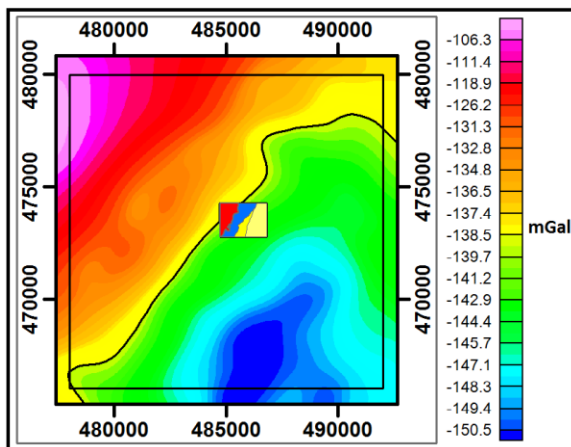


Figura 72. Lineamiento del contacto Ígneo-Sedimentario a partir del mapa anomalía regional de Bouguer generado con datos provenientes del modelo GGMPLUS.

5.2.2. Interpretación de mapas de profundidad de basamento

<<...Porque, a mi juicio, el método más seguro y apropiado de filosofar consiste en, primero, preguntarse constantemente por las propiedades de las cosas y establecer dichas propiedades por medio de experimentos, para, después, proceder más lentamente hacia la elaboración de hipótesis que las expliquen...>>

Tomado de “Newton: una vida” de Westfall, R.

Dado que el objetivo de este trabajo se limita a la delineación del contacto Ígneo-Sedimentario, para la interpretación de los mapas de profundidad de basamento se seleccionaron los mapas obtenidos de acuerdo a su coherencia con la orientación de las estructuras geológicas aflorantes. Conforme a este criterio, los mapas de profundidad de basamento generados a partir de datos del modelo EIGEN6C-4 NO MOSTRARON COHERENCIA con la orientación de las estructuras (figuras 73, 74 y 75); esta discrepancia se interpreta como consecuencia de la baja resolución espacial de los datos del modelo utilizado, lo que impide el modelamiento de la zona más alta de espectro radial de potencia que corresponde a las fuentes más cercanas.

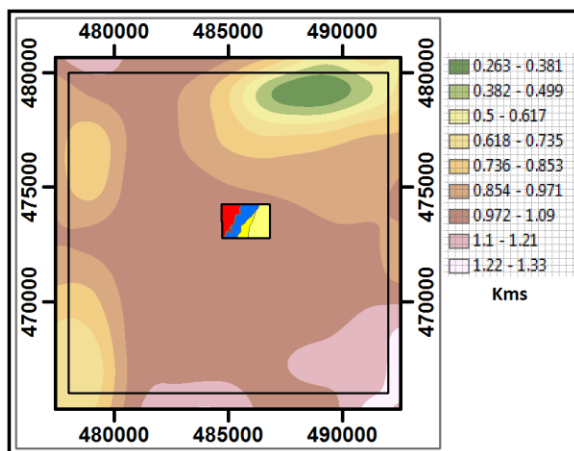


Figura 73. Mapa de cartografía geológica local sobrepuesto al mapa de profundidades de basamento generado a partir de datos provenientes del modelo EIGEN6C-4 para sub áreas cuadradas de 8kms de lado.

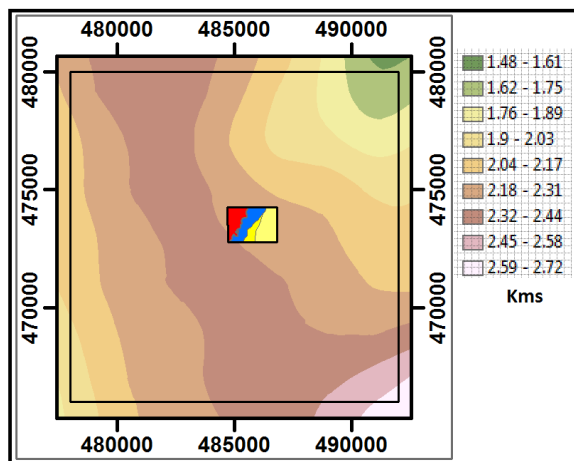


Figura 74. Mapa de cartografía geológica local sobrepuesto al mapa de profundidades de basamento generado a partir de datos provenientes del modelo EIGEN6C-4 para sub áreas cuadradas de 16kms de lado.

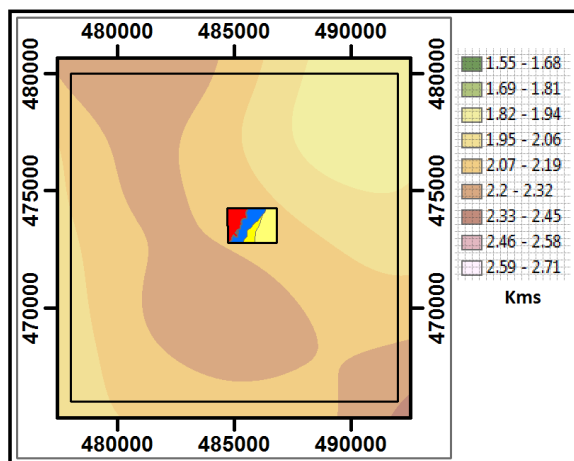


Figura 75. Mapa de cartografía geológica local sobrepuesto al mapa de profundidades de basamento generado a partir de datos provenientes del modelo EIGEN6C-4 para sub áreas cuadradas de 20kms de lado.

A diferencia de los resultados obtenidos con los datos provenientes del modelo EIGEN6C-4, los resultados del modelo GGMPLUS (figuras 76, 77 y 78) permiten la identificación de anomalías con orientaciones consistentes con los resultados de la cartografía geológica y los mapas de anomalía de Bouguer. Es de notar que la longitud del lado de las sub áreas utilizadas para la generación de los mapas de profundidad de basamento influye tanto en la orientación como en la homogeneidad de las anomalías mapeadas mostrando mayor consistencia las de menor longitud (5kms de lado); este efecto se atribuye a la no-uniformidad geológica de las sub-áreas cercanas al contacto estudiado.

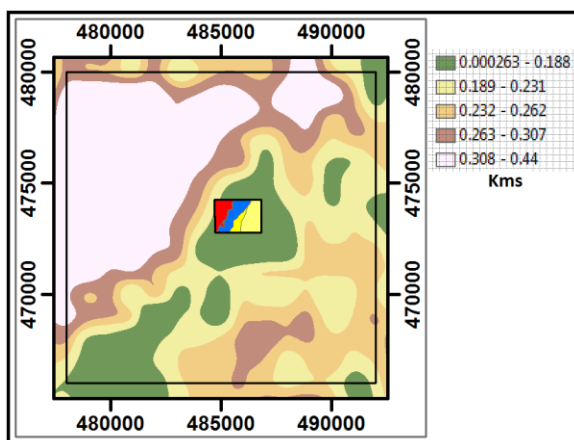


Figura 76. Mapa de cartografía geológica local sobrepuesto al mapa de profundidades de basamento generado a partir de datos provenientes del modelo GGMPLUS para sub áreas cuadradas de 5kms de lado.

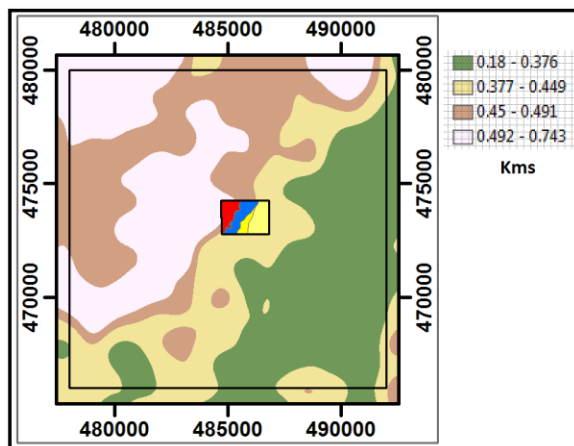


Figura 77. Mapa de cartografía geológica local sobrepuesto al mapa de profundidades de basamento generado a partir de datos provenientes del modelo GGMPLUS para sub áreas cuadradas de 8kms de lado.

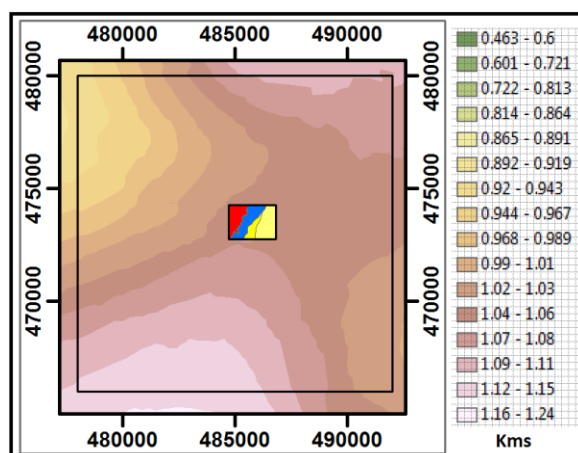


Figura 78. Mapa de cartografía geológica local sobrepuesto al mapa de profundidades de basamento generado a partir de datos provenientes del modelo GGMPLUS para sub áreas cuadradas de 20kms de lado.

5.2.3. Interpretación gravimétrica regional

<<...Lo cierto es que mis nociones sobre cosas de esta índole están tan poco elaboradas que no me siento satisfecho, y me resulta difícil mostrar a los demás algo que no considero digno, especialmente en el campo de la filosofía natural, donde no existen límites para la especulación.>>

Extracto de la carta de I.N. a Boyle de 1679.

Si bien la interpretación regional no está dentro de los objetivos de este trabajo, la consistencia de los resultados obtenidos a escala local permite la aplicación, al menos preliminar, de algunos criterios generales de interpretación.

Al extender regionalmente el lineamiento propuesto en el apartado 5.2.1 (Figuras 79a y 80a) se observa que este se encuentra desplazado al oriente (Figuras 79b y 80b) con relación al contacto geológico de los mapas de referencia utilizados (Ingeominas, 2015). Esto sugiere que los depósitos sedimentarios ubicados entre estos dos lineamientos (gravimétrico y geológico) se encuentran subyacidos por un sócalo ígneo.

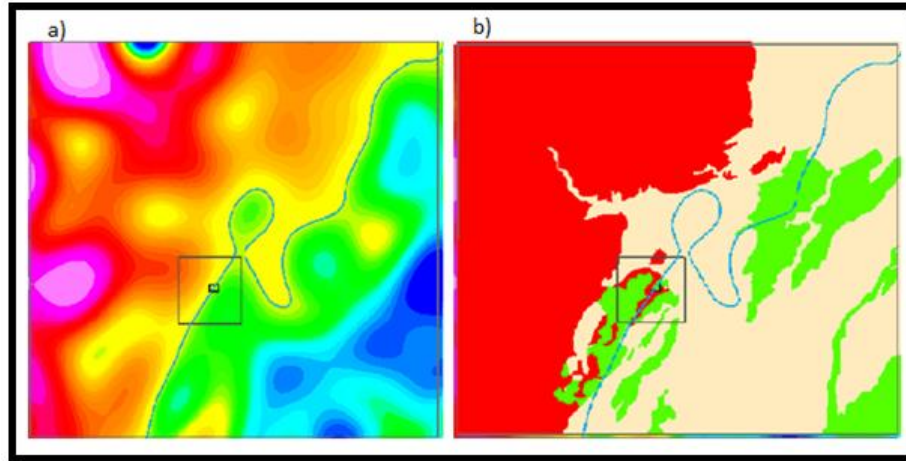


Figura 79. (a) Lineamiento gravimétrico Ígneo-Sedimentario con datos provenientes del modelo EIGEN6C-4. (b) Lineamiento sobrepuesto al mapa geológico regional.

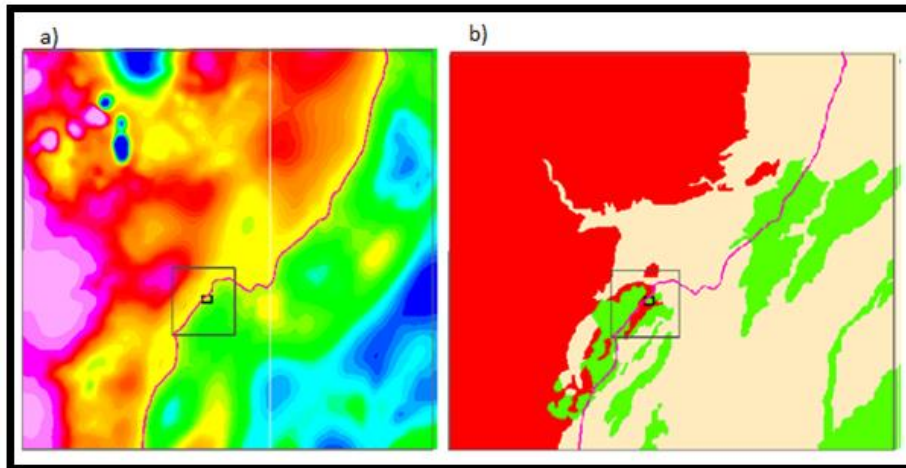


Figura 80. (a) Lineamiento gravimétrico Ígneo-Sedimentario con datos provenientes del modelo GGMPLUS. (b) Lineamiento sobrepuesto al mapa geológico regional.

La superposición del mapa estructural regional (Ingeominas, 2015; Diederix, 2006) al mapa de la componente regional de la señal analítica de la anomalía de Bouguer (figuras 81 y 82) evidencia la correspondencia de algunos segmentos de falla (como la Falla de Ibagué, la falla de Tomogó y la Falla de Samaria) con lineamientos de anomalía gravimétrica e incluso permite arriesgar una cuantificación del desplazamiento de la falla de Ibagué (figuras 83 y 84) del orden de entre 24.5 km y 29.9 km que se aproxima a lo expuesto por Montes (2005) y Diederix (2006) (30 km a 32 km).

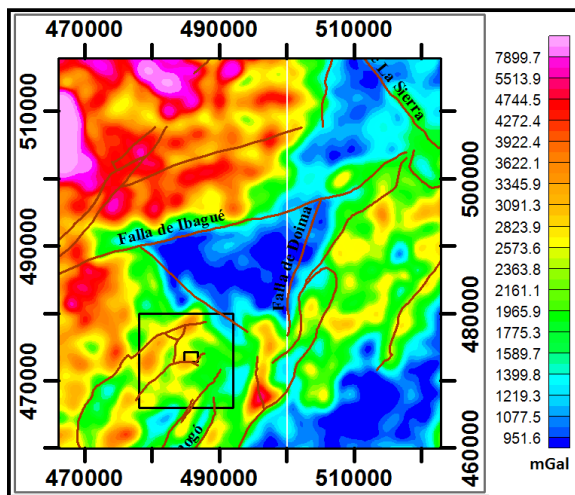


Figura 81. Lineamientos de falla regional (Ingeominas, 2015) sobrepuestos al mapa de componente regional de la señal analítica del mapa de anomalía de Bouguer.

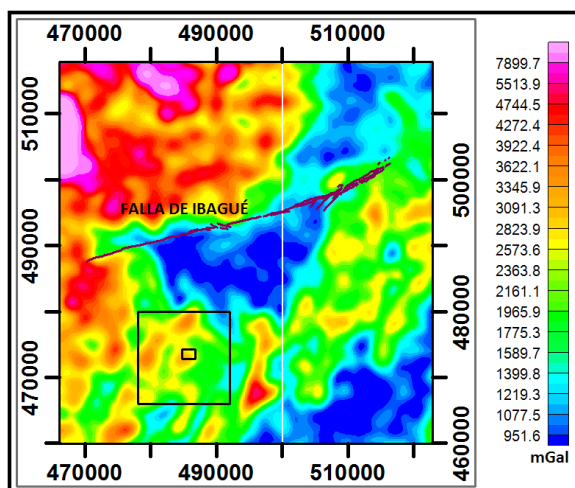


Figura 82. Lineamientos de la Falla de Ibagué (Diederix y Audemard, 2006) sobrepuestos al mapa de componente regional de la señal analítica del mapa de anomalía de Bouguer.

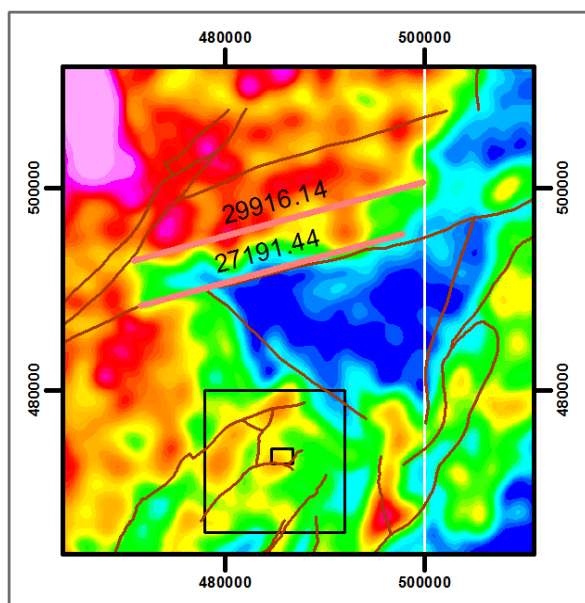


Figura 83. Desplazamiento propuesto para la falla de Ibagué a partir de mapa de componente regional de la señal analítica del mapa de anomalía de Bouguer (GGMPlus).

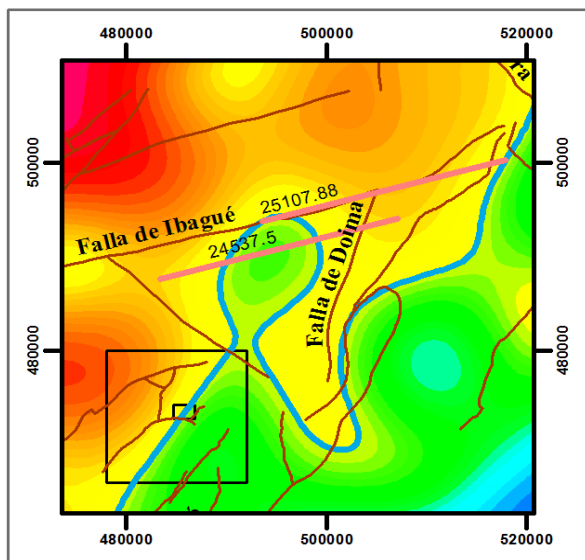


Figura 84. Desplazamiento propuesto para la falla de Ibagué a partir de mapa de anomalía de Bouguer (EIGEN6C4).

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con base en los resultados obtenidos y la interpretación realizada, se han planteado las siguientes conclusiones:

Se comprueba la capacidad de la metodología propuesta para la interpretación complementaria de las técnicas geoelectrica y gravimétrica para el delineamiento ÍGNEO-SEDIMENTÁRIO en el contexto geológico específico del área de estudio.

Se constata la capacidad del método geoelectrico, aplicando la metodología denominada tomografía geoelectrica, para el delineamiento del contacto SKARN-MÁRMOL en la circunstancia geológica específica del área de estudio.

Se constata la capacidad del método geoelectrico, aplicando la metodología denominada tomografía geoelectrica, para el delineamiento de contacto MÁRMOL-CALIZA en la circunstancia geológica específica del área de estudio.

Se constata la capacidad del método geoelectrico, aplicando la metodología denominada tomografía geoelectrica, para el delineamiento de contacto CALIZA-ARENIZCA en la circunstancia geológica específica del área de estudio.

Se constata la capacidad del método geoelectrico, aplicando la metodología denominada tomografía geoelectrica, para el delineamiento del contacto ÍGNEO-SEDIMENTÁRIO observando un contacto sub-vertical de aproximadamente 72-80° de buzamiento hasta una profundidad aproximada de 150 metros.

En los mapas de anomalía de Bouguer provenientes de las bases de datos evaluadas (EIGEN6C4 y GGMPLUS), se identifican anomalías gravimétricas positivas de aproximadamente 38 mgal que correlacionan geológicamente, a escala local, con el STOCK DE PAYANDÉ y, a escala regional, con el BATOLITO DE IBAGUÉ.

En los mapas de profundidad de basamento generados a partir de datos provenientes de la base de datos GGMPLUS se logró identificar anomalías con orientaciones consistentes con la orientación de las estructuras geológicas de la zona de estudio, mientras que en los mapas de profundidad de basamento generados a partir de datos provenientes de la base de datos EIGEN6C4 no se

observaron orientaciones consistentes entre ambos mapas (geológicos y de profundidad de basamento).

La superposición de mapas de lineamientos de fallas regionales a los mapas de anomalía gravimétrica generados (específicamente a mapas de componente regional de la señal analítica de la anomalía de Bouguer) evidencia la capacidad de esta herramienta para el delineamiento de rasgos estructurales.

Se recomienda la realización de perfiles de tomografía geoelectrica de mayor longitud y profundidad de exploración para modelar zonas más profundas del contacto ÍGNEO-SEDIMENTARIO. Además realizar una mayor cantidad de perfiles que permitirían elaborar un mapa más detallado de dicho contacto.

Asimismo, se recomienda la recopilación de datos de cartografía geológica detallada y de pozo que permitan interpretar la composición y distribución de los principales elementos geológicos que influyen la respuesta gravimétrica del contacto ÍGNEO-SEDIMENTARIO.

Una malla más densa de datos gravimétricos y geoelectricos permitirá obtener una mejor correlación de ambos métodos, debido a que las anomalías gravimétricas de esta región responden fuertemente a la componente regional del área, mientras que los datos geoelectricos responden al efecto del sitio.

La adquisición de datos magnetométricos podría ayudar en la generación de un modelo geológico y geodinámico detallado de la zona.

ANEXOS

ANEXO A

ESPECIFICACIONES TÉCNICAS EQUIPO DE GEOELÉCTRICA MARCA KARDON

REFERENCIA PG-200



- Corriente máxima de salida 1 Amperio.
- Voltajes de salida 50 V, 100 V, 200V y 400 V.
- Potencia máxima de salida 400W.
- Impedancia de entrada 100 Megohmios.
- Panel digital de medición (Corriente & Voltaje).
- Precisión $\pm 0.5\%$.
- Circuito de control de polaridad.
- Batería recargable 12V 7A/Hora.
- 1200 mts de cable calibre 16.
- Electrodo en barra de cobre $\frac{1}{4}$ ".
- Conectores de bronce para barra.
- Terminales de cable 16(Cobre).
- Conmutador SEV-TOMOGRAFO(40 CANALES)
- Conectores SEV-CONMUTADOR
- Conectores múltiples de 12 canales.

ANEXO B

Archivo anexo DATOS_TOMOGRAFICOS_MEDIDOS.xls

ANEXO C

Archivo anexo GENERAL_ARRAY_informe.xls

ANEXO D

Archivos anexos tomo1_informe.txt y tomo2_informe.txt

ANEXO E

Archivos anexos payande1_topoc.inv y payande2_topoc.inv

ANEXO F

Archivos anexos tomo1.xyz y tomo2.xyz

ANEXO G

Archivos anexos tomo1_rms70.dat y tomo2_rms79.dat

ANEXO H

Archivo Matlab incluir_cota_en_ag.m

ANEXO I

SECUENCIA DE PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS USANDO SUB ROUTINAS EN MATLAB Y OASIS MONTAJ

De acuerdo a la metodología expuesta por Camacho (2013) para la generación de mapas de basamento a partir de datos gravimétricos satelitales los pasos a seguir para la generación de estos mapas son los siguientes:

1. Separación de sub-ventanas del datos de AB
2. Análisis espectral y cálculo de profundidades
3. Generación de mapas de profundidad y superficies de contraste de gravedad

Para la ejecución semi-automática de este procedimiento se siguió la siguiente secuencia de actividades:

- A) A partir de los mapas de anomalía de Bouguer generados con datos provenientes de las bases de datos EIGEN6C4 y GGMPLUS (figuras 49 y 51) se procede a la extracción de

sub ventanas de datos centradas en las ubicaciones mostradas en las figura AI_1 y AI_2 , así:

La sub rutina matlab sareas.m genera (a partir de los parámetros de entrada: longitud mínima del área a subdividir, longitud máxima del área a subdividir, latitud mínima del área subdividir, tamaño del lado de las sub-áreas y distancia entre centros de las sub-áreas) un archivo .xlsx que contiene los parámetros de configuración (identificador para cada sub-ventana, longitud y latitud del centro de cada sub-ventana, longitud máxima y mínima de cada sub-ventana, latitud máxima y mínima de cada sub-ventana) para la generación de las sub-ventanas que serán procesadas en el paso 2 de la metodología propuesta por Camacho (2013).

- B) Se genera un script para Oasis Montaj (de acuerdo al procedimiento expuesto en el documento “Creating Scripts in Oasis Montaj Versión 6.4 Technical Note”) que extrae las sub-ventanas parametrizadas en A) y que generará archivos .SPC con los espectros de cada sub-ventana, así:

B.1. Generar un archivo plantilla .GS que ejecuta el procedimiento de creación de una sub-ventana y generación del espectro de dicha ventana.

B.2. La sub rutina matlab winspec_gx_p8_for100.m (usando como entradas el archivo .xlsx creado en el paso A) y un archivo .xlsx con la plantilla .GS del paso B.1.) genera un archivo .xlsx que replica el archivo plantilla generado en B.1. para cada una de las sub-ventanas parametrizadas en el paso A) y agrupa las réplicas en una sola tabla de salida.

B.3. Cargar en el archivo .xlsx generado en B.2. en la plantilla .GS generada en B.1.

- C) Ejecutar el archivo .GS generado en B) obteniendo un conjunto de archivos .SPC que contienen los espectros de cada una de las sub-ventanas generadas en A).
- D) Ejecutar la sub rutina matlab pendypro_leer_func_auto3_5r_fig.m que (usando las sub funciones de matlab archivo_spec_leer.m , leespc.m y cal_pendiprof_auto3_5r_fig.m) calcula las pendientes y profundidades respectivas para los espectros generados en C) y las guarda en un archivo .xlsx; además, genera un conjunto de archivos .JPEG con las imágenes de los espectros y las rectas usadas para la regresión lineal. El número de elementos usados para el cálculo de las pendientes se toma del cálculo manual de una de las sub-ventanas.
- E) Leer el archivo .xlsx generado en D) desde Arcgis y generar el mapa de profundidades de basamento luego de interpolar con Kriging.

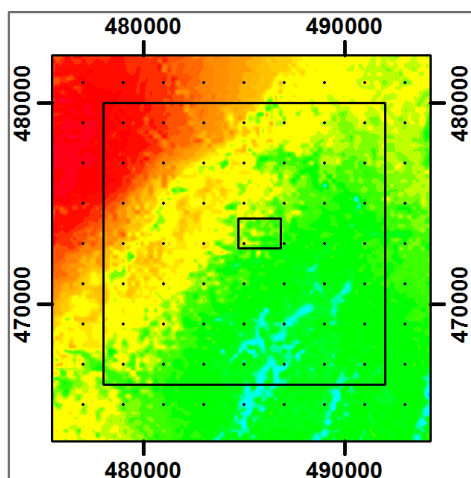


Figura AI_1. Ubicación de centros de sub-ventanas (cada 2 kilometros) usadas para el cálculo de profundidades del mapa de profundidad de basamento con datos provenientes de la base de datos EIGEN6C4.

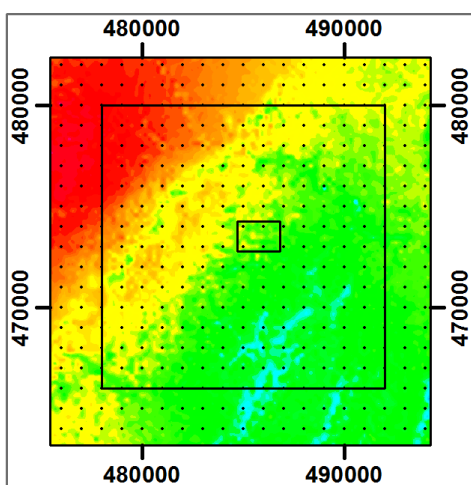


Figura AI_2. Ubicación de centros de sub-ventanas (cada 1 kilometro) usadas para el cálculo de profundidades del mapa de profundidad de basamento con datos provenientes de la base de datos GGMPLUS.

El archivo anexo “Archivos_mapas_basamento.zip” contiene las sub-rutinas matlab utilizados, los archivos .xlsx, .GS,.SPC y . JPG generados.

ANEXO J

Archivo Cartera_de_campo_geologico.docx

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- Acosta, J. (2002). Structure, tectonics and 3D models of the Western foothills of the Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia., Instituto Colombiano de Geología y Minería, Publicación Geológica Especial 25, 213 p., Bogotá.
- Alger, R. (1965). Methods of investigating earth formations utilizing resistivity and porosity indications. Uspto application 3180141.
- Alvarán, M., Naranjo, E., Zapata, E. (2011). Skarn de cobre en la mina RIO FRIO, Payandé-Tolima: aspectos mineralógicos, metalográficos y microtermométricos. Boletín de ciencias de la tierra-número 29, julio de 2011, Medellín.
- Aspinall, A., Gordon, S., Lynam, T. (1974). Earth polarization meter with voltage control during current injection. Uspto application 3810000.
- ASTM G57-06. (1985). Standard test method for field measurement of soil resistivity using the wenner four electrode method.
- ASTM D6431-99. (1999). Standard guide for using the direct current resistivity method for subsurface investigation.
- Audemard, F. A. (2002). Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX, revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. 9º Congreso Venezolano de Geofísica, Nov. 17-20, Extended Abstract in CD, 8 p., Caracas.
- Audemard, F., Leal, A. (2000). Reliability of first-hand accounts on the study of historical tsunamis in northeastern venezuela (southeastern caribbean Sea). Annals of Geophysics 60(6). doi: 10.4401/ag-7437.
- Barker, R. (1981). Method of investigating the electrical resistivity of the ground and apparatus for use in the method. Uspto application 4246538.
- Barrero, D. (1969). Petrografía del Stock de Payandé y metamorfitas asociadas. Ingeominas, Bol. Geol., 17(1-3):113-144. Bogotá.
- Barrero, D., y Vesga, J., (1976). Mapa Geológico del Cuadrángulo K-9 Armero y mitad sur del J-9 La Dorada. Bogotá, Ingeominas, Color, Esc. 1:100.000.

- Barthelmes, F. (2014). Global Models. Grafarend E(ed) Encyclopedia of Geodesy, Springer International Publishing. URL http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-02370-0_43-1.
- Bayona, G., García, D., Mora, G. (1994). La Formación Saldaña: Producto de la actividad de estratovolcanes continentales en un dominio de retroarco. En: Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena. U. Nal. - Ecopetrol, Publ. Esp., I-1-I21. Santa Fe de Bogotá.
- Bernard, J. (2003). Short note on the depth of investigation of electrical methods. www.HeritageGeophysics.com.
- Bosch, M., Mukerji, T., Gonzalez, E. (2010). Seismic inversion for reservoir properties combining statistical rock physics and geostatistics: a review. *Geophysics*, vol. 75, No 5 (september-october 2010); p.75A165-75A176, 8 Figs.
- Bravo, M. (2015). Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos en un perfil entre Santa Elena de Uairen y Puerto Ordaz en el estado Bolívar. Trabajo especial de grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Brown, H. (1944). Well logging method and apparatus. Uspto application No 2359894.
- Bryant, J. (2001). Subsurface mapping apparatus and method. Uspto application 6295512.
- Budiman, I. (1991). Interpretation of gravity data over central Java, Indonesia. Tesis de maestría Universidad de Adelaide.
- Bustamante, C., Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V., Gehrels, G., and Vervoort, J. (2010). U-Pb La-Icp-MS geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from the Garzon Massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia. *Boletín de Geología*, 32: 93-109.
- Cagniard, L. (1954). Geophysical exploration method. Uspto application 2677801.
- Camacho, M. (2013). Generación de un mapa de basamento de la cuenca de Maracaibo, a partir de datos gravimétricos y magnéticos satelitales. T.E.G. Ingeniería Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela.
- Campbell, C.J. (1968). The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional tectonic setting. In: Saunders, J.B. (Ed), Fourth Caribbean Geological Conference, Port of Spain, pp. 247-261.

- Cediel, F., Ujueta, G., y Cáceres, C. (1976). Mapa Geológico de Colombia. Bogotá. Geotec Ltda. Esc. 1:100.000.
- Cediel, F., Mojica, J, Macía, C. (1981). Las formaciones Luisa, Payandé, Saldaña. Sus columnas estratigráficas características. Geol. Norandina, (3):11.19. Bogotá.
- Cediel, F., Shaw, R.P., and Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block. In: Bartolini, C., Buffer, R.T., Blickwede, J. (Eds.), The Circum-gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics. AAPG memoir, 79, pp. 815–848.
- Chacón, J., Cortez, C. (2009). Reggae y Rastafari dos formas de entender el Caribe. OT Editores c.a., Caracas, Venezuela.
- Champagne, G., Monarque, A. (1995). Soil electrode assembly for protecting and supporting an electrode member for measuring the resistivity of a volume of soil. Uspto application 5450012.
- Chemali, R., Tabanou, J. (1982). Deep and/or shallow electrical resistivity investigation suitable for dual resistivity-induction Logging. Uspto application 4319192.
- Coblentz, D.D., and Richardson, R.M. (1996). Analysis of the South American intraplate stress field. Journal of Geophysical Research, 100: 20245-20255.
- Contreras, D. y and Rojas, D. (2007). Interpretación geofísica integrada del Campo Sicor, bloque Junin de la faja petrolífera del Orinoco, estado Anzoátegui. TEG Ingeniería geofísica Universidad Central de Venezuela, facultad de ingeniería.
- Cuevas, S. (2014). Estudio de tomografía eléctrica en el Arroyo La Mexicana localizado en Cananea Sonora para determinar el contacto sedimento-roca. Tesis, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Ciencias de la tierra, Unidad Ticomán. Mexico D.F.
- deGroot-Heldin, C., Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. Geophysics, 55, 1613-1624.

- Del Rey Pantín, J. (2013). Los instrumentos para pesar. Un paseo por la historia de las básculas. Anotaciones a la conferencia del 26 de septiembre de 2013 en la Universidad de mayores Experiencia recíproca, Madrid.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101: 425-478.
- De Toni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H., Gou, Y., Colleta, B., Roure, F. (1997). Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics*, vol. 16, No 5, pages 777-794, October 1997
- Diederix, H., Audemard, F., Osorio, J., Montes, N., Velandia, F. Romero, J. (2006). Modelado morfotectónico de la falla transcurrente de Ibaguè, Colombia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (4); 492-503.
- Dobrin, M. (1961). Introducción a la Prospección Geofísica. Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente. C, Barcelona. 438 p.
- Dubourg, I., Faivre, O., Rouault, G. (2006). Method and device for determining the resistivity in a geological formation crossed by a cased well. *Uspto application* 20060015258A1.
- Feininger, T. (1970). The Palestina fault, Colombia. *Geological Society of America Bulletin* 81(4), 1201-1216.
- Feininger, T., Barrero, D. Castro, N. (1972). Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (sub-zona II-B). *Boletín Geológico*, volumen XX, No.2.
- Forste, Ch., Bruinsma, S., Abrikosov, O., Flechtner, F., Marty, J., Lemoine, J., Dahle, Ch., Neumayer, H., Barthelmes, F., König, R. and Biancale, R. (2014). EIGEN-6C4- The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 1949 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. *Geophysical Research Abstract*, Vol. 16, EGU2014-3707, EGU General Assembly 2014.
- Frey Mueller, J.T., Kellogg, J.N., and Vega, V. (1993). Plate motions in the North Andean region. *Journal of Geophysical Research*, 98 (12): 21853-21863.

- García, A. (2009). Mapas de anomalías de gravedad y magnetismo de Venezuela generados a partir de datos satelitales. T.E.G. Ingeniería Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela.
- García B., Juan D., (1987). Elogio de la técnica. Editorial Anthropos, Promat, S. Coop. Ltda. Barcelona. ISBN: 84-7658-021-5.
- Gast, W., Rhodes, Ch. (1990). Method and apparatus for determining earth resistivities in the presence of extraneous earth currents. Uspto application 4942361.
- Geyer, O.F. (1973). Das priikretazische Mesozoikum von Kolumbien.- Geol. Jb. B5, 1-156, 40 Abb., 11 Tab., 5 Taf.,Hannover.
- Geosoft. (2006). Montaj Gravity & Terrain Correction. Gravity data Processing Extension for Oasis Montaj v6.3. Tutorial and User guide.
- Gole, F., Rocroi, J. (1982). Electric prospecting of subsoil with lineal electrodes. Uspto application 4321540.
- Goodkind, J. (1999). The superconducting gravimeter: Review of Scientific Instruments, 70, AIP {JWP1}{JWP2} 70 4131-52.
- Götze, X. L. a. H. J. (2001). Tutorial Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. Geophysics 66: 10.
- Gournay, L. (1984). Method for locating low resistivity pay sands using well logs. Uspto application 4435977.
- Griffiths, D. y BAKER, R. (1993). Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology, *J. Appl. Geophys.*, **29**, 211-226.
- Hawley, P. (1939). Two well method of electrical logging and apparatus therefor. Uspto application No 2183565.
- Hinze, W. J., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., Kellogg, J. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. Geophysics, 70(4), J25-J32.
- Iiakubovski, F., Liajov, L. (1980). “EXPLORACIÓN ELÉCTRICA”. Editorial Reverté. Barcelona, España.

- Ingeominas, (2002). Mapa Geológico de Colombia Plancha 245 Girardot, escala 1:100.000, Memoria explicativa.
- Ingeominas, (1982). Geología y prospección geoquímica de las planchas 244-Ibagué y 263-Ortega Departamento del Tolima-Colombia. Ingeominas-Regional Ibagué, informe 1879.
- Ingeominas (2015). Mapa geológico de Colombia.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., and Mourier, T. (1990). Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Journal of the Geological Society*, 147:1009–1022.
- Jakosky, J. (1939). Method and apparatus for continuous exploration of bore holes. Uspto application No 2181601.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. (2002). An introduction to geophysical exploration. Blackwell Science Ltd, third edition.
- Koefoed O. (1979). *Geosounding Principles 1: Resistivity sounding measurements*. Elsevier Science Publishing Company, Amsterdam.
- Lee, F. (1942). Electrica impedisivity or resistivity measuring. Uspto application 2227707.
- Leonard, G. (1903). Method of locating minerals. USPTO application No 763411.
- Lion, G., Panet, P., Wolf, P., Guerlin, C., Bize, S., et al. (2017). Determination of a high spatial resolution geopotential model using atomic clock comparisons. *Journal of Geodesy*, Springer Verlag, <10.1007/s00190-016-0986-6>. <hal-01436820>.
- Loke, M.H. (2012). Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Web: www.geotomosoft.com, www.geoelectrical.com.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics*. Cambridge University Press. Second edition.
- Mangset, E. (2011). "Structural trends and spectral depth analysis of the residual magnetic field of Naraguta area, North central, Nigeria." *Indian Journal of Science and Technology* 4(11): 1410-1415.

- McCourt, W.J., Feininger, T., and Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretions. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 831–845.
- McDoulett, C. (1967). Method of tracing grout in earth formation by measuring potential differences in the earth before and after introduction of the grout. *Uspto application* 3319158.
- McNeill, D. (1992). Method and apparatus for surveying terrain resistivity utilizing available vlf electromagnetic fields. *Uspto application* 5175500.
- Meador, R. (1976). Combination radio frequency dielectric and conventional induction logging system. *Uspto application* 3982176.
- Mégard, F. Cordillera and marginal Andes: a review of Andean geology North of the Arica elbow (18°S). (1987). En: Monger, J. W. H. & Francheteau, J. (Ed.). *Circum-pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean Basins*. *Geodyn. Sev.* 18: 71-95.
- Meijer, P.Th., and Wortel, M.J.R.(1992). The dynamics of motion of the South American plate. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B8): 11915-11931.
- Miller, D., Chapman, W. Dunster, D. Thomas, B. (1977). Apparatus for multi-channel induced polarization surveying. *Uspto application* 4041372.
- Milson, J. (2003). *Field geophysics. The geological field guide series*. John Wiley & Sons Ltd.
- Mojica, J., Macia, C. (1982). Nota preliminar sobre la identificación de improntas de vertebrados (*Batrachopus* sp.) en: *Sedimentitas de la Formación Saldaña, Región Prado-Dolores, Valle Superios del Magdalena, Colombia*. 4 Congr. Col.Geol., Resúmenes. Cali.
- Mojica, J. & Llinás, R.D. (1984): Observaciones recientes sobre las características del “basamento económico” del Valle Superior del Magdalena en la región de Payande-Rovira, y en especial sobre Ill. estratigrafía y petrografía del Miembro Chicala (parte baja de Ill. Fm. Saldana).- *Geol. Colombiana*, 13,81-128, 18 Figs., 1 tabla, 5 Lams., Bogota.
- Mojica, J., Macia, C. (1987). Nota preliminar sobre la identificación de improntas de vertebrados (*Batrachopus* sp.) en: *Sedimentitas de la Formación Saldaña, Región Prado-Dolores, Valle Superios del Magdalena, Colombia*. *U. Nal., Geol. Col.*, (16): 89-94. Bogotá.

- Mojica, J. y Franco, R. (1990). Estructura y Evolución Tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena.- Geología. Colombiana 17, pp.41-64, 14
- MOJICA, J.; KAMMER, A. (1995). Los Pliegues de la Barrera Guataquí - Girardot; ¿Producto de un despegue de la Cobertera Cretácica de la Cordillera Oriental? U. Nal., Geol. Col.,19:33-43. Bogotá.
- Montes, C., P. A. Restrepo-Pace, and R. D. Hatcher Jr., (2003). Three dimensional structure and kinematics of the Piedras-Girardot fold belt: Surface expression of transpressional deformation in the northern Andes, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 849– 873.
- Montes, C. (2005). Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: Oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras-Girardot area, Colombia. Tectonophysics 399, 221-250.
- Mosquera, D., Núñez, A., Vesga, C. (1982). Mapa geológico de la Plancha 244 Ibagué. Con memoria explicativa al respaldo. Escala 1:100.000. Ingeominas, Bogotá.
- Mott, E. (1930). Ground resistance test set. Uspto application 1744566.
- Muse, L. (1978). Method for locating discontinuities in the electrical conductivity of the sub-soil using a plurality of magnetic detectors in a predetermined spatial arrangement. Uspto application 4095169.
- Nabighian, M., Ander, M., Graunch, V., Hansen, R., LaFehr, T., Li, Y., Pearson, W., Phillips, J. and Ruder, M. (2005). The historical development of the gravity method in exploration. Colorado School of Mines and Pearson technologies inc. publication.
- Nelson, H.w. (1959). Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. Leidsche Geo. Meded. 22:1-75. Leiden.
- Neufeld, J. (1946). Method of and apparatus for investigation of cased drill holes. Uspto application 2400593.
- Newton, I. (1687). Philosophiae naturalis principia mathematica.
- Nichols, C. (1932). Electrical prospection. Uspto application No 1863542.

- Nichols, E. (2006). Subsurface conductivity imaging systems and methods. Uspto application 7023213.
- Niebauer, T., Klopping, F. Faller, J. (1995). The FG5 Absolute Gravimeter. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie. Volume 11.
- Núñez, a., Murillo, A.(1982). Geología y prospección geoquímica de las planchas 244-Ibagué y 263-Ortega Departamento del Tolima-Colombia. Ingeominas-Regional Ibagué,Informe 1879.
- Núñez, A.(1986). Petrogénesis del batolito de Ibagué. Geología colombiana No.15, pp. 35-45.
- Núñez, A. (1999) a. Fasciculo Batolito de Ibagué. En Catálogo de unidades de Colombia. Ingeominas.
- Núñez, A. (1999) b. Fasciculo Stock de Payandé. En Catálogo de unidades de Colombia. Ingeominas.
- O'Neill, D. J. (1975). Improved linear coefficients for application in apparent resistivity computations. Bull.Austral. Soc. Explor. Geophys. v. 6, no. 4, pp. 104-109.
- Orellana, E. (1972). Prospección Geoeléctrica en corriente continua. Paraninfo: Madrid, 523 pp.
- Orestes, F., Carballo, O. (2007). Resistividad eléctrica aparente: una nueva definición. Segunda convención cubana de ciencias de la tierra, Geociencias'2007. Memorias en CD-ROM, La Habana, 20-23 de marzo de 2007.
- Orihuela, N., García, A. (2015). Deconvolución de Euler de datos gravimétricos del segmento central de la zona de borde sur de la Placa Caribe. Boletín de Geología, 37 (2): 25-39.
- Orozco, A. y Osorio, J.A. (2004). Definición de provincias sismotectónicas, Instituto Colombiano de Geología y Minería, Informe interno, 170 p., Bogotá.
- Ortega, P. (2002). Sistema de prospección geoeléctrica en corriente continua. Universidad Nacional de Colombia, Sede Manizales. Tesis ingeniería electrónica.
- Panagiotis, P., Xenophon, M. (2013). A brief tour into the history of gravity: from Emocritus to Einstein. American Journal of Space Science 1(1): 33-45.
- Parasnis D.S.(1970). Principios de Geofísica Aplicada. Ed. Paraninfo.Madrid.208p.

- Parasnis D.S.(1971). Geofísica Minera. Ed. Paraninfo.Madrid.376p.
- Parra, J., Owen, T., Duff, B. (1989). Method and apparatus for detecting subsurface anomalies. Uspto application 4835747.
- Pettersen, B. (2016). A historical review of gravimetric observations in Norway. History of geo- and space sciences, 7, 79-89.
- Pindell, J., and Dewey, J. (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangaea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean region. Tectonics, 1: 179–211.
- Pindell,J.L., Higgs, R., Dewey,J.F. (1998). Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting of the northern margin of South America. In: Pindell, J.L., Drake, C.L.(Eds), Paleographic Evolution and Non-Glacial Eustasy, Northern South America. Special Publication, SEPM, Tulsa, pp. 45-85.
- Pindell,J., Kennan, L., Maresch, W., Stanek, K., Draper, G., Higgs, R. (2005). Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continen interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins.Geological Society of America, Special Paper 394.
- Pindell, J., and Kennan, L. (2010). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In James, K. H., Lorente, M. A., and Pindell, J. eds., The Origin and Evolution of the Caribbean Plate: Geological Society of London Special Publication, 328: 1-56.
- Quiceno, J., Osorio,S., Vallejo,F., Salazar,A., Ossa, C., Giraldo,L., Romero,L. (2016). Petrografía y geoquímica del stock de Payandé y su posible relación con el magmatismo jurásio al sur de Colombia.Boletín de geología, Universidad Industrial de Santander. Vol. 38,No2, abril-junio.
- Quigley, M. (1957). Process of geophysical prospecting. Uspto application 2796235.
- Rieber, F. (1941). System for measuring earth conductivity. Uspto application No 2261563.
- Rocroi, J., Gole, F. (1983). Method of geophysical prospection using transient currents. Uspto application 4417210.

- Rodríguez, I. (1974). Investigación Gravimétrica en la Región Noroccidental de Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela.
- Rodríguez, I. (1979). Investigación de la Faja Petrolífera del Orinoco en el Estado Guárico por métodos geofísicos no convencionales. Fase I. Revista Geos No 24, enero 1979.
- Rodriguez, I. (2014). Gravity anomalies, geodynamic modelling and the eastern Venezuela basin evolution. Durham University.
- Rog, J., Nicholas, W., Waits, Ch. (1982). Electrical survey method and apparatus. Uspto application 4322805.
- Rubio, J. Pardo, D. (2011). Exploración para las licencias mineras 150834 y HH2-11101 (San Luis - Tolima). Informe Final.
- Ruter, H., Strack, K. (1995). Method of processing transient electromagnetic measurements in geophysical analysis. Uspto 5467018.
- Sarmiento-Rojas, L. F., Van Wess, J. D., and Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. Journal of South American Earth Sciences, 21: 383- 411.
- Sasaki, Y. (1992). Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. Geophysical Prospecting, 40, 453-464.
- Saulnier, G., Gisser, D., Newell, J., Cook, R., Goble, J., Isaacson, D. (1996). High-speed electric tomography. Uspto application 5544662.
- Schlumberger, C. (1929). Method for the location of oil bearing formation. USPTO application No 1719786.
- Sesto, E. (2008). Caracterización geoeléctrica del cementerio de los ingleses en Aroa, estado Yaracuy. Tesis Universidad Central de Venezuela, facultad de Ingeniería, programa de Ingeniería Geofísica.
- Schmitz, M., Kirchner, A., Gotze, H. (1996). 3D-density modelling with seismic constraints in the central Andes. Physics and chemistry on the earth. Bolome 21, issue 4, july 1996, pages 289-293

- Schubert, C., Sifontes, R.S.(1970). Bocono fault, Venezuelan Andes; evidence of postglacial movement, *Science* 170(3953), 66-69.
- Schubert, C.(1981). Are the Venezuelan fault systems part of the southern Caribbean plate boundary? *Geologische Rundschau* 70 (2), 542-551.
- Schubert, C. (1983). La cuenca de Yaracuy: una estructura neotectonica en la región centro-occidental de Venezuela. *Geologia Norandina* 8,2-11.
- Spector, A. (1968). Spectral analysis of aeromagnetic maps. PhD thesis, Dept. Phys. Univ. of Toronto.
- Spector, A. and Grant, F.S. (1970). Statistical models for interpreting Aeromagnetic data. *Geophys.* 35(2), 293-302.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagómez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., and Beate, B. (2014). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). *Gondwana Research*, 27: 95-139.
- Stefanick, M., and Jurdy, D.M. (1992). Stress observations and driving force models for the South American Plate. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B8): 11908-11913.
- Sternberg, B., Miller, D., Bahjat, D. (1984). Hydrocarbon prospecting method with changing of electrode spacing for the indirect detection of hydrocarbon reservoirs. *Uspto application* 4446434.
- Streckeisen, A., (1976). Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geologie Rundschau*, Volume 63, No. 2, p:773-786. Stuttgart.
- Studinger, M., Kurinin, R., Aleshova, N., Miller, H. (1997). Power spectra analysis of gravity data from the Weddell Sea Embayment and Adjacent Areas. *Terra Antarctica*. 4(1). 23-26 pp.
- Suescún, D. (1950). Calizas y mármoles del Departamento del Tolima. Capítulo perteneciente al estudio "Contribución al conocimiento de la geología económica del Tolima". Especial para la revista de la Facultad de Agronomía, Universidad Nacional de Colombia.

- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J. y Rivera, C. (2000). Geodynamics of the Northern Andes: Subduction and Intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19: 787-813.
- Torge, W. (1989). *Gravimetry*, De Gryter, Berlin, 118-123.
- Toussaint, J.F. (1995). *Evolución Geológica de Colombia. Triásico – Jurásico*. Universidad Nacional de Colombia. Bogota, pp. 277.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymüller, J.T. Mora, H.P. (2002). Wide plate margin deformation, Southern Central America and Northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 157-171.
- Trumphy, D. (1943). Pre-Cretaceous of Colombia. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 54:1281-1304. New York.
- Tylor, W. (1939). Method of and apparatus for geological exploration. *Uspto application* 2172778.
- Vásquez, M., Bayona, G., and Romer, R.L. (2006). Geochemistry of Jurassic volcanic rocks of the northern Andes: Insights for the Mesozoic evolution of Northwestern Gondwana. In: *speciales, A.P., Meetings, G.S. (Eds.), Backbone of Americas – Patagonia to Alaska*, Mendoza, Argentina, pp. 62.
- Vesga, C., Barrero, D. (1978). Edades K/ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación geológica. 2 Congr. Col. Geol, Resúmenes, 19 p. Bogotá.
- Vetter, J. (1994). The evolution of earth gravitational models used in astrodynamics. *Jhons Hopkins APL Technical Digest*, Volume 15, Number 4.
- Westfall, R. (1996). *Isaac Newton: una vida*. Ediciones Folio S.A. Cambridge University Press. De la traducción de Menchu Gutierrez.
- Wiedmann, J., Mojica, J. (1980). Obertrias-Amoniten der Saldaña Formation, Tolima Kalumbien. 7 *Geowiss. Lateinam. Kolloquium, Tagungshefte* 9. Heidelberg.
- Woods, J. (1963). Method and means of electrical prospecting using analog models and electrode impedance cancelling apparatus. *Uspto application* 3113265.

- Yoka, D., Deshimaru, T. (2002). Shodoka, el canto del inmediato satori, texto esencial del zen. Edicomunicación, Barcelona.
- Zimmermann, E., Glaas, W., Verweerd, A., Tillman, A., Kemna, A. (2005). Method and apparatus for rapid tomographic measurements of the electrical conductivity distribution of a sample. Uspto application 6943553.
- Zurita, P. J. (2012). SIG aplicado al cálculo de los valores de altura ortométrica para el Distrito Metropolitano de Quito, Ecuador. Universidad San Francisco de Quito, Quito-Ecuador.

APÉNDICES