



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

Modelo lito-geofísico del Cratón Amazónico en el Oriente Colombiano a partir de la integración de información geofísica

Ismael Enrique Moyano Nieto

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2021

Modelo lito-geofísico del Cratón Amazónico en el Oriente Colombiano a partir de la integración de información geofísica

Ismael Enrique Moyano Nieto

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Doctor en Geociencias



Director:

Ph.D. Germán Andrés Prieto Gómez

Línea de Investigación:

Geofísica aplicada a modelos geológicos regionales

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2021

*A Gisse, Tomás y Mateo; por su amor y por ser
mi motivación diaria para crecer y ser una mejor
persona.*

Declaración de obra original

Yo declaro lo siguiente:

He leído el Acuerdo 035 de 2003 del Consejo Académico de la Universidad Nacional. «Reglamento sobre propiedad intelectual» y la Normatividad Nacional relacionada al respeto de los derechos de autor. Esta disertación representa mi trabajo original, excepto donde he reconocido las ideas, las palabras, o materiales de otros autores.

Cuando se han presentado ideas o palabras de otros autores en esta disertación, he realizado su respectivo reconocimiento aplicando correctamente los esquemas de citas y referencias bibliográficas en el estilo requerido.

He obtenido el permiso del autor o editor para incluir cualquier material con derechos de autor (por ejemplo, tablas, figuras, instrumentos de encuesta o grandes porciones de texto).

Por último, he sometido esta disertación a la herramienta de integridad académica, definida por la universidad.



Ismael Enrique Morano Nieto

Fecha 19/11/2021

Agradecimientos

A mis padres Miguel Antonio y Zoila Elvira, mis hermanos Miguel ángel y Ana María por sus cuidados y su ejemplo que me formaron como persona. A mi esposa Gissela, mis hijos Tomás y Mateo por su comprensión, apoyo y amor incondicional que me mantuvieron avanzando en este proyecto.

Al Servicio Geológico Colombiano, su director general Oscar Paredes Zapata, la Doctora Gloria Prieto Rincón y personal administrativo y de apoyo, por su confianza, apoyo y colaboración para poder adelantar satisfactoriamente los estudios de Doctorado.

A la Universidad Nacional de Colombia por todos los años contribuyendo a mi formación personal, como geólogo y geofísico y en la más reciente etapa como Doctor en Geociencias. Especialmente al profesor Dr. Germán Prieto por su orientación y guía durante el desarrollo del tema de investigación y al profesor Dr. Gustavo Sarmiento por apoyo cuando más era requerido.

A los evaluadores: Dr. Mauricio Ibáñez Mejía, Dr. Carlos Vargas y Dr. Carlos Guerrero por sus aportes y recomendaciones.

Resumen

Modelo lito-geofísico del Cratón Amazónico en el oriente colombiano a partir de la integración de información geofísica.

El Cratón Amazónico es una de las áreas cratónicas más grandes del mundo. El modelo geológico del Cratón en Colombia es poco conocido, principalmente porque una gran porción de las rocas asociadas a este cratón se encuentra cubiertas por secuencias sedimentarias y depósitos recientes, sumado a poca accesibilidad y densa cobertura selvática. Los modelos más aceptados para el Cratón amazónico indican que este evolucionó por acreción múltiple de cinturones/terrenos alrededor de un núcleo antiguo, pero estudios recientes sugieren que la evolución de la porción Noroccidental puede haber sido diferente de las áreas en donde se formularon dichos modelos. En el presente trabajo utilizamos datos geofísicos (magnéticos/gravimétricos), aplicando metodologías de detección multi-escala de bordes y modelado 3D que permitieron identificar y delinear las principales discontinuidades corticales para el Cratón amazónico en territorio colombiano, además de otras características geológicas. Se identificaron lineamientos geofísicos primarios (PGL), interpretados como posibles límites de la corteza. A partir de la interpretación geofísica, integrada con información geológica, geocronológica e isotópica, se proponen cinco dominios tectónicos: Ventuari-Tapajós, Cinturón de Atabapo, Cinturón de Vaupés, Rift Apaporis y Putumayo. Se presenta una nueva edad de cristalización de circón U-Pb para la Formación Piraparaná, que indica que es significativamente más antigua de lo que se pensaba anteriormente, implicando que la extensión en el Rift de Apaporis comenzó al menos en el Mesoproterozoico tardío, transformando así por completo su significado tectónico. Los límites estructurales propuestos corroboran y proporcionan una ubicación más precisa de los límites sugeridos previamente y que estaban difusamente delineados a partir de la información geológica y geocronológica disponible. Este trabajo presenta por primera vez un modelo geológico regional a escala cortical para el noroeste del Cratón Amazónico en Suramérica a partir de la integración de información geofísica, mejorando la comprensión de la estructura regional de esta parte del continente.

Palabras Clave: Cratón Amazónico, Integración geológica-geofísica, Métodos Magnético y Gravimétrico, Modelos geológicos regionales.

Abstract

Litho-geophysical model of the Amazonian Craton in Eastern Colombia from geophysical data integration

The Amazon Craton is one of the largest cratonic areas in the world. The geological evolution of the Craton in Colombia is not well constrained, mainly because a large portion of the rocks associated with this craton are covered by sedimentary sequences and recent deposits, in addition to low accessibility and dense forest cover. The most accepted models for the Amazon Craton indicate that it evolved by multiple accretion of belts / terrains around an ancient nucleus. Recent studies suggest that the evolution of the Northwestern portion may have been different from the areas where these models were formulated. In the present work geophysical data (magnetic / gravimetric) were used, applying multi-scale edge detection methodology and 3D modeling that allowed to identify and delineate the main cortical discontinuities for the Amazon Craton in Colombia and other geological characteristics. Primary geophysical lineaments (PGL) were identified, interpreted as possible crustal boundaries. From geophysical interpretation, integrated with geology, geochronology and isotopic information, five tectonic domains are proposed: Ventuari-Tapajós, Atabapo Belt, Vaupés Belt, Apaporis Rift and Putumayo. A new U-Pb zircon crystallization age is presented for the Piraparaná Formation, indicating that it is significantly older than previously thought, and that the extension into the Apaporis Rift began at least in the late Mesoproterozoic, thus transforming its full tectonic significance. The proposed structural boundaries are in agreement and provide a more precise location of the previously suggested boundaries, loosely constrained to available geological and geochronological information. This work presents the first regional geological model at a cortical scale for the northwest of the Amazon Craton in South America using geophysical methods, improving the understanding of the regional structure of this part of the continent.

Keywords: Amazonian Craton, Geophysical-geological integration, Magnetic and gravity methods, Regional geological models

Contenido

	Pág.
1. Introducción	1
2. Métodos geofísicos de potencial aplicados a estudios geológicos regionales 10	
2.1 Campos potenciales	10
2.1 Gravimetría	12
2.1.1 Anomalía gravimétrica	15
2.1.2 Densidad de las rocas.....	16
2.2 Magnetometría.....	18
2.2.1 Magnetización de rocas y minerales de la corteza	20
2.2.2 Susceptibilidad magnética	21
2.2.3 Anomalía magnética	23
2.3 Transformaciones y filtros aplicados en interpretación de gravimetría y magnetometría	25
2.3.1 Filtros de frecuencia/longitud de onda	25
2.3.2 Gradientes/Derivadas	26
2.3.3 Señal analítica.....	27
2.3.4 Derivada "Tilt".....	27
2.3.5 Reducción al polo magnético	29
2.3.6 Detección multi-escala de bordes (Worming)	30
3. Structural signatures of the Amazonian craton in eastern Colombia from gravity and magnetometry data interpretation.....	33
3.1 Introduction	33
3.2 Geological setting	38
3.2.1 Geochronology and geotectonic framework.....	39
3.2.2 Structural and tectonic framework.....	40
3.3 Geophysical datasets and processing	42
3.3.1 Previous geophysical studies.....	42
3.3.2 Geophysical datasets.....	43
3.3.3 Data processing and interpretation	44
3.4 Discussion	55
3.5 Conclusion	61
4. Tectonic domains in the NW Amazonian Craton from geophysical and geological data.....	65
4.1 Introduction	66
4.2 Regional Geology	67
4.2.1 Structural features.....	69
4.2.2 Geochronological provinces.....	70

XII Modelo lito-geofísico del Cratón Amazónico en el Oriente Colombiano a partir de la integración de información geofísica

4.3	Methods.....	71
4.3.1	Geophysical data processing and interpretation.....	71
4.3.2	Source of Geophysical Datasets.....	72
4.3.3	Multiscale edge detection	74
4.3.4	U-Pb (LA-ICP-MS) zircon geochronology	76
4.4	Results.....	77
4.4.1	Major structural features from geophysical data interpretation	77
4.4.2	3D inversion of potential field data.....	78
4.5	Integration with other geological information	80
4.5.1	Ventuari-Tapajós tectonic domain	81
4.5.2	Atabapo Belt tectonic domain	82
4.5.3	Vaupés Belt tectonic domain	83
4.5.4	Apaporis Graben tectonic domain.....	83
4.5.5	Putumayo tectonic domain.....	86
4.6	New U-Pb geochronological data on Apaporis Graben tectonic domain.....	86
4.7	Discussion	88
4.8	Conclusion.....	90
5.	Conclusiones y Recomendaciones	97
5.1	Conclusiones.....	97
5.2	Recomendaciones.....	98
5.2.1	Respuesta magnética de las rocas sedimentarias Proterozoicas.....	98
5.2.2	Lineamientos magnéticos y foliación metamórfica a lo largo del Río Inírida	101
	Bibliografía	103

Tabla de figuras

	Pág.
Figura 1-1: Localización y geología regional para el área de estudio (Modificado de Gómez et al., 2019). Puntos verdes: Localización de muestras con información geocronológica (tomado de Rodríguez-Corcho et al., 2021).	1
Figura 1-2: Aplicación de técnica de detección multiescala de bordes en el Cratón Gawler (Australia). a) bordes detectados sobre la información magnética (tomado de Heath et al. (2009). b) Modelo geológico regional (Tomado de).	4
Figura 1-3: Reducción al polo magnético de la anomalía de campo total (arriba) y anomalía de Bouguer (abajo) con interpretación de estructuras y lineamientos para el norte de México, límite entre los terrenos tectono-estratigráficos Central y Oaxaquia. Tomado de Pérez-Aguirre et al. (2021).	5
Figura 1-4: Estudio tectónico a partir de gravimetría y magnetometría en la provincia Borborema, NE Brasil. a) Esquema geológico-tectónico del área de estudio; b) Anomalía de Bouguer residual con lineamientos y bajos gravimétricos interpretados. c) Anomalía de Campo Magnético total con lineamientos magnéticos interpretados como cizallamientos. d) Interpretación consolidada con separación en dominios tectónicos. Tomado de Gusmao, et. al. (2005) 6	6
Figura 2-1: (a) Ilustración del campo gravitacional y (b) magnético. (Modificado de Dentith & Mudge, 2014)	12
Figura 2-2: Efecto de la combinación de geometría, profundidad y contraste de propiedades físicas en 4 tipos de fuente que generan la misma anomalía en superficie. (Modificado de Dentith & Mudge, 2014)	13
Figura 2-3: (sup) Variación del componente vertical de la gravedad a lo largo de un perfil. (inf) campo gravitacional radial de la fuente y su componente vertical. Tener en cuenta que la intensidad del campo gravitacional de la tierra es mucho mayor que el de la fuente, pero fue reducido como ilustración. (Modificado de Dentith & Mudge, 2014).....	14
Figura 2-4: Densidad de las rocas. Modificado de Dentith & Mudge (2014)	17
Figura 2-5: a) Esquema de la forma y variación de la dirección del campo geomagnético con la latitud. b) componentes del campo geomagnético. (Tomado de Reeves, 2005).	19
Figura 2-6: Susceptibilidad magnética de las rocas. Modificado de Dentith & Mudge (2014)	23
Figura 2-7: (a) Componentes de una anomalía magnética para una latitud intermedia dentro del campo geomagnético. (b) Ejemplo de anomalía magnética sobre una esfera magnetizada bajo campos con diferente inclinación. (Tomado de Dentith & Mudge, 2014).	24
Figura 2-8: Variación de la anomalía con cambios en la distancia fuente-receptor. Modificada de Dentith & Mudge, (2014).....	26
Figura 2-9: Resultado de la aplicación de transformadas y filtros a la anomalía gravimétrica asociada con una fuente cúbica (e): (a) Primera derivada vertical. (b)	

Gradiente horizontal total. (c) Señal analítica. (d) Derivada Tilt. (Modificado de Dentith & Mudge, 2014)	28
Figura 2-10: Modelo sintético de Anomalía magnética sobre dos prismas (a) y estimación de su forma mediante la aplicación de la derivada tilt (b). Tomado de Blakely, et. al. (2016).	29
Figura 2-11: (a) Anomalía magnética asociada a la fuente (c) observada en el hemisferio norte magnético. (b) Reducción al polo de la anomalía (a).	30
Figura 2-12: Ejemplo de detección multiescala “worming”. a) Modelo sintético 3D con contraste lateral de densidad en un plano inclinado y otro vertical, con imágenes del gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer a continuaciones analíticas de 50, 100, 150 y 200 metros hacia arriba. b) Mapa de la anomalía de Bouguer y resultados del “worming” a las continuaciones analíticas analizadas. Nótese la superposición en planta de los lineamientos (“worms”) sobre el plano vertical y el desplazamiento lateral en donde el contraste de densidad se da en un plano inclinado.	32
Figura 5-1: Expresión magnética de las rocas de las serranías de Caranacoa (recuadro rojo) y Naquén (recuadro negro).	99
Figura 5-2: Expresión magnética de las rocas sedimentarias de las serranías de Machado (recuadro negro) y La Libertad (recuadro rojo).	101
Figura 5-3: Posible zona de cizalla interpretada entre los ríos Inírida y Guaviare y orientación de estructuras en rocas metamórficas e ígneas.	102

Table of figures

	Pág.
Figure 3-1: Location of the study area and extension of the Amazonian Craton. Modified from Cordani et al., 2016a	35
Figure 3-2: Geochronological (a) and geological provinces (b) of the Amazonian Craton. (Modified from: Tassinari & Macambira (1999) and Santos et al. (2000), respectively).	36
Figure 3-3: Regional geology (modified from Gómez et al., 2015b and Hackley et al., 1995). Red dot: Cerro El Carajo metasandstones (Ochoa et al., 2012). Blue dot: westernmost exposure of Parguaza Granite (Alfonso et al., 2014). Green dots: northernmost exposure of Mitú Complex (López et al., 2010; Alfonso et al., 2014). See Table 3-1 for detailed description of each unit.	37
Figure 3-4: Regional geology (Figure 3-3). b) Structural interpretation to the top of the Paleozoic. (Modified from Graterol, 2009). c) Location of the Mantecal Graben (red lines, modified from Arminio et al., 2013) and structural sketch map. (blue lines, modified from Cediél, 2019). d) Paleogeography sketch map with relevant Meso and Neoproterozoic tectonostratigraphic units (Modified from Cediél, 2019).	41
Figure 3-5: Gravity dataset used. a) Bouguer anomaly EIGEN 6C4; b) Bouguer anomaly ANH	45
Figure 3-6: Magnetic dataset used: a) Reduction to magnetic pole EMAG2V3; b) Reduction to magnetic pole ANH; c) Reduction to magnetic pole SGC; d) Reduction to magnetic pole of merged EMAG2V3 and ANH.	46
Figure 3-7: a) Horizontal gradient of the RTP (dataset: Geological Survey of Colombia); b) Structural zones interpreted from magnetic data.	48
Figure 3-8: Interpretation of magnetic lineaments and domains	49
Figure 3-9: "Worming" results on the study area. a) from gravity data; red box: worms correlated with tectonic boundaries (see text). b) from magnetic data; blue box: example area with correspondence between gravity and magnetic worms. c) principal edges interpreted from gravity and magnetic worms; d) Regional geology from Figure 3-3	51
Figure 3-10: Interpreted boundaries by "worming" of potential field data with magnetic lineaments/domains and structural data of Hackley et al. (1995).	53
Figure 3-11: (a) Density model. Colorbar: Density variation from reference 2,67 g/cm ³ ; (b) Magnetic susceptibility model (Amplitude of the magnetization vector). Colorbar: Magnetic susceptibility (SI).	54
Figure 3-12: a) plan view of isosurfaces around densities higher than 2,71 g/cm ³ (Magenta) and lower than 2,69 g/cm ³ (blue); b) plan view of isosurfaces (red) around magnetic susceptibilities higher than 0.01 SI.	55
Figure 3-13: Boundaries interpreted and principal drainages of the area.	58
Figure 3-14: Cross section along W-E profile (a, red line) of the density (b) and magnetic susceptibility (c) models. Red and black squares mark the relation of the models with the boundaries interpreted (black lines).	60
Figure 3-15: Depth slices of the density model of figure 5b.	60

Figure 3-16:	Depth slices of the magnetic susceptibility model of figure 15c.....	61
Figure 3-17:	Sketch map with main features interpreted in the present study and transverse faults (Modified from Hackley et al., 2005)	63
Figure 4-1:	a: Regional extent and geotectonic framework of the Amazonian Craton (Modified from Cordani et al., 2016b). b: Location and regional geology of the study area (Modified from Gómez et al., 2015; Gómez et al., 2019 and Amaya et al., 2020).	68
Figure 4-2:	Regional geology presented in Figure 4-1 and structural interpretations from: (a) Etayo et al. (1983) and (b) Cediél (2019). Green: Paleozoic strata.....	70
Figure 4-3:	(a) Bouguer anomaly (2.5 km grid size). (b) Magnetic Anomaly Reduced to Magnetic Pole (2.5 km grid size). (c) More detailed (500 m grid size) Magnetic Anomaly Reduced to Magnetic Pole.....	73
Figure 4-4:	Multiscale Edge detection applied to (a) Bouguer anomaly and (b) Magnetic anomaly reduced to magnetic pole.	75
Figure 4-5:	Primary (PGL) and secondary (SGL) geophysical lineaments interpreted for the study area superimposed to gravity (a) and magnetic (b) data. (b) also show the location of the cross sections used to integrate the data.	78
Figure 4-6:	Section 1: cross sections of Magnetic susceptibility (a) and Density (b) models. Black lines show the location of the primary geophysical structures interpreted.	79
Figure 4-7:	Section 2: cross sections of Magnetic susceptibility (a) and Density (b) models. Black lines show the location of the primary geophysical structures interpreted.	80
Figure 4-8:	Tectonic domains identified from geophysical/geological data integration and geochronological data.....	82
Figure 4-9:	“Apaporis Graben” tectonic domain. Geophysical structures and geological/geochronological elements (Etayo et al., 1986; Amaya et al., 2020; Ibañez-Mejía & Cordani, 2020; Bonilla et al., 2020) superimposed to image of Horizontal gradient of the RTP magnetic field and Analytical signal of the total magnetic field anomaly (Moyano et al., 2018; CPRM, 1987).Black rectangle highlights the location of the Yaca Yaca rhyodacitic lavas dated here using zircon U-Pb geochronology.	84
Figure 4-10:	U-Pb concordia diagram for sample PR-3005 of Priem et al.(1982).....	87
Figure 4-11:	Schematic geological cross sections: 1 (a) and 2 (b).	88
Figure 4-12:	Sketch models for the tectonic evolution for NW Amazonian Craton (see details in text). V-T: Ventuari-Tapajós; AB: Atabapo Belt; VB: Vaupés Belt; AR(GC): Apaporis Graben (Guaviare Complex); PP: Putumayo Province. PGL: Primary geophysical lineament	89

List of tables

	Pág.
Table 3-1: Description of the geological/geochronological units for the study area (Figure 3-3).	38
Table 3-2: Technical specifications of the geophysical datasets used.	44

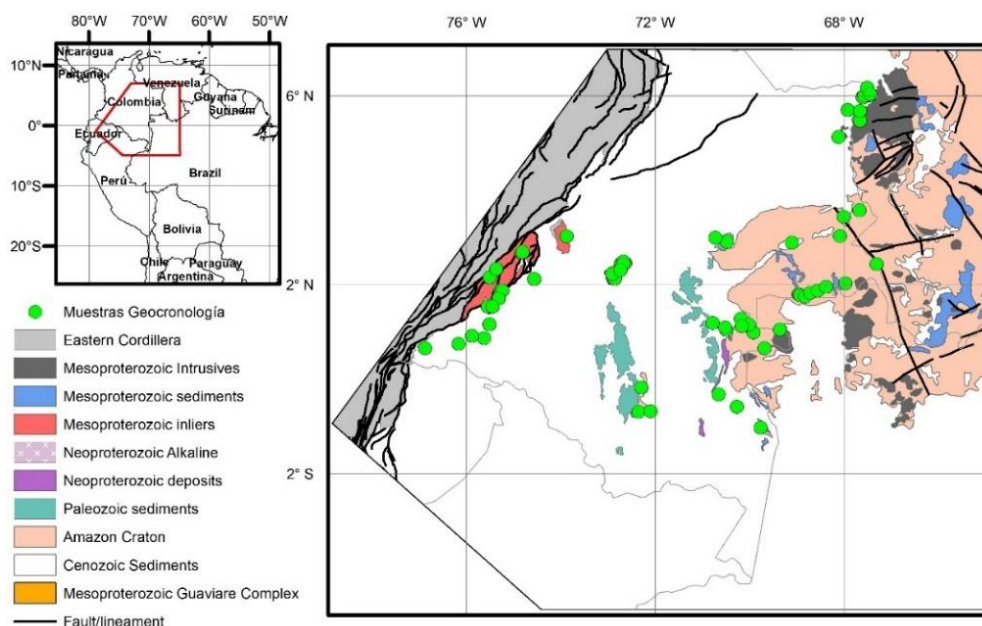
Lista de abreviaturas

Abreviatura	Término
<i>BIF</i>	<i>Banded Iron Formation</i> (formación de hierro bandeado)
<i>IGRF</i>	<i>International geomagnetic reference field</i> (Campo geomagnético internacional de referencia)
<i>N</i>	Norte
<i>NE</i>	Nor oriente
<i>NW</i>	Nor occidente
<i>PGL</i>	Lineamientos geofísicos primarios
<i>RTP</i>	Reducción al Polo magnético
<i>S</i>	Sur
<i>SE</i>	Sur oriente
<i>SGL</i>	Lineamientos geofísicos secundarios
<i>SW</i>	Sur occidente

1. Introducción

La investigación del Cratón Amazónico en Colombia, que constituye alrededor del 50% del territorio continental, presenta grandes retos, no solo desde el punto de vista científico, sino porque en el país las rocas que lo conforman se encuentran cubiertas en una alta proporción por espesas coberturas sedimentarias y depósitos recientes (Gómez et al., 2015; Gómez et al., 2019) (**Figura 1-1**). Adicionalmente, la falta de vías y densa cobertura selvática dificulta la identificación, acceso y trabajo en los puntos en donde las rocas del cratón se encuentran expuestas. Lo anterior implica que actualmente el esquema geológico regional para el cratón amazónico en el noroccidente de Suramérica, a diferencia de otras áreas más expuestas y mejor estudiadas en Brasil y Venezuela, lleve implícitas generalizaciones a partir del estudio de las áreas en donde ha sido posible acceder para la toma de datos (Kroonenberg, 2019; Bonilla et al., 2020; Ibáñez-Mejía & Cordani, 2020; Bonilla et al., 2021; Amaya et al., 2020).

Figura 1-1: Localización y geología regional para el área de estudio (Modificado de Gómez et al., 2019). Puntos verdes: Localización de muestras con información geocronológica (tomado de Rodríguez-Corcho et al., 2021).



En contraste, se resalta el avance en el conocimiento geológico del Cratón Amazónico en otras regiones de Sudamérica en donde, a partir de la integración de información geológica, geofísica, geocronológica, tectónica y metalogénica, se han propuesto modelos evolutivos y división en diferentes provincias geocronológicas (Tassinari & Macambira, 1999; Santos et al., 2000; Cordani et al., 2016; Kroonenberg, 2019). Estos modelos y provincias sugieren a su vez una serie de eventos tectono-magmáticos, determinados por edades y tipos de roca que resultan claves en el entendimiento de la estructura geológica del Cratón Amazónico y en general del borde occidental del escudo de Guyana.

Relacionado con lo anterior, la evolución geológica y estructura del Cratón Amazónico en Colombia se soporta principalmente en la continuidad hacia el nor-occidente de los eventos que formaron las provincias geocronológicas de Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena, Rondonia-San Ignacio y Sunsás, desde Brasil y Venezuela hacia el territorio colombiano (Tassinari & Macambira, 1999; Bettencourt et al., 2010; Texeira et al., 2010; Ibáñez-Mejía et al., 2011). Lo anterior a partir de la interpretación de la dispersa información geológica y geocronológica disponible por cuenta de la escasa accesibilidad para el cubrimiento de esta zona de Colombia (Cordani et al., 2016; Ibanez-Mejía & Cordani, 2020; Amaya et al., 2021; Rodríguez-Corcho, et al., 2021) (**Figura 1-1**). Adicionalmente, los modelos de evolución tectónica del borde noroccidental (NW) de Suramérica se han centrado principalmente en el sistema andino. Por ejemplo, Restrepo & Cediél (2010) y Cediél (2019) consideran el escudo de Guyana como un basamento sólido que constituye el núcleo del continente y que actúa como un bloque rígido contra el cual se desarrolla la orogenia andina planteando algunas estructuras geológicas intra cratónicas, pero sin hacer mayor detalle en su evolución geológica.

Por otro lado, existen múltiples estudios geológicos, petrológicos, geoquímicos e isotópicos que establecen la edad de formación/metamorfismo, y posible ambiente tectónico, para la formación de los cuerpos de roca hasta ahora identificados en el Cratón Amazónico en Colombia (Kroonenberg, 2019; Cordani et al., 2016; Ibáñez-Mejía, 2020; Ibáñez-Mejía & Cordani, 2020; Amaya et al., 2021; Bonilla et al., 2020; Bonilla et al., 2021 y las referencias encontradas en estos trabajos). Dichos estudios, no obstante, difieren entre ellos respecto a la interpretación del esquema tectónico y evolución geológica regional que integra las diferentes rocas analizadas.

A diferencia de la generalización en los elementos geológicos inherente al nivel de conocimiento actual, la información geofísica de métodos potenciales (gravimetría y magnetometría) disponible para el Cratón Amazónico en el territorio colombiano muestra grandes contrastes y variaciones laterales sugiriendo que el basamento cratónico, compuesto principalmente por rocas cristalinas magnéticas, es altamente heterogéneo (Graterol, 2009; Kroonenberg & Reeves, 2012; Moyano et al., 2020). Estos contrastes en

la información geofísica responden a variaciones en la densidad y susceptibilidad magnética de las rocas de la corteza superior que, al ser estudiadas e integradas con la información geológica, petrofísica y geocronológica disponible, permiten seguir estructuras geológicas en el subsuelo e identificar diferentes cuerpos de roca, construyendo un modelo geológico/geofísico más continuo. Estos métodos geofísicos han sido exitosamente aplicados para entender estructuras y límites tectónicos en otras áreas pobremente expuestas, enterradas ó cubiertas de vegetación en el Cratón Amazónico u otras áreas con características y/o evolución geológica similares.

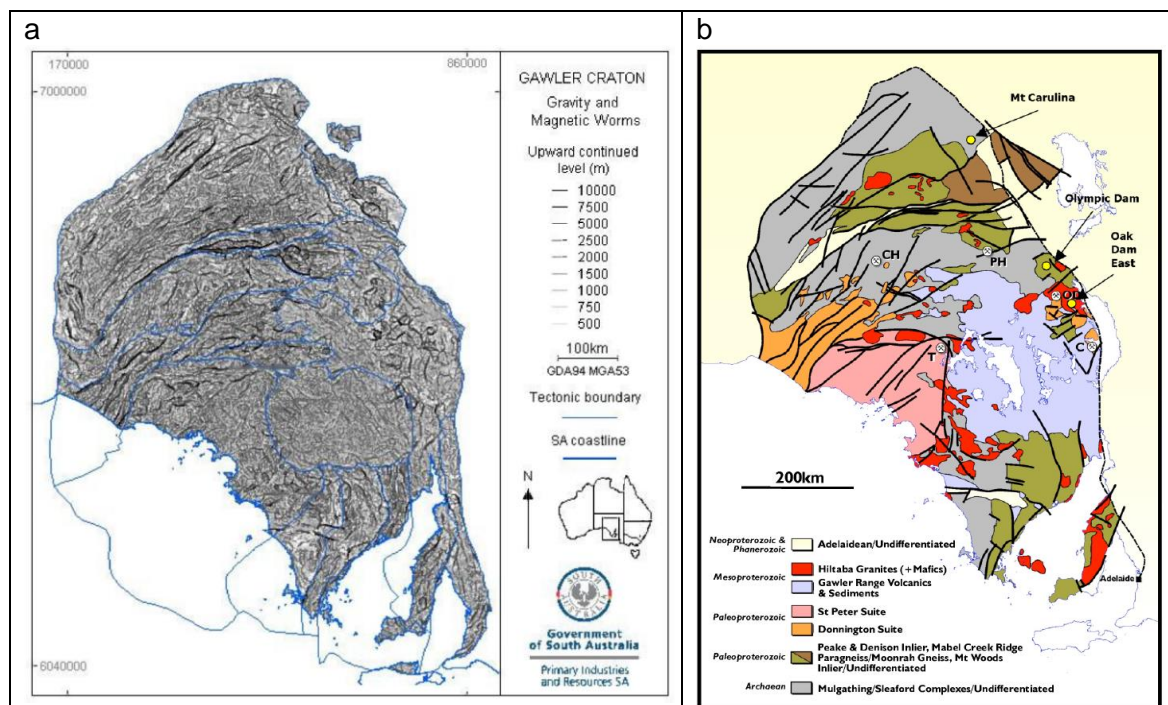
Por ejemplo, Heath et al. (2009) aplican la detección multi-escala de bordes (*Multiscale Edge detection*) en información de gravimetría y magnetometría en el Cratón Gawler (Australia) (**Figura 1-2**). la aplicación de esta metodología, integrada con información geológica de superficie, pozos y evaluación tectónica permitieron tener un mejor entendimiento de los dominios estructurales presentes. Esta aplicación demostró su potencial para proveer alternativas de investigación en áreas en donde hay escasez de afloramientos, especialmente por su representatividad de la distribución en 3D de los rasgos identificados. Esta alternativa resulta de gran interés para el entendimiento de la relación entre los diferentes terrenos geológicos, así como su evolución tectónica.

Pérez-Aguirre et al. (2021) (**Figura 1-3**) utilizan información gravimétrica y magnética integrada con geología para modelar el límite entre los terrenos tectono-estratigráficos Central y Oaxaquia (norte de México), en donde la presencia de exposiciones aisladas de un complejo de subducción del Terciario ha llevado a inferir varias localizaciones de la mencionada sutura; lo anterior para un área en donde la sutura inferida se encuentra cubierta por una espesa capa de depósitos vulcano-sedimentarios del Jurásico y secuencias sedimentarias marinas del Mesozoico. La información geofísica se utilizó para modelar el límite entre los bloques corticales bajo la cubierta sedimentaria, logrando una mejor delimitación de una estructura regional considerada como el borde entre los terrenos.

Gusmao et al. (2005) (**Figura 1-4**) realizan interpretación de datos gravimétricos y magnetométricos en la provincia Borborema (oriente de Brasil), en donde se han desarrollado estudios geológicos y geocronológicos importantes para investigar acerca de la evolución de esta provincia, pero el entendimiento de la compartimentación tectónica y la identificación de límites de importancia litosférica ha sido limitado por la ausencia de datos geofísicos que complementen la cartografía y estudios geológicos de superficie. La información fue interpretada a partir de transformaciones de primera derivada vertical, señal analítica, reducción al polo y filtros de continuación analítica, para delimitar y comparar dominios magnéticos con la litología, lineamentos magnéticos con estructuras geológicas (fallas, zonas de cizalla) y cambios de gradiente con contactos. Como resultado se realizó la separación de 11 compartimientos tectónicos y, la comparación de las

anomalías magnetométricas y gravimétricas, tanto regionales asociadas a cuerpos profundos como residuales asociadas a fuentes someras, fue muy importante para inferir la forma tridimensional de estos rasgos tectónicos. También se identificó a partir de la información geofísica que los límites de la provincia se extienden más hacia el norte de donde han sido cartografiados, aportando evidencias para la reformulación de los modelos geológicos existentes

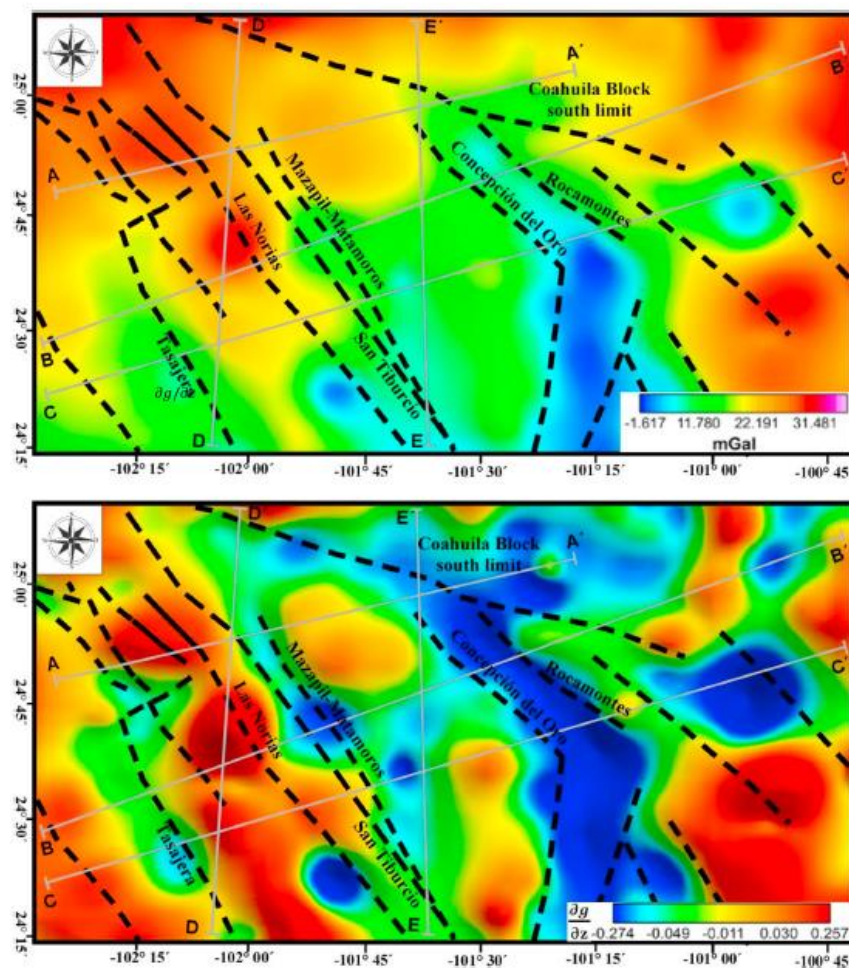
Figura 1-2: Aplicación de técnica de detección multiescala de bordes en el Cratón Gawler (Australia). a) bordes detectados sobre la información magnética (tomado de Heath et al. (2009)). b) Modelo geológico regional (Tomado de).



Desde el punto de vista geofísico, los eventos tectónicos de deformación a gran escala, acreciones y episodios de actividad magmática pueden quedar registrados como heterogeneidades en la corteza terrestre; esto debido a que estos eventos generan fuertes cambios laterales en la litología, estructura y/o composición de la corteza superior, que a su vez implican contrastes laterales en las propiedades físicas de las rocas, como la densidad y susceptibilidad magnética (Telford, et al., 1990; Kearey & Brooks, 1991; Jacoby & Smilde, 2009). En este sentido, la interpretación de datos geofísicos enfocada en delinear rasgos estructurales y límites entre cuerpos de roca con propiedades físicas contrastantes, soportado en el modelamiento directo e inverso 2D y 3D utilizando parámetros de control petrofísicos y geológicos, permitirá interpretar límites y estructuras corticales que a su vez se podrían asociar a cambios litológicos como evidencia de procesos geológicos ocurridos durante la evolución geotectónica del Cratón amazónico.

Esta aplicación de la información geofísica de métodos potenciales ya ha sido utilizada para identificar y caracterizar estructuras corticales y dominios tectónicos en otras áreas cratónicas, utilizando métodos de procesamiento y datos geofísicos con la resolución y cobertura que actualmente se encuentran disponibles para el Oriente Colombiano y en general el extremo NW del Cratón Amazónico (Baines et al., 2009; Yan, et al., 2013; De castro, et al., 2013; Pessano, et al., 2021).

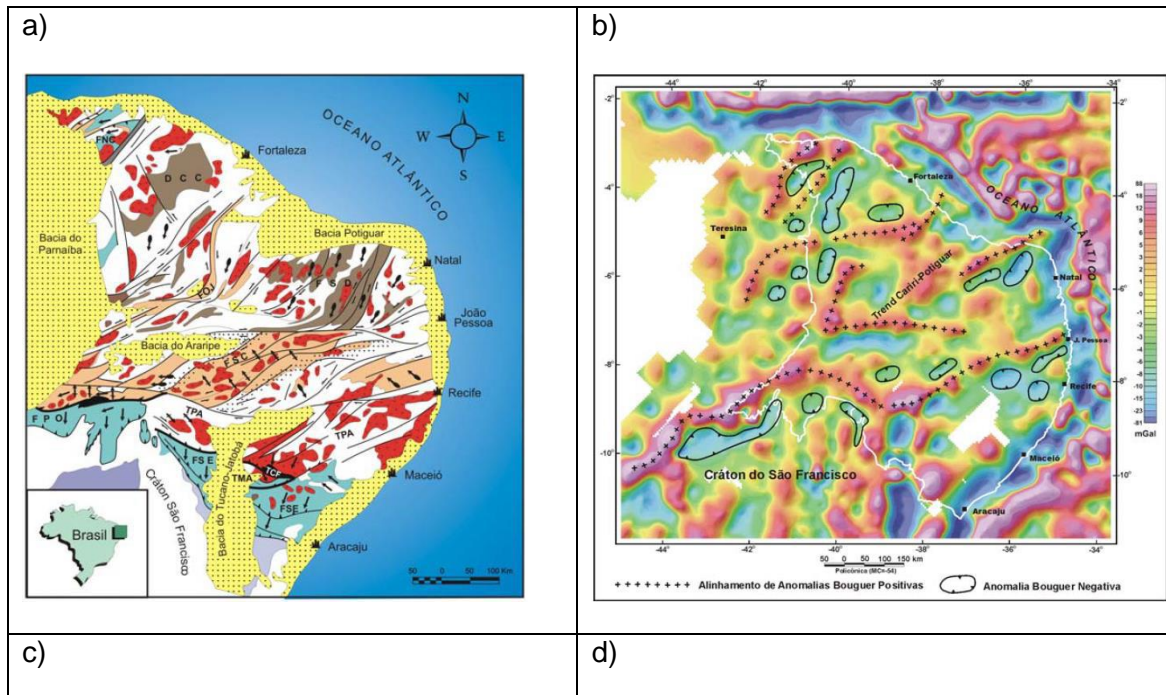
Figura 1-3: Reducción al polo magnético de la anomalía de campo total (arriba) y anomalía de Bouguer (abajo) con interpretación de estructuras y lineamientos para el norte de México, límite entre los terrenos tectono-estratigráficos Central y Oaxaquia. Tomado de Pérez-Aguirre et al. (2021).

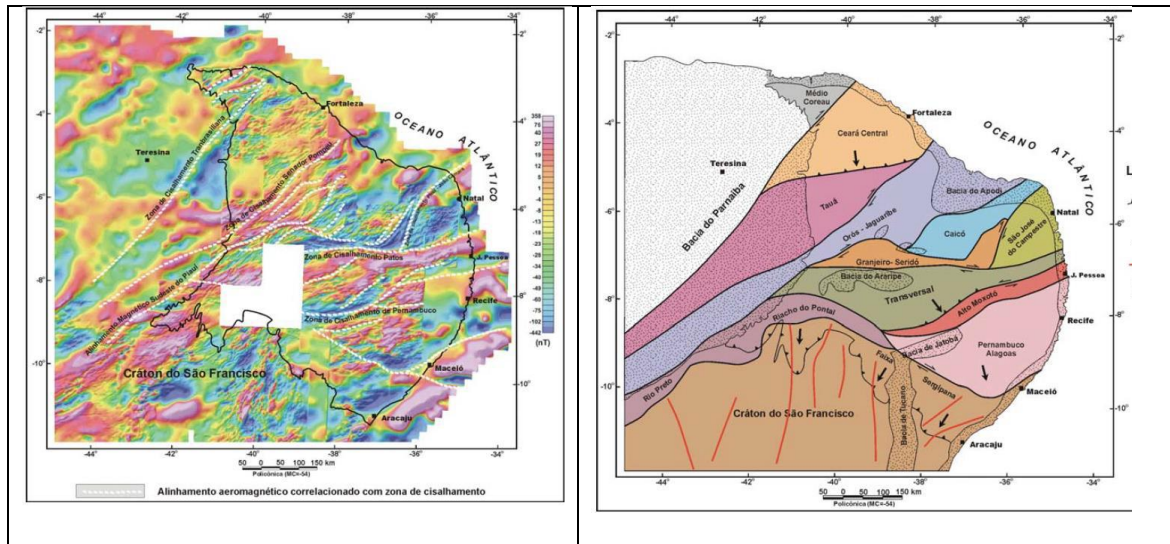


En este trabajo se plantea como objetivo general elaborar un modelo geológico-geofísico del Cratón Amazónico para Colombia. Este modelo permite mejorar la delimitación de rasgos estructurales a escala cortical mediante la interpretación de información geofísica

de magnetometría y gravimetría que, en combinación con información geológica y geocronológica, permiten proponer una reconstrucción de dichos rasgos corticales para el NW de Suramérica, así como su evolución geológica, mejorando el conocimiento sobre la arquitectura geológica regional para el área. Lo anterior se construye a partir de tres objetivos específicos: (i) Interpretar rasgos estructurales y dominios lito-geofísicos mediante el estudio y modelación de los contrastes en propiedades físicas (susceptibilidad magnética, densidad) de las rocas que componen el Cratón Amazónico en territorio colombiano. (ii) Elaborar un modelo geológico-geofísico que ilustre la distribución y estructura de las rocas cristalinas del Cratón Amazónico en Colombia. (iii) Comparar los elementos del modelo geológico-geofísico con las provincias geológicas/metalogénicas propuestas para el borde nor-occidental del Cratón Amazónico y la información geológica disponible de la zona, para establecer si existe continuidad en Colombia de los elementos base para la definición de estas provincias.

Figura 1-4: Estudio tectónico a partir de gravimetría y magnetometría en la provincia Borborema, NE Brasil. a) Esquema geológico-tectónico del área de estudio; b) Anomalía de Bouguer residual con lineamientos y bajos gravimétricos interpretados. c) Anomalía de Campo Magnético total con lineamientos magnéticos interpretados como cizallamientos. d) Interpretación consolidada con separación en dominios tectónicos. Tomado de Gusmao, et. al. (2005)





La tesis está organizada de la siguiente manera. En el **Capítulo 2** se presenta un marco conceptual general sobre los métodos geofísicos de potencial y su aplicación en estudios geológicos regionales. Se realiza una síntesis sobre los principios físicos de los campos gravitacional y magnético de la tierra, así como los métodos geofísicos gravimétrico y magnetométrico que se basan en el estudio de las variaciones en dichos campos y su relación con las propiedades físicas de la corteza superior de la tierra que pueden ser responsables de dichas variaciones. De igual manera se señalan algunos tipos de transformaciones matemáticas, procesamientos y filtros que pueden ser aplicados a los datos geofísicos con el fin de resaltar rasgos de interés para la aplicación en estudios geológicos regionales.

En el **Capítulo 3** se presenta la interpretación de información gravimétrica y magnetométrica para definir rasgos estructurales en el NE de Colombia (departamentos de Vichada y Guainía). Se aplicó una metodología integrada de interpretación cualitativa de información magnetométrica aerotransportada para delinear estructuras magnéticas (lineamientos y dominios) usando el gradiente horizontal de la reducción al polo magnético e interpretación semi-cuantitativa a partir de la detección multiescala de bordes “worming” aplicada sobre una integración de gravimetría y magnetometría aerotransportada con modelos geofísicos globales. Esta información fue complementada con inversión regional 3D para obtener modelos de densidad y susceptibilidad magnética de la corteza superior en el área evaluada. Como resultado se interpretaron cuatro zonas o dominios, separados por estructuras de escala cortical, entre los cuales se resalta el posible límite entre las provincias geocronológicas de Ventuari-Tapajós y Rionegro. El **Capítulo 2** es una versión ajustada del artículo “*Structural signatures of the Amazonian Craton in eastern Colombia from gravity and magnetometry data interpretation*” (Tectonophysics, Moyano & Prieto, 2021).

En el **Capítulo 4** se aplica la metodología descrita en el **Capítulo 3**, extendida para toda el área del Cratón Amazónico en Colombia, desde el piedemonte andino hasta límites con Venezuela y Brasil, identificando y delineando las principales discontinuidades de la corteza superior además de otras características geológicas. Como resultado se interpretaron seis lineamientos geofísicos primarios (PGL), propuestos en este trabajo como posibles límites corticales. La interpretación geofísica se integró con información geológica, geocronológica e isotópica, a partir de la cual se proponen cinco dominios tectónicos: Ventuari-Tapajós, Cinturón de Atabapo, Cinturón de Vaupés, Graben del Apaporis y Putumayo. Este capítulo incluye una nueva edad de cristalización de circón U-Pb de $1227 \pm 8/13$ Ma que indica que la Formación Piraparaná es significativamente más antigua de lo que se pensaba anteriormente, evidenciando que la extensión en el Graben de Apaporis comenzó al menos en el Mesoproterozoico tardío, transformando así por completo su significado tectónico. La interpretación de los límites estructurales propuesta en este capítulo está en excelente acuerdo y proporciona una ubicación más precisa de los límites tectónicos sugeridos previamente en la literatura a partir de la información geológica y geocronológica disponible. Como resultado, se proporciona la primera reconstrucción regional de rasgos estructurales de escala cortical para el noroccidente suramericano, mejorando así la comprensión de la arquitectura tectónica regional del Cratón Amazónico a partir de la integración de métodos geofísicos. El **Capítulo 4** es una versión ajustada del artículo “*Tectonic domains in the NW Amazonian Craton from geophysical and geological data*” (Precambrian Research, Moyano-Nieto, et al., 2022).

El Capítulo 5 presenta las conclusiones principales de la Tesis. También, a manera de recomendaciones para trabajos posteriores, se detallan algunos otros rasgos geofísicos puntuales, que se encuentran localizados dentro los dominios tectónicos propuestos en el **Capítulo 4**, y que pueden aportar información adicional para entender la evolución geológica del NW del Cratón Amazónico.

2. Métodos geofísicos de potencial aplicados a estudios geológicos regionales

La investigación para el conocimiento del modelo geológico y evolución tectónica en un área de interés está determinada por la cantidad, cubrimiento y calidad de la información que sea posible obtener para integrar y consolidar estos modelos. En este aspecto, la información geofísica por métodos de campos potenciales, específicamente gravimetría y magnetometría, juega un papel importante en la integración de la información geológica por cuanto permiten, a través de la visualización de los contrastes en la densidad y susceptibilidad de los materiales de la corteza terrestre, la integración y verificación de la continuidad de los datos geocientíficos obtenidos directamente en el terreno, ya sea en afloramientos o mediante perforaciones.

En el presente capítulo se refieren de manera general los principios físicos de los campos potenciales, especialmente el gravitacional y magnético de la Tierra, así como los fundamentos de los métodos geofísicos que se basan en la interpretación de las variaciones de éstos. Se hace énfasis en la identificación de variaciones o "anomalías" en los campos potenciales como respuesta a cuerpos y/o contrastes laterales en la corteza superior, que a su vez pueden ser asociadas a elementos de interés para estudios geológicos regionales. Dentro de este mismo aspecto, se describen algunas opciones de transformación y filtrado de la información gravimétrica y magnetométrica, que van encaminados a generar nueva información o resaltar partes de esta, cuyo fin es delinear los contrastes de las anomalías que pueden ser relacionados con estructuras de interés geológico.

2.1 Campos potenciales

En cualquier punto de un medio, una unidad de masa, carga eléctrica o polo magnético experimenta una fuerza específica. Esta fuerza será de atracción en el caso del campo gravitacional o de repulsión o atracción cuando dos cargas eléctricas/polos magnéticos de la misma o diferente polaridad se acercan entre sí. Dichas fuerzas se entienden como "campo de fuerza", que es utilizado para estimar propiedades físicas en cualquier punto dentro de un medio. Entre los campos físicos más importantes usados en geofísica, así como la propiedad física de interés, están el gravitacional (densidad),

magnético/magnetostático (susceptibilidad magnética), electromagnético (conductividad eléctrica, permitividad eléctrica y permeabilidad magnética), entre otros. (Kumar, 2008).

El análisis de campos de fuerza como el gravitacional, magnético y eléctrico, puede ser simplificado usando el concepto de "Potencial". El potencial en un punto dentro de un campo de fuerza está definido como el trabajo realizado por la fuerza para mover una masa desde un punto de referencia arbitrario (usualmente el infinito) hasta el punto analizado. Este trabajo está relacionado con la distancia entre la fuente del campo y el punto en el que se desea conocer el valor, independientemente del trayecto que haya tenido el cuerpo entre el origen y el punto de observación. (Dobrin & Savit, 1998).

Si un cuerpo es afectado o no por un campo potencial depende de las características del cuerpo; por ejemplo, el campo magnético afecta únicamente a cuerpos que son magnéticos y el gravimétrico a cuerpos que tienen masa. La gravitación y el magnetismo involucran la interacción de objetos a través de los campos que los rodean, siendo el campo gravitacional el causado por la masa del objeto y el campo magnético por su magnetismo. (Dentith & Mudge, 2014).

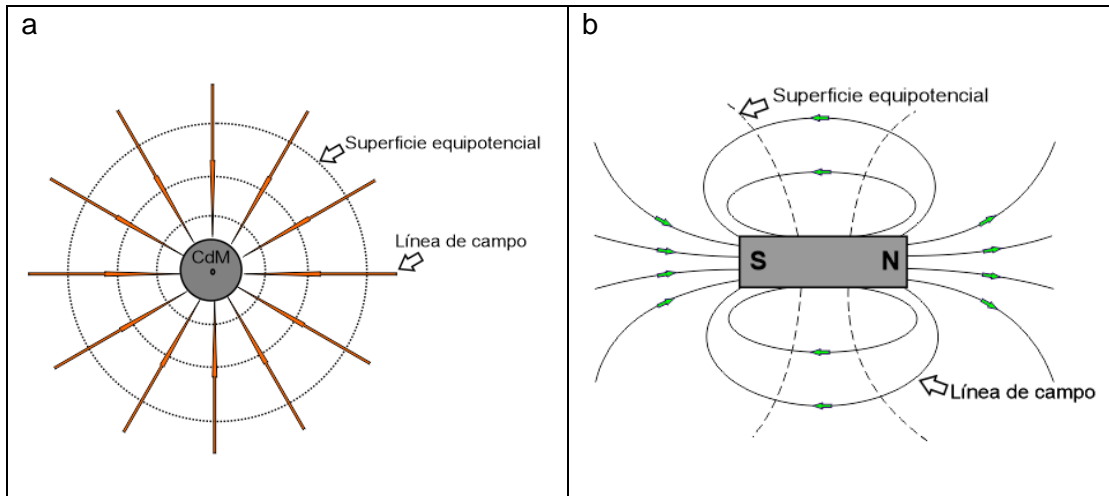
El potencial es una magnitud escalar que decrece proporcionalmente con la distancia a la fuente y es representado a través de una serie de superficies equipotenciales, en donde cualquier punto dentro de cada superficie tiene la misma energía potencial. Por otro lado, el campo potencial se representa a partir de las líneas de campo que, para el caso del campo gravitacional, corresponden a los vectores (con magnitud y dirección), que se orientan en dirección al centro de masa la fuente, formando un patrón radial que corta perpendicularmente cada superficie equipotencial. Las líneas de campo ilustran la dirección de movimiento de un cuerpo influenciado únicamente por la fuerza del campo potencial (Figura 2-1a).

Las fuentes de los campos gravimétricos son monopulares (Figura 2-1a) y por lo tanto siempre atraen, mientras que las fuentes de campos magnéticos y eléctricos son dipolares (Figura 2-1b) con cargas opuestas, por lo que pueden tanto atraerse como repelerse entre sí.

Cuando existen múltiples fuentes adyacentes, los campos potenciales de cada cuerpo interactúan y sus superficies equipotenciales se mezclan, entonces el campo en cualquier

punto corresponderá a la suma vectorial de los campos potenciales asociados con cada fuente. Esta es una característica que se debe tener en cuenta para la aplicación de métodos de potencial en geofísica, ya que las fuentes magnéticas y gravimétricas no existen de manera aislada y resulta muy importante la habilidad de determinar el efecto combinado de múltiples fuentes adyacentes.

Figura 2-1: (a) Ilustración del campo gravitacional y (b) magnético. (Modificado de Dentith & Mudge, 2014)

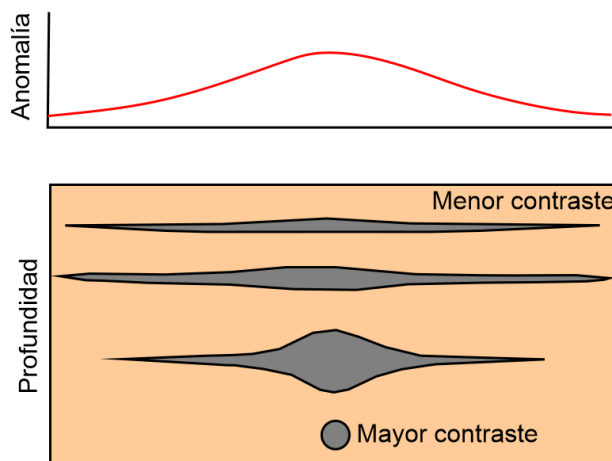


Por último, se debe tener siempre presente el principio de multiplicidad de soluciones (*nonuniqueness*) cuando se trabaja con datos geofísicos y en especial con campos potenciales. Lo anterior dado que las características principales que describen una anomalía, como son su longitud de onda y amplitud, pueden ser producidos por diferentes combinaciones de número y localización de fuentes, geometría de éstas y contraste en sus propiedades físicas (Figura 2-2).

2.1 Gravimetría

Los métodos geofísicos gravimétrico y magnetométrico se basan en la medición de las variaciones espaciales en el campo gravitacional y magnético de la tierra. Para estudios geológicos y regionales, el objetivo es identificar cuerpos o cambios laterales que son más o menos densos o magnéticos que su entorno y a su vez entender algo de sus características físicas y geométricas a partir de las observaciones de las irregularidades o “anomalías” en los campos observados, que son causadas por variaciones en la densidad y susceptibilidad magnética de las rocas y materiales que conforman la corteza terrestre.

Figura 2-2: Efecto de la combinación de geometría, profundidad y contraste de propiedades físicas en 4 tipos de fuente que generan la misma anomalía en superficie. (Modificado de Dentith & Mudge, 2014)



Las características esenciales de la gravedad pueden explicarse en tres conceptos (Dentith & Mudge, 2014):

- *Masa*, que es la cantidad de materia que contiene un objeto.
- *Densidad*, Masa contenida por unidad de volumen.
- *Ecuación de gravitación*: todos los cuerpos se atraen unos a otros con una fuerza proporcional a sus masas, e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre sus centros de masa. La ecuación de gravitación se conoce como la Ley universal de Gravitación y es la razón por la cual los objetos son “halados” hacia la tierra, con una fuerza F (siempre atractiva) definida para dos masas (m_1 y m_2) así:

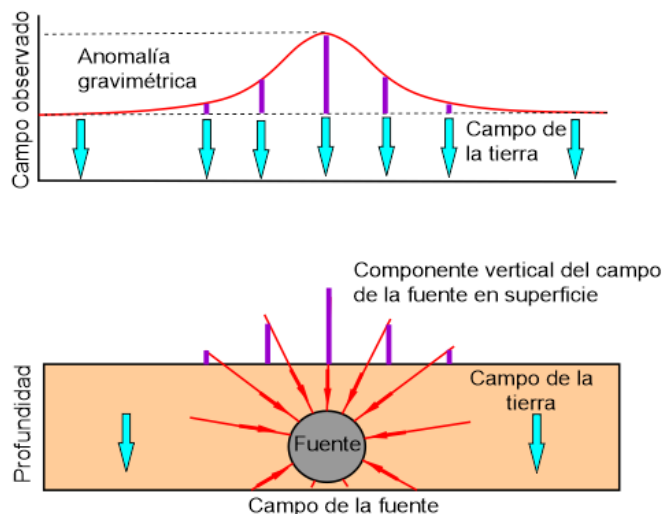
$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

Donde $G = 6.6726 \cdot 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$ (Constante de gravitación universal).

A partir de la ecuación anterior, un cuerpo (m_2) localizado en la superficie de la tierra, considerando la masa de la tierra (m_1) y radio promedio de esta (r), sufrirá una fuerza de atracción F por el campo gravimétrico terrestre, que corresponde al peso del objeto en la tierra. De la misma ecuación es posible establecer que la aceleración ocasionada por la masa de la tierra (gravedad), al nivel del mar y en el ecuador, es de 9.81 m/s^2 . La aceleración de la gravedad es la misma para cualquier objeto de cualquier masa en el mismo punto de la tierra; sin embargo, esta aceleración varía con la latitud y la longitud debido a la rotación de la tierra y variaciones en su radio y densidad de la corteza, además de la elevación sobre la superficie terrestre.

Desde el punto de vista de la aplicación del método gravimétrico para estudios geológicos, se debe anotar que los cambios en la aceleración gravitacional producidos por cambios en la densidad en la corteza superior (“anomalías”) son de menor amplitud comparados con la atracción total ejercida por la masa de la tierra (Figura 2-3). Además, el campo gravitacional de la tierra no tiene papel en la producción de anomalías corticales de interés y es, por el contrario, una “interferencia” que debe ser removida para facilitar su visualización. Lo anterior contrasta con el campo magnético, cuya presencia es fundamental para producir anomalías magnéticas. Por ejemplo, un cuerpo esférico en el subsuelo, que tiene una densidad mayor que su entorno (contraste positivo), generará un “exceso” de masa sobre su ubicación y por lo tanto formará una anomalía gravimétrica positiva (Figura 2-3).

Figura 2-3: (sup) Variación del componente vertical de la gravedad a lo largo de un perfil. (inf) campo gravitacional radial de la fuente y su componente vertical. Tener en cuenta que la intensidad del campo gravitacional de la tierra es mucho mayor que el de la fuente, pero fue reducido como ilustración. (Modificado de Dentith & Mudge, 2014)



De la Figura 2-3 se puede identificar cómo un cuerpo con densidad diferente a su entorno y localizado a profundidad puede ser detectado a través de su efecto en el campo gravimétrico terrestre. También se resalta que, como la fuente gravitacional es monopolar, la anomalía tiene una única polaridad (positiva o negativa) y su pico se centra directamente sobre la fuente.

Una anomalía gravimétrica entonces es el resultado de remover de la gravedad observada el efecto de un modelo que predice el valor de la gravedad normal para este punto (Jacoby & Smilde, 2009).

2.1.1 Anomalía gravimétrica

La gravedad observada corresponde a la suma de varios componentes, tanto invariantes como variantes en el tiempo, siendo los invariantes los de mayor magnitud. Los componentes variantes en el tiempo son parcial o totalmente removidos durante la adquisición y procesamiento de los datos gravimétricos (p.ej. corrección por mareas, deriva instrumental), mientras que los permanentes son asociados con la latitud, elevación, masa asociada a la topografía y anomalías de masa al interior de la tierra.

La gravedad observada (g_{obs}) es entonces un efecto integral de los componentes asociados a todas las masas presentes:

$$g_{obs} = g_{lat} + g_{alt} + g_{Boug} + g_{geol}$$

Donde,

g_{lat} : Corrección por latitud. Hace referencia al valor de la gravedad normal referida al elipsoide de referencia, dependiente de la latitud y valor de referencia en el ecuador (g_{ec})

$$g_{lat} = g_{ec}(1 + c_2 \text{sen}^2 \phi - c_4 \text{sen}^2 2\phi)$$

Siendo $g_{ec}=9.780237 \text{ m/s}^2$, $C_2= 0.0053024$, $C_4=0.0000058$

g_{alt} : Corrección por altura. Se refiere al cambio asociado a la diferencia de altura h del punto respecto a la superficie de referencia (geoide o elipsoide). Usualmente la elevación por encima o por debajo de la superficie de referencia es reducida por el gradiente vertical normal pero también el valor promedio en la superficie elipsoidal de -0.3086 mGal/m es suficiente para áreas no

montañosas con variaciones verticales inferiores a 1 km. La representación de los datos gravimétricos con esta corrección se conoce como Anomalía de aire libre:

$$\text{Aire libre} = g_{obs} - g_{lat} + g_{alt}$$

g_{Boug} : Cambio asociado a la masa topográfica; por ejemplo, la localizada entre la superficie de la tierra y la superficie de referencia, la cual puede ejercer un efecto importante sobre el valor de gravedad observada. Para este efecto se considera que el punto de observación es afectado por la masa asociada con la topografía y su valor se sustrae o adiciona según el nivel de observación esté por encima o bajo el nivel del mar. La densidad comúnmente asumida para esta corrección es de 2.670 kg/m³, estimada como el promedio para las rocas de la superficie (densidad de Bouguer).

La masa asociada a la topografía puede ser dividida en dos partes:

- La placa de Bouguer, una losa horizontal de extensión lateral infinita localizada entre el nivel de observación y el de referencia (**Anomalía o corrección de Bouguer**):

$$\text{Bouguer} = \text{Aire libre} - g_{Boug}$$

- El relieve topográfico respecto a la superficie plana, su efecto se reduce mediante la corrección topográfica (**Anomalía completa de Bouguer**).

$$\text{Bouguer completa} = \text{Aire libre} - g_{Boug} + g_{topo}$$

g_{geo} : efectos de cualquier desviación de la gravedad normal por debajo de la superficie física de medición (no solo bajo la superficie de referencia).

La determinación de **g_{geo}** representa entonces las variaciones relacionadas con la presencia de contrastes y variaciones de densidad en el subsuelo asociadas a cuerpos de interés geológico. Teniendo en cuenta lo anterior, se puede formular el cálculo de la Anomalía Gravimétrica a partir de la gravedad observada, así:

$$g_{geol} = g_{obs} - g_{lat} - g_{alt} - g_{Boug}$$

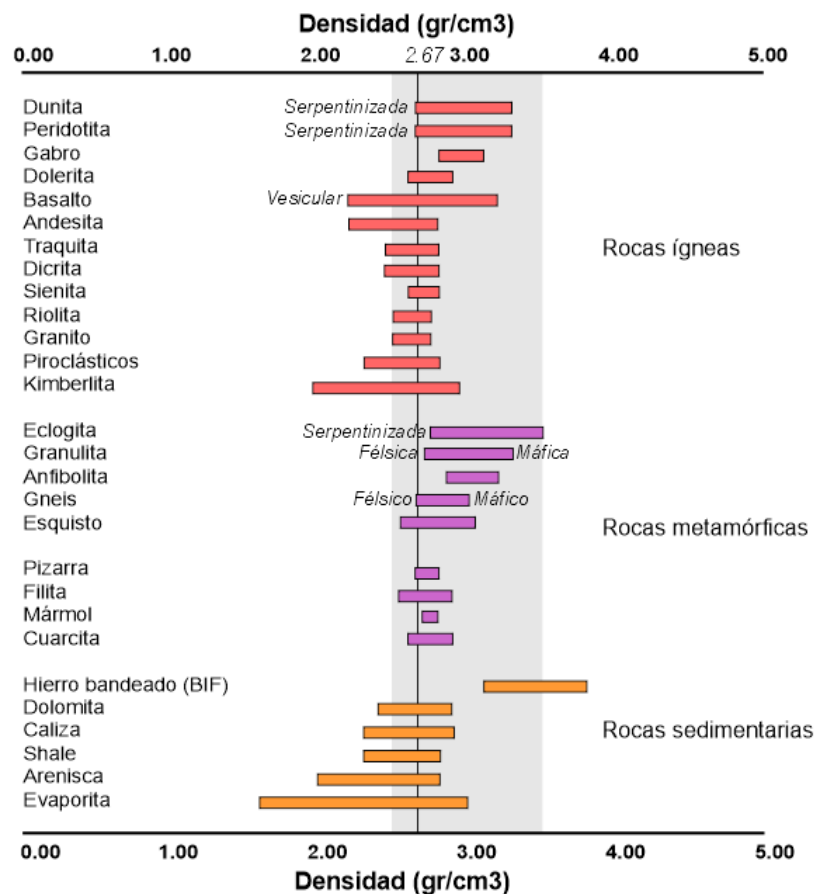
2.1.2 Densidad de las rocas

En exploración gravimétrica, el parámetro que se determina es la variación local en la densidad, ya que la densidad como propiedad física no es medida directamente durante el levantamiento. La densidad puede ser medida en laboratorio a partir de muestras de afloramiento o núcleos de perforación, pero aun así factores como alteración,

fracturamiento o deshidratación de la roca durante el muestreo, hace que la densidad no sea adecuadamente conocida en situaciones de campo normales (Telford, et. al. 1990).

En la Figura 2-4 se muestran los valores de densidad de las rocas y materiales comunes en el ambiente geológico, consistentes con el valor promedio de densidad asumido para la corteza terrestre (2.67 g/cm³). Se debe notar que los valores de densidad para las rocas más comunes se encuentran restringidos en un rango muy pequeño en comparación con otras propiedades objeto de estudio en geofísica, como la susceptibilidad magnética y resistividad eléctrica. De igual manera se resalta que las rocas ígneas y metamórficas, como principales componentes de la corteza terrestre, presentan rangos de densidad similares, lo que hace prácticamente imposible hacer diferencias entre éstas a partir de su densidad únicamente. Además, la densidad de la roca depende de la totalidad de su contenido mineral y, para algunos casos relevantes como las rocas sedimentarias, su porosidad total.

Figura 2-4: Densidad de las rocas. Modificado de Dentith & Mudge (2014)



2.2 Magnetometría

Si bien el método gravimétrico y el magnetométrico tienen mucho en común, las características del magnetismo lo hacen más complejo y las variaciones en el campo magnético terrestre son más erráticas y sectorizadas. Esto principalmente por las características dipolares, dirección variable y cambios en el tiempo asociadas al campo magnético. Las variaciones en el campo magnético resultan de factores tanto locales como regionales haciendo del método magnetométrico una de las herramientas geofísicas más versátiles, si bien como todo método basado en campos potenciales, no tiene una interpretación única. (Telford, et al., 1990).

El objetivo de la exploración magnetométrica es el investigar la geología del subsuelo a partir de las anomalías en el campo magnético de la tierra, resultantes de contrastes en las propiedades magnéticas de las rocas que la componen (Kearey & Brooks, 1991). A pesar de que la mayoría de los minerales formadores de rocas no son magnéticos, ciertos tipos de rocas contienen minerales magnéticos en suficiente concentración para producir anomalías magnéticas significativas.

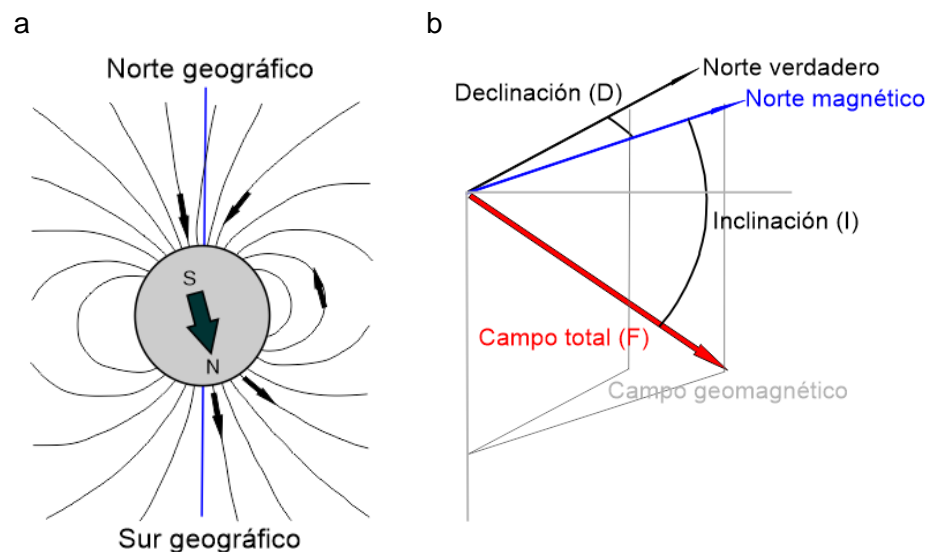
Con fines de entender el campo geomagnético, la tierra se puede considerar como compuesta por tres capas (Reeves, 2005): núcleo, manto y corteza. Los procesos de convección en la parte líquida del núcleo metálico dan origen a un campo geomagnético complejo que, para efectos de modelación en superficie, se puede aproximar a un dipolo que se asume de esta forma a un imán de barra localizado en el centro del planeta (Figura 2-5a); por su parte, el manto no tiene mayor papel en el geomagnetismo y es la interacción pasada y presente entre el campo geomagnético y la corteza terrestre la que da origen a las anomalías magnéticas corticales de interés para estudios geológicos regionales.

Se puede notar además que los polos magnéticos no coinciden con los polos geográficos y además no son estacionarios. Los polos magnéticos se localizan en donde las líneas de campo son verticales y su magnitud es cercana al máximo; la orientación y magnitud del campo varía de manera relativamente suave a lo largo del planeta, llegando a su mínima magnitud y componente vertical hacia el ecuador magnético, que tampoco coincide con el ecuador geográfico. El ecuador magnético se define entonces en donde las líneas de campo son horizontales” (Isles & Rankin, 2013).

La naturaleza dipolar del campo magnético requiere tener especial cuidado en especificar su dirección: el campo está orientado verticalmente hacia abajo en el polo sur magnético,

horizontal y apuntando al norte en el ecuador magnético y vertical y apuntando hacia arriba en el polo norte magnético.

Figura 2-5: a) Esquema de la forma y variación de la dirección del campo geomagnético con la latitud. b) componentes del campo geomagnético. (Tomado de Reeves, 2005).



El campo magnético es un vector (**Figura 2-5b**) que puede ser definido en cualquier punto del planeta a partir de su magnitud F , el ángulo que hace respecto a la horizontal o inclinación (I = positivo hacia el norte del ecuador magnético y negativo hacia el sur) y el ángulo entre el plano vertical que contiene a F y el norte verdadero ó declinación (D = positivo hacia el este y negativo hacia el oeste). Para otros estudios más especializados también se expresa el campo como las magnitudes de sus tres componentes ortogonales (Reeves, 2005).

El componente relativamente estable del campo geomagnético está descrito por un modelo matemático desarrollado a partir de observaciones realizadas durante muchos años en diferentes puntos de todo el globo, este modelo es conocido como el Campo Magnético Internacional de Referencia (IGRF. Thebault, et al, 2015). Este modelo permite calcular la dirección y magnitud del campo magnético en cualquier punto de la Tierra e intenta predecir los cambios seculares de éste, por lo que se actualiza cada 5 años.

En prospección magnetométrica, el IGRF representa una superficie suave de longitud de onda amplia que se encuentra superpuesta a los rasgos de menor longitud de onda que corresponden a las anomalías corticales de interés para estudios geológicos regionales. El IGRF además permite establecer la magnitud y dirección del campo geomagnético para la época de adquisición de los datos, lo que resulta fundamental en el procesamiento de los datos magnetométricos.

Las variaciones temporales en el campo geomagnético abarcan rangos desde segundos hasta millones de años y tienen un profundo efecto sobre la adquisición y procesamiento de los datos magnetométricos, la sustracción del campo para obtener la anomalía de interés y la interpretación de las anomalías resultantes. Entre las variaciones que se deben tener en cuenta están: Variaciones diurnas, Micropulsaciones, Tormentas magnéticas, variaciones seculares e inversiones del campo magnético (Reeves, 2005).

2.2.1 Magnetización de rocas y minerales de la corteza

Las propiedades magnéticas de cualquier material están determinadas por los spines de sus electrones y su posición orbital en los átomos, la concentración de átomos o iones magnéticos, la interacción entre éstos y la estructura molecular del material (Dentith & Mudge, 2014). Para la mayoría de los átomos, estos efectos magnéticos se cancelan mutuamente y el átomo resulta ser no-magnético; para otros átomos estos efectos no se cancelan del todo, por lo que el átomo forma un dipolo que constituye una magnetización espontánea del material, es decir que es magnético aún en la ausencia de un campo inductor. De manera general, la reacción de la estructura atómica de la materia ante un campo inductor puede ser clasificada dentro de tres tipos de magnetización:

- *Diamagnéticos*. Son aquellos en donde los spines magnéticos se alinean de manera opuesta al campo externo y tienen una leve susceptibilidad magnética negativa (Isles & Rankin, 2013). Todos los materiales tienen un comportamiento diamagnético muy leve, que comúnmente es enmascarado por la presencia de los otros tipos de magnetización. Por ejemplo, la Halita es un mineral que puede exhibir, cuando está presente en suficiente volumen como un diapiro, una leve anomalía negativa en una cuenca sedimentaria, Gernigon, et., al. (2011).
- *Paramagnéticos*. Son aquellos en donde los spines magnéticos se alinean con el campo externo y tienen una leve susceptibilidad magnética positiva. Entre estos se identifican los piroxenos, anfíboles y micas.

- *Ferromagnéticos.* Son materiales en donde los dipolos están acoplados magnéticamente y, ante la presencia de un campo magnético externo, los dominios se pueden alinear con el campo inductor dando un magnetismo neto, es decir que el material se torna magnético por inducción magnética.

Cuando el campo magnético es removido, todos los dominios vuelven a su estado inicial, pero si el campo inductor es suficientemente fuerte es posible que haya cambios irreversibles en los dominios, resultando en un magnetismo remanente. El material ferromagnético más importante es el hierro, pero materiales puramente ferromagnéticos raramente ocurren en la naturaleza.

Las propiedades magnéticas de las rocas reflejan, fundamentalmente, la distribución de su contenido de hierro entre especies minerales fuertemente magnéticas (óxidos/sulfuros) y otras fases poco magnéticas (silicatos, carbonatos, etc), distribución que depende de factores químicos, petrológicos y otros de origen geológico. Por lo tanto, mediante la correlación entre la composición de minerales magnéticos, petrología y propiedades magnéticas de las rocas y su relación con las anomalías magnéticas observadas, se logra un mejor entendimiento de los factores geológicos que modelaron estas anomalías, lo que lleva a mejorar la interpretación geológica a partir de información de magnetometría (Clark, 1997).

2.2.2 Susceptibilidad magnética

Todas las rocas que se encuentran localizadas dentro del campo geomagnético van a presentar algún tipo de magnetización inducida, la magnitud de esa magnetización (J_i) está definida por:

$$J_i = kF$$

Siendo (F) la magnitud del campo geomagnético y (k) una constante de proporcionalidad que constituye la **susceptibilidad magnética** volumétrica de la roca.

Según Jacoby & Smilde (2009), la cantidad de minerales magnéticos dentro de una roca es una función de:

- *Composición química.* Un bajo contenido de hierro se puede correlacionar con baja susceptibilidad magnética (k), mientras que un alto contenido de hierro no necesariamente redundará en un alto valor de k . Lo anterior dado que el contenido de hierro depende además de la especie mineral de hierro (magnético o no) que se

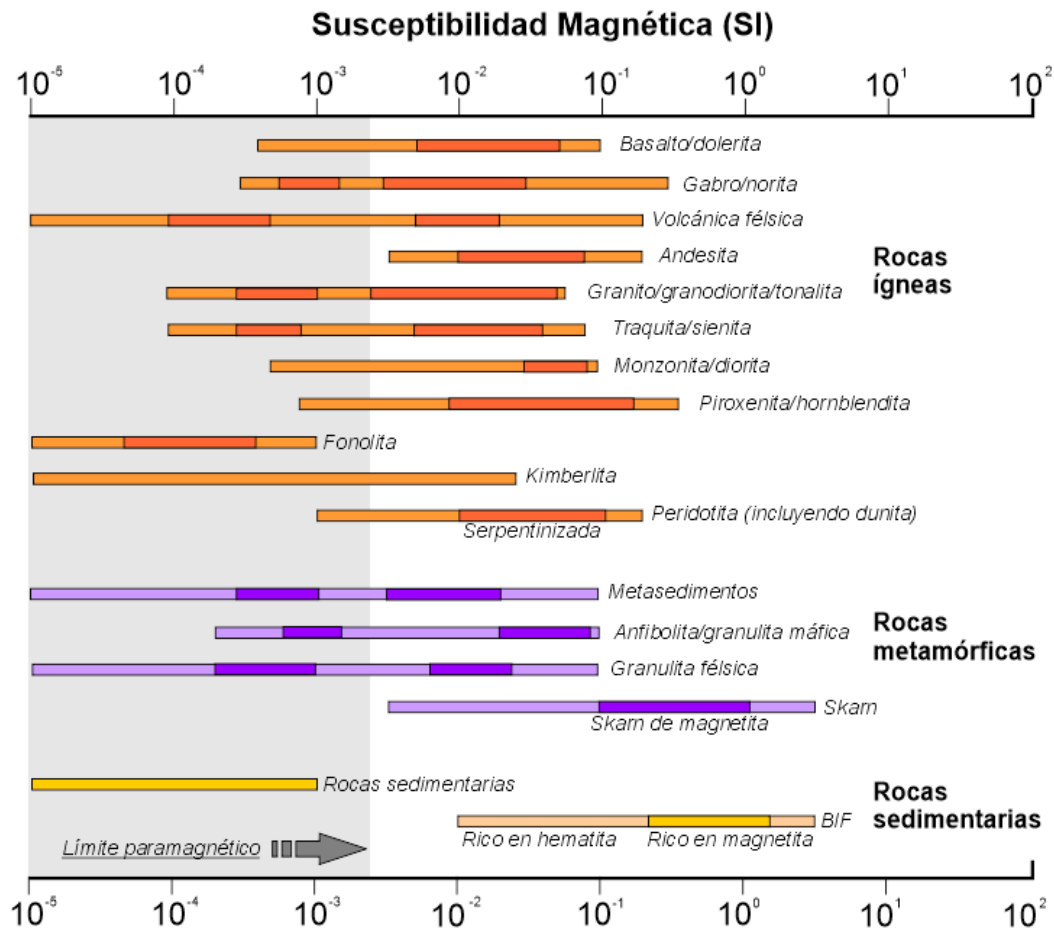
forme con la roca y cualquier otro proceso subsecuente que pueda haberla alterado o modificado en su composición (metamorfismo, alteración, meteorización, etc).

- *Química e historia térmica y barométrica de la roca.* La temperatura de cristalización, factores geoquímicos, presión litostática e hidráulica son factores que controlan además la partición del hierro en especies minerales diferentes.

De la compilación realizada a partir de miles de muestras de susceptibilidad magnética en un amplio rango de litologías realizada por Clark (1997), se ilustran al menos tres características importantes (Figura 2-6):

- Para cualquier tipo de litología, la susceptibilidad magnética abarca un rango de 2 a 4 órdenes de magnitud. Esto refleja no solo el contenido de hierro en la roca, sino sus condiciones locales de oxidación/sulfuración, temperatura de formación y otros factores geológicos, tanto al momento de su formación como durante eventos subsecuentes.
- Al igual que con la densidad (Figura 2-4), hay una gran superposición en los rangos de susceptibilidad magnética entre la mayoría de las litologías, haciendo que identificar una litología en particular a partir de esta propiedad (o la intensidad de su anomalía magnética) sea virtualmente imposible.
- Estadísticamente, hay rangos “más comunes” de susceptibilidad magnética para muchas litologías, siendo sus valores extremos los que muestran las variantes más inusuales en los parámetros de formación o alteración subsecuente de cada tipo de roca.

Figura 2-6: Susceptibilidad magnética de las rocas. Modificado de Dentith & Mudge (2014)



2.2.3 Anomalía magnética

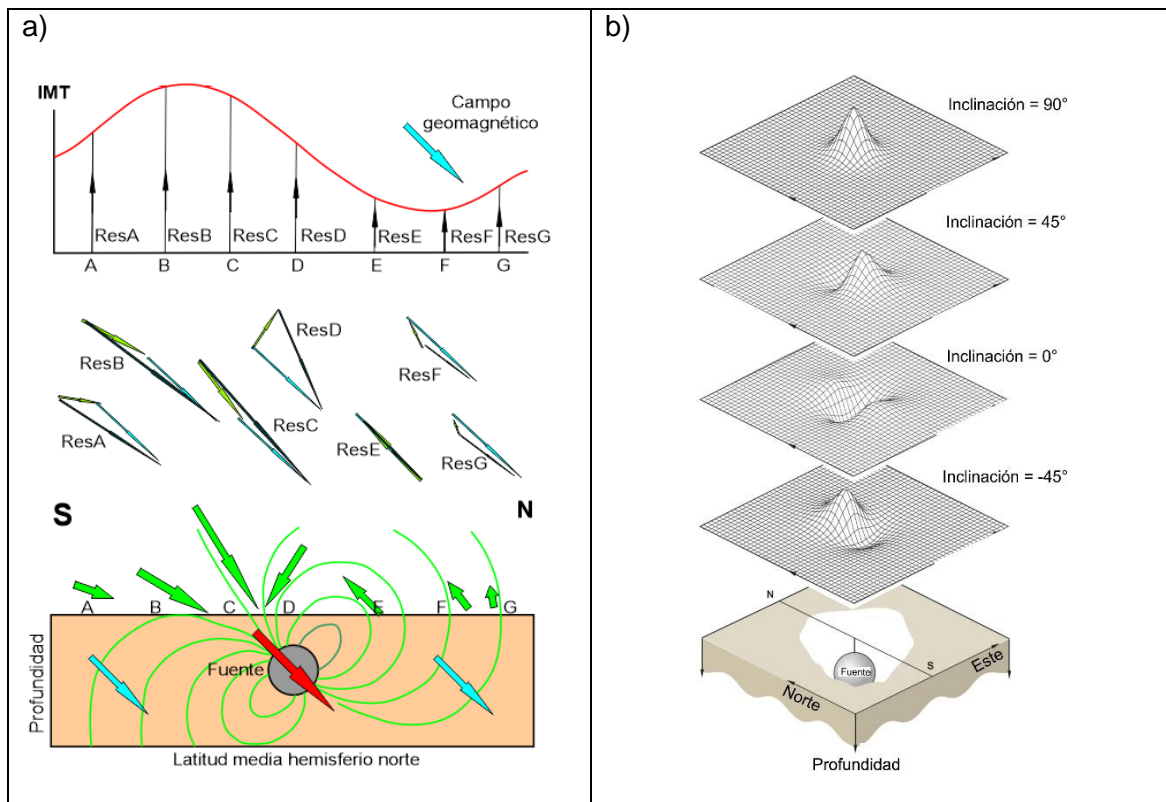
Todas las anomalías magnéticas causadas por las rocas se encuentran superpuestas al campo geomagnético (IGRF) de la misma forma en que las anomalías gravimétricas se sobren imponen al gravitacional. Para el caso magnético resulta sin embargo mucho más complejo ya que, a diferencia del campo gravitacional que siempre es vertical, el magnético varía tanto en amplitud como en dirección (Kearey & Brooks, 1991). Lo anterior sumado a las múltiples respuestas magnéticas de los materiales ante el campo geomagnético.

Al igual que con el campo geomagnético, los campos magnéticos inducidos en las rocas de la corteza son dipolares; por lo tanto, un perfil de intensidad de campo magnético medido en superficie sobre un cuerpo enterrado tendrá componentes positivo y negativo. El grado de asimetría en este perfil dependerá de la orientación del cuerpo respecto al

campo geomagnético local, así como de la orientación del campo geomagnético como tal. Como resultado, el mismo cuerpo presentará un perfil de intensidad de campo magnético diferente bajo diferentes inclinaciones de campo geomagnético (Figura 2-7).

Como se indicó anteriormente, el campo geomagnético (IGRF) se comporta como un campo regional de baja longitud de onda y su remoción (calculado para la fecha de adquisición de los datos) del campo observado incrementa la resolución de las anomalías magnéticas asociadas a fuentes de la corteza terrestre, además de remover las variaciones seculares para el caso de estudios que abarcan un amplio periodo de tiempo. De manera similar que en gravimetría, la anomalía magnética base para trabajar en exploración magnetométrica es el resultado de sustraer del campo magnético observado el valor de un modelo que predice el campo geomagnético (IGRF).

Figura 2-7: (a) Componentes de una anomalía magnética para una latitud intermedia dentro del campo geomagnético. (b) Ejemplo de anomalía magnética sobre una esfera magnetizada bajo campos con diferente inclinación. (Tomado de Dentith & Mudge, 2014).



2.3 Transformaciones y filtros aplicados en interpretación de gravimetría y magnetometría

De los numerales anteriores, en donde se plantearon los fundamentos de los métodos gravimétrico magnetométrico, y con el fin de fijar los objetivos y alcances de la interpretación de datos geofísicos para estudios geológicos regionales, se deben tener claros dos aspectos:

- La anomalía en el campo contiene la suma de los campos de las múltiples fuentes presentes tanto local como regionalmente y en profundidad.
- Los métodos geofísicos gravimétrico y magnético muestran variaciones y contrastes en la densidad y susceptibilidad magnética de las rocas y materiales del subsuelo, no los valores absolutos de estas propiedades, por lo que estas variaciones no pueden ser asociadas directamente a un tipo de litología específica y tampoco representan necesariamente cambios litológicos.

Con el fin de realizar un mejor análisis de la información geofísica, la interpretación puede ser asistida con varios filtros o transformaciones que tienen como objetivo el resaltar determinadas características de los datos o, por el contrario, suprimir algunos rasgos no deseables. Las transformaciones se entienden como procesos numéricos que generan nuevas “versiones” de los datos, mientras que los filtros buscan realzar algunos componentes de los datos mediante la atenuación o supresión de otros (Jacoby & Smilde, 2009).

Dada la naturaleza de la información gravimétrica y magnetométrica, la mayoría de las transformaciones y filtros resultan comunes para los dos, por lo que serán tratados simultáneamente.

2.3.1 Filtros de frecuencia/longitud de onda

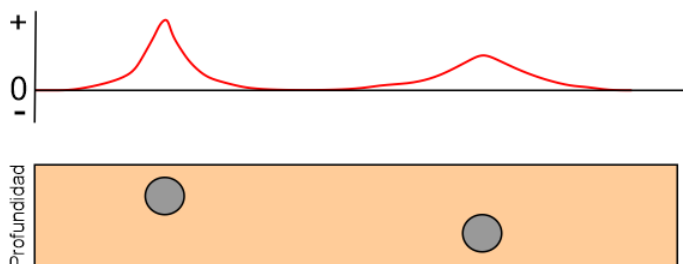
Consisten en modificar directamente el contenido de frecuencias en los datos, lo cual resulta útil para la separación de respuestas regionales en la información de campos potenciales.

- *Filtros espectrales.* Los datos gravimétricos y magnetométricos contienen variaciones en un rango determinado de frecuencias, el cual comúnmente es

continuo: las fuentes profundas o someras de gran extensión contribuyen con longitudes de onda amplias y las fuentes someras con longitudes cortas. Es importante notar que no es posible hacer una separación efectiva de profundidades específicas mediante estos filtros, debido al traslape en el espectro de frecuencia para fuentes de diferentes profundidades. En la práctica es posible diferenciar parcialmente respuestas de fuentes someras, intermedias y profundas.

- *Filtros de Continuación.* Los filtros de continuación hacia arriba o hacia abajo (*upward-downward*), en términos físicos transforman los datos hacia un nivel por encima o por debajo del punto de observación, lo que equivaldría a una mayor o menor altura respecto al punto real de observación del campo. Estos filtros son posibles dado que el espectro de los campos potenciales varía de una forma predecible con respecto a la distancia a la fuente (Figura 2-8) y su efecto se resume en una atenuación del efecto de las frecuencias más altas (asociadas comúnmente con cuerpos más pequeños y cercanos a superficie) a medida que se incrementa matemáticamente esta distancia entre fuente/receptor (*upward*).

Figura 2-8: Variación de la anomalía con cambios en la distancia fuente-receptor. Modificada de Dentith & Mudge, (2014).



2.3.2 Gradientes/Derivadas

Los gradientes o derivadas de los campos gravitacional y magnético son más sensibles que el campo magnético total y la gravedad normal a los cambios en las propiedades físicas del subsuelo, por lo que su aplicación incrementa el detalle en la información geofísica (Dentith & Mudge, 2014). Las derivadas resaltan las anomalías asociadas a cuerpos someros por encima de los rasgos más profundos (Figura 2-9a) que generan cambios pequeños (gradientes) en el campo. Los gradientes horizontales (Figura 2-9b) y verticales son muy sensibles a los contornos de las fuentes magnéticas y por eso se utilizan como marcadores de borde. Mientras que la relación entre las derivadas y la fuente es muy simple en la gravimetría, para la magnetometría depende de la dirección de la

magnetización de la fuente y es usualmente compleja y dipolar, a menos que la magnetización sea vertical.

2.3.3 Señal analítica

Es la combinación de los tres gradientes direccionales de los campos magnético o gravimétrico para obtener el gradiente total (Nabighian, 1972):

$$AS_{(x,y)} = \sqrt{\left(\frac{df}{dx}\right)^2 + \left(\frac{df}{dy}\right)^2 + \left(\frac{df}{dz}\right)^2}$$

Donde, f es el campo gravitacional o el magnético

La señal analítica resulta útil para localizar los cuerpos causantes de las anomalías, ya que se localiza como un pico sobre los bordes de estos (Figura 2-9c). Además, al ser independiente de la inclinación del campo magnético, funciona mejor aquellas zonas en donde la magnetización remanente o baja latitud magnética hacen más compleja la interpretación de la información.

2.3.4 Derivada “Tilt”

Las fuentes someras, respecto de las profundas, tienen grandes amplitudes en sus gradientes tanto vertical como horizontal en un rango que puede hacer difícil la presentación de la información. Por otro lado, las relaciones entre las derivadas de cada tipo de fuente tienen amplitudes similares, por lo que este problema se puede abordar dividiendo la derivada vertical por la amplitud de las derivadas horizontales totales del campo (Dentith & Mudge, 2014). Mas aún, la relación puede ser tratada como un ángulo aplicando su arcotangente para atenuar las amplitudes más altas. Este valor se conoce como la derivada “Tilt” (Miller & Singh, 1994).

$$TDR(x, y) = \tan^{-1} \left[\frac{df/dz}{\sqrt{\left(\frac{df}{dx}\right)^2 + \left(\frac{df}{dy}\right)^2}} \right]$$

Donde f es el campo magnético o gravitacional

Este valor, para anomalías gravimétricas o fuentes magnetizadas, es positivo sobre la fuente, cercano a cero en el borde y negativo por fuera, simulando así la forma de esta con su valor cero aproximando los contornos de la fuente (Figura 2-9d, Figura 2-10). Debido a que el Tilt está derivado de una relación, tiene un rango de intensidad normalizado, lo que significa que lleva respuesta de fuentes tanto someras como profundas, lo puede hacer un poco difícil la interpretación y delimitación de las diferentes fuentes.

Figura 2-9: Resultado de la aplicación de transformadas y filtros a la anomalía gravimétrica asociada con una fuente cúbica (e): (a) Primera derivada vertical. (b) Gradiente horizontal total. (c) Señal analítica. (d) Derivada Tilt. (Modificado de Dentith & Mudge, 2014)

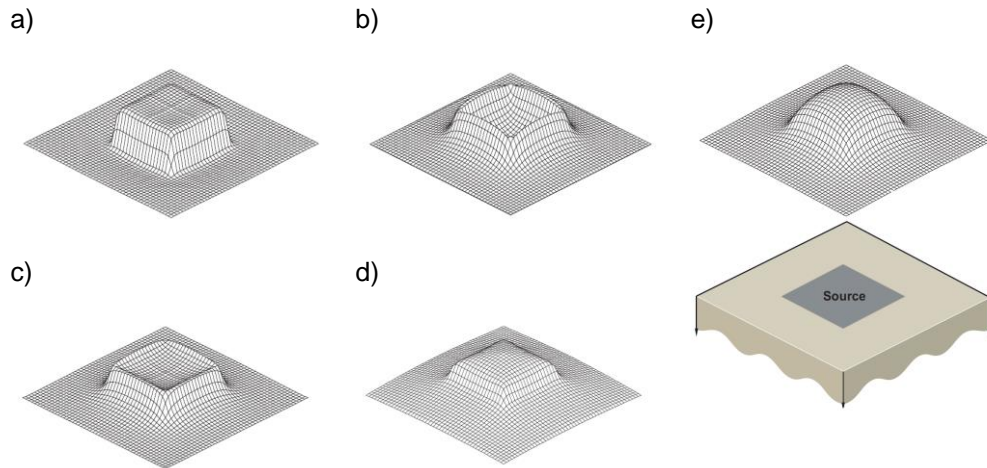
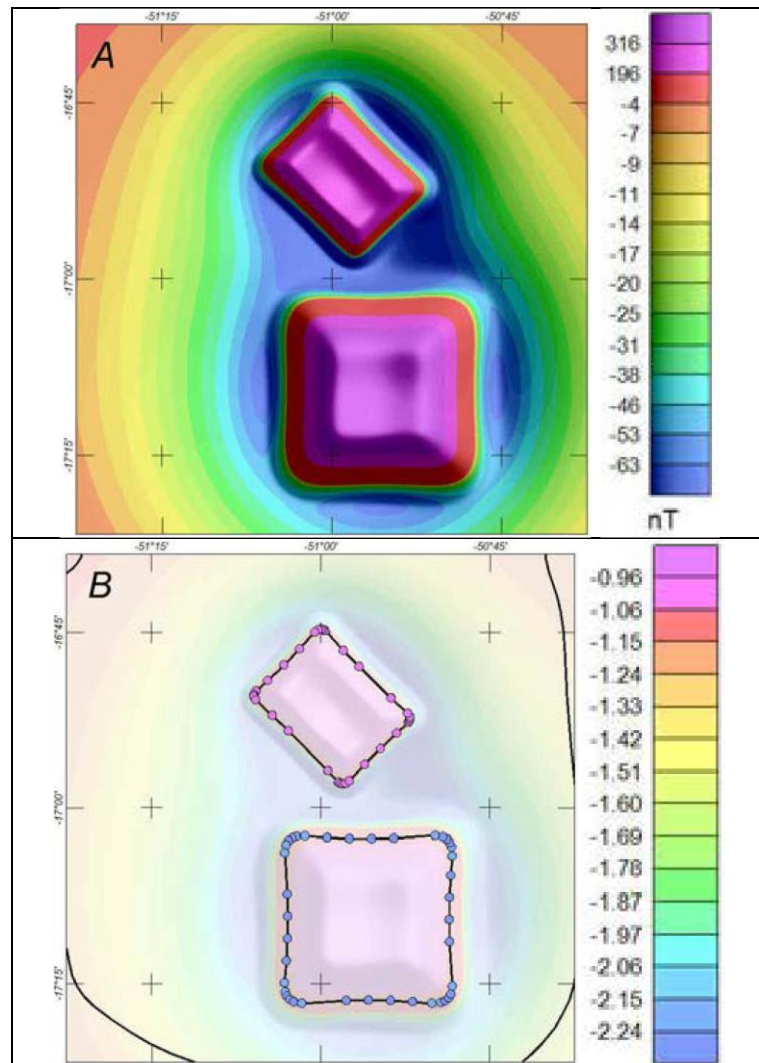


Figura 2-10: Modelo sintético de Anomalía magnética sobre dos prismas (a) y estimación de su forma mediante la aplicación de la derivada tilt (b). Tomado de Blakely, et. al. (2016).



2.3.5 Reducción al polo magnético

(Baranov, 1964), transforma las anomalías magnéticas de naturaleza di-polar en anomalías simples mediante la transformación de éstas hacia el polo magnético, en donde el campo magnético es vertical (inclinación de 90°). Con esta transformación, se elimina la distorsión ocasionada por la dipolaridad del campo magnético, teniendo como resultado que las anomalías se van a transformar en un único pico o valle localizado directamente

sobre el cuerpo que causa la perturbación del campo magnético y puede ser procesada/interpretada de manera similar a una anomalía gravimétrica (Figura 2-11).

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

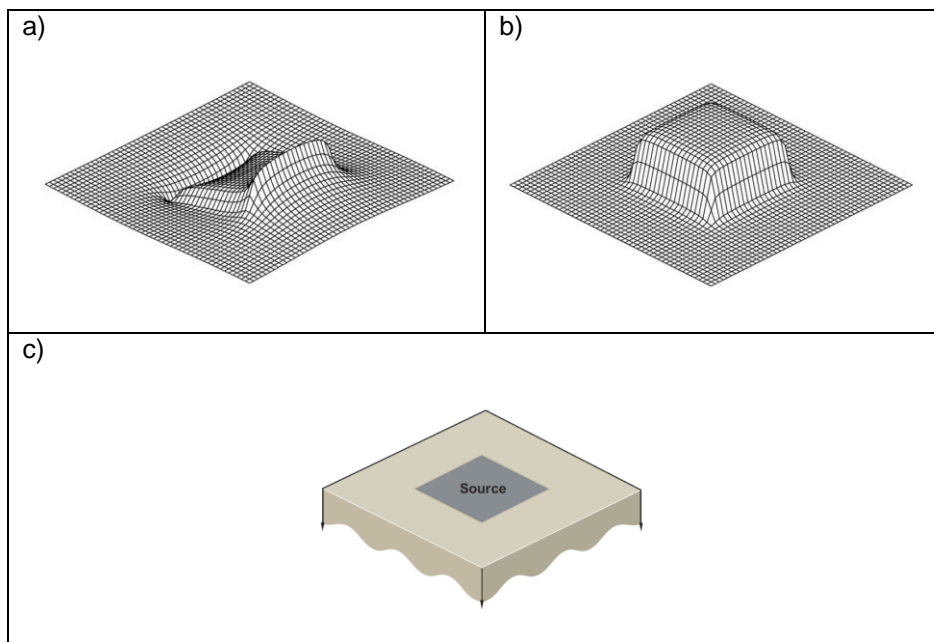
Donde:

I = Inclinación del campo geomagnético en grados respecto al horizonte,

D = Declinación del campo geomagnético en grados azimut.

Ia = Amplitud de corrección de la Inclinación geomagnética.

Figura 2-11: (a) Anomalía magnética asociada a la fuente (c) observada en el hemisferio norte magnético. (b) Reducción al polo de la anomalía (a).



2.3.6 Detección multi-escala de bordes (Worming)

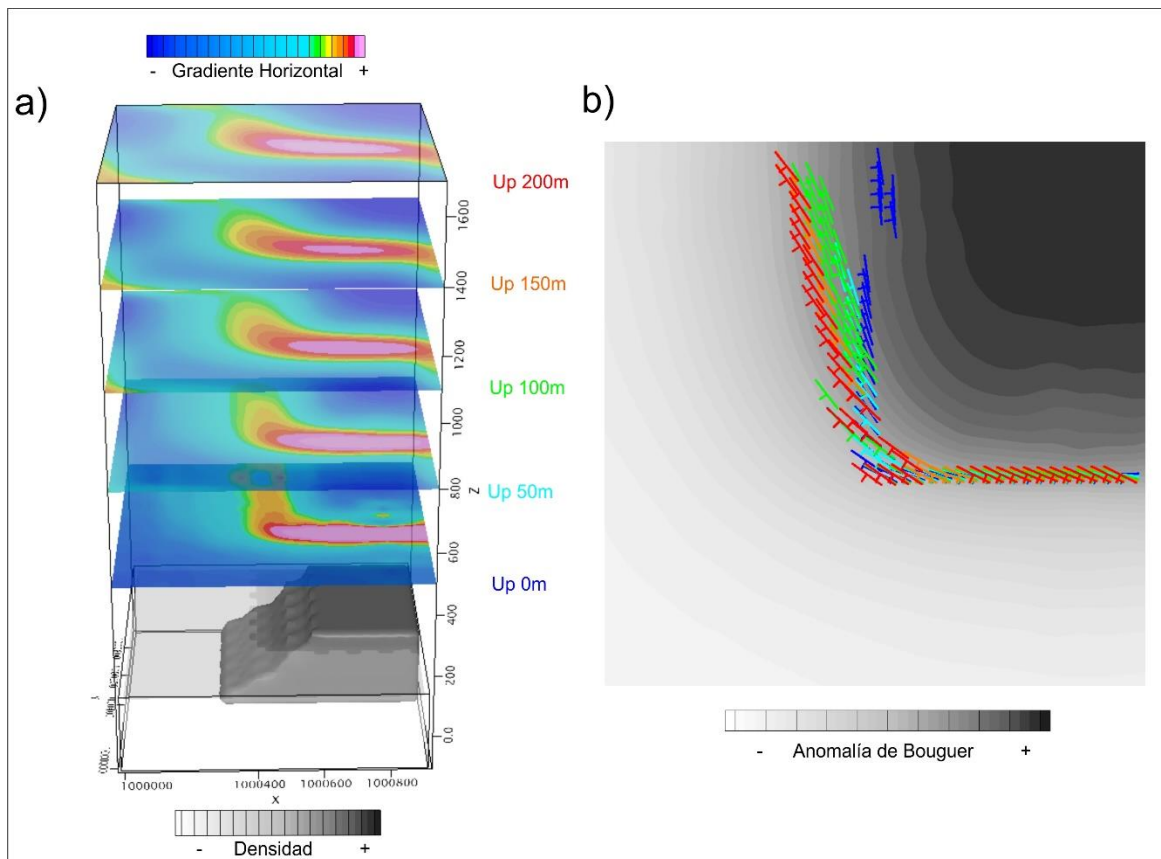
Las derivadas horizontales de los datos de campos potenciales pueden ser usadas para mapear los bordes de cuerpos magnetizados o de alta densidad. En los dos casos, el valor máximo de la derivada horizontal va a estar encima de un contacto vertical (Lahti & Karinen, 2010). Para el caso de la anomalía magnética de campo total, los datos deben ser corregidos por efecto de la inclinación del campo magnético de la tierra y, asumiendo que

sólo existe un campo magnético inductor, la Reducción al Polo magnético hace que la forma de las anomalías sea más cercana a la posición y geometría del cuerpo causativo.

La detección multiescala de bordes ó “worming”, es una metodología que tiene como objetivo el trazar los contornos de los cuerpos anómalos y contrastes laterales “en profundidad” (Isles & Rankin, 2013). Se basa en calcular continuaciones analíticas varios niveles hacia arriba, sobre los datos magnéticos o gravimétricos, tomando en cuenta el efecto de atenuación de las fuentes “someras” a medida que se incrementa la altura. Como consecuencia, los bordes de los cuerpos de grandes dimensiones van a mantener una expresión fuerte sobre los cuerpos más puntuales a medida que se “observan” desde una mayor distancia. En cada continuación hacia arriba se realiza la delimitación de los bordes de las fuentes en el máximo valor del gradiente horizontal (Cordell, 1979, Blakely & Simpon, 1986), el cual se espera está localizado cerca de los bordes de las anomalías.

El “Worming” como tal consiste en la integración de los bordes interpretados en cada continuación analítica, dando una expresión de la variación 3D de la geometría del cuerpo/contacto en profundidad, así como la continuidad en profundidad de estructuras geológicas evidenciadas en superficie (Figura 2-12).

Figura 2-12: Ejemplo de detección multiescala “worming”. a) Modelo sintético 3D con contraste lateral de densidad en un plano inclinado y otro vertical, con imágenes del gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer a continuaciones analíticas de 50, 100, 150 y 200 metros hacia arriba. b) Mapa de la anomalía de Bouguer y resultados del “worming” a las continuaciones analíticas analizadas. Nótese la superposición en planta de los lineamientos (“worms”) sobre el plano vertical y el desplazamiento lateral en donde el contraste de densidad se da en un plano inclinado. (Fuente: este trabajo).



3. Structural signatures of the Amazonian craton in eastern Colombia from gravity and magnetometry data interpretation.

Geophysical interpretation of potential field data plays an important role in the integration of geological data. Estimation of density and magnetic susceptibility variations within the upper crust helps evaluating the continuity of geological structures in the field. In the present study were used gravity and magnetic data in NW Amazonian Craton in Colombia. Total horizontal gradient of the reduction to magnetic pole were used to delineate magnetic lineaments and domains showing four zones, each with its own features. Multiscale Edge detection (worming) of the data help delineate upper crustal structures interpreted as tectonic boundaries that correlate with the four zones identified. 3D density and magnetic susceptibility inversion showed high density and/or high magnetic susceptibility sources correlated with these crustal structures. Zone (1) is located south of the Guaviare River, with predominant NW-SE and NE-SW magnetic lineaments; zone (2), located from south of the Guaviare River to the north, present nearly E-W magnetic lineaments and a deep E-W edge interpreted as a possible shear zone parallel to Guaviare, Orinoco and Ventuari rivers; zone (3) from south of the Vichada River to the north, with NE-SW and NW-SE lineaments; N-S zone (4) cuts the zones (2) and (3), characterized by high density/magnetic susceptibility source bounded by N-S deep edges. A more complete tectonic evolution interpretation requires further work, but we speculate that the zone (4) could indicate an aborted rift/collision suture and that the zone (2) is indicative of a younger deformation event. Shear direction at (2) is not clear: geological maps show NEE-SWW right-lateral faulting, but geophysical anomalies suggest left-lateral displacement, highlighted by left dislocation of the Orinoco River. We also speculate that a N-S edge located at the SE of the area can be related with the Atabapo Belt and the limit of Ventuari-Tapajós and Rionegro geochronological provinces.

3.1 Introduction

Geoscientific research of the Amazonian Craton in Colombia involves great challenges, not only due to its extent (nearly the 50% of the continental area of the country) and geological complexity, but also because most of the crystalline rocks that compose it are covered by sedimentary rocks and recent deposits (Gómez et al., 2015a; Gómez et al., 2015b; De la

Espriella et al., 1990; González et al., 2014; Alfonso et al., 2014; Ochoa et al., 2014). In addition, dense vegetation coverage makes it difficult to access and identify outcrops of cratonic rocks, making this area one of the least geologically known areas in the world (Santos et al., 2000). Consequently, geological maps and models of the Amazonian craton in Colombia are mostly based on the integration of rock exposures at the east of the country, Brazil and Venezuela, and from isolated exposures within the sedimentary coverage (Galvis et al., 1979; Bruneton et al., 1983; López et al., 2010; Ochoa et al., 2014).

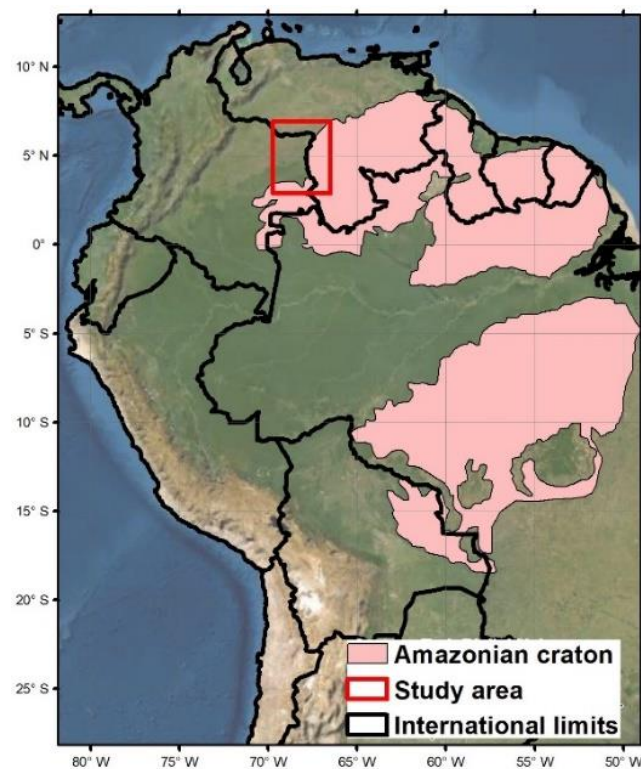
Colombia is located at the NW portion of the Guiana Shield (**Figure 3-1**), that corresponds to the northern half of the Amazonian Craton (Santos et al., 2000; Brito, 2011; Ibanez-Mejia et al., 2011; Kroonenberg, 2019; Cediél, 2019). The Guiana Shield is considered the backstop for the progressive accretion and continental growth of NW South America from Middle to Upper Proterozoic through to the Holocene (Cediél, 2019). Rocks of the Guiana shield are exposed in eastern Amazonia and eastern Llanos in Colombia, being progressively covered by younger sediments (Ordovician to Cenozoic Age) westwards to the Andes and southwards to the Amazon River (Kroonenberg, 2019).

Geological and geochronological models for the Amazonian Craton (**Figure 3-2**) propose that the craton evolved from an ancient nucleus with episodic lateral accretion of belts and/or terranes (Barrios et al., 1985; Tassinari and Macambira, 1999; Santos et al., 2000; Brito, 2011; Ibanez-Mejia et al., 2011; Kroonenberg, 2019). Different tectonic/geochronological provinces or domains were delimited by the predominance of a characteristic geochronological pattern and coherence of the ages of different geological units (Tassinari and Macambira, 1999). Other models also integrate data from new geochronological methods and recent geological mapping, mainly in Brazil and Guiana (Santos et al., 2000; Kroonenberg, 2019). Geographic boundaries between provinces complement the geochronological data with some geological and geophysical control, but there is still debate on the exact boundaries because of inconsistency (Jackson, 1972; Parker, 1977; VanDecar and Snieder, 1994) in age determinations (e.g., two similar samples give different age) or the lack of reliable geological information (Tassinari and Macambira, 1999).

The basement of the Amazonian Craton in Colombia (**Figure 3-3**) is formed by Paleoproterozoic granitoids, and granitic gneisses identified as the Mitú Migmatitic complex (Gómez et al., 2015b; Galvis et al., 1979) or Mitú Complex (Celada et al., 2006; Rodríguez et al., 2010; López et al., 2010; Bonilla et al., 2016) or Cuchivero Group in Venezuela (Hackley et al., 2005). Basement rocks were intruded by Late Proterozoic syntectonic granites and Mesoproterozoic anorogenic granites (Kroonenberg, 2019). The most extensive anorogenic intrusive is the Middle Proterozoic Parguaza Rapakiwi Granite

(Hackley et al., 2005). In Colombia, the Parguaza Granite exposures are limited to the left margin of the Orinoco River as isolated hills surrounded by recent deposits. Also, other Parguaza-like bodies were identified to the south, intruded within rocks of the Mitú Complex (Bruneton et al., 1983; De la Espriella et al., 1990; Bonilla et al., 2016). The Mitú Complex is also covered by low-grade metamorphosed and non-metamorphic sandstone plateaus and intruded by small Neoproterozoic basic and alkaline intrusions (Kroonenberg, 2019).

Figure 3-1: Location of the study area and extension of the Amazonian Craton. Modified from Cordani et al., 2016a



In this contribution major structural and tectonic features within the crystalline rocks of the Amazonian Craton were identified and delineated by modelling and interpretation of geophysical (gravity and magnetic) data. Integration of this new data with geological information to help improve the current structural/tectonic models for this area.

Figure 3-2: Geochronological (a) and geological provinces (b) of the Amazonian Craton. (Modified from: Tassinari & Macambira (1999) and Santos et al. (2000), respectively).

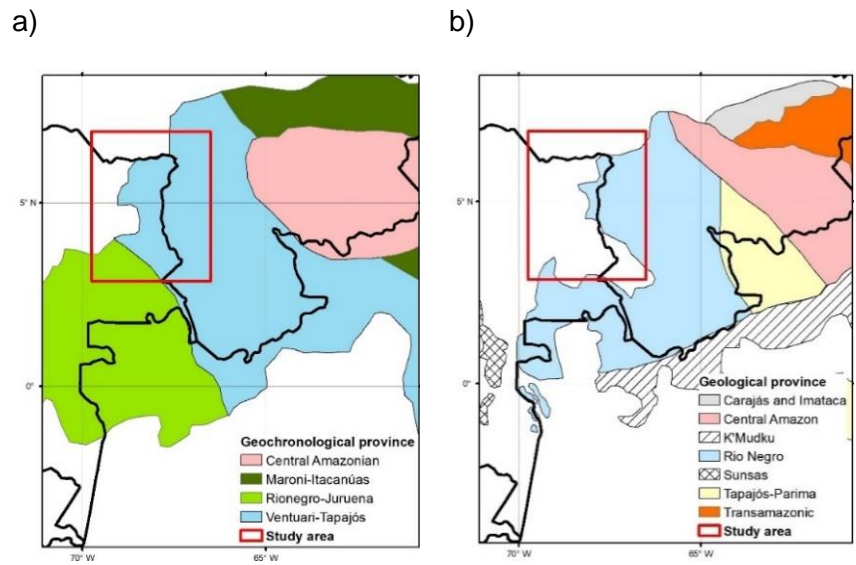


Figure 3-3: Regional geology (modified from Gómez et al., 2015b and Hackley et al., 1995). Red dot: Cerro El Carajo metasandstones (Ochoa et al., 2012). Blue dot: westernmost exposure of Parguaza Granite (Alfonso et al., 2014). Green dots: northernmost exposure of Mitú Complex (López et al., 2010; Alfonso et al., 2014). See **Table 3-1** for detailed description of each unit.

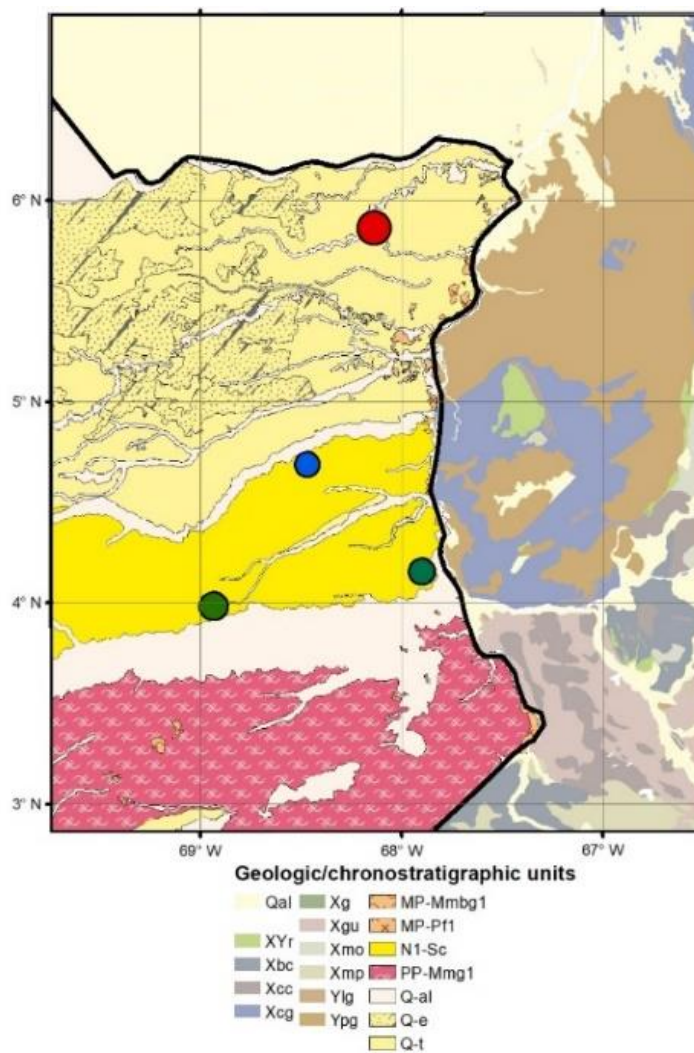


Table 3-1: Description of the geological/geochronological units for the study area (Figure 3-3).

Name/Code	Age	Lithologies
Mitú Complex PP-Mmg1	Paleoproterozoic	Plagioclase feldspar gneisses, amphibolite, migmatites, quartzites, quartz-gneiss and granites with variations to alaskytes and monzonites;
Xbc Basement Complex	Early Proterozoic	Granite to granodiorite gneiss;
Xcg Cuchivero group	Early Proterozoic	Silicic intrusive rocks
Xmp San Carlos metamorphic-plutonic terrane	Early Proterozoic	Granite, granite gneiss, augen gneiss and pegmatite;
Xcc Caicara Formation	Early Proterozoic	Rhyodacite to rhyolitic tuffs, porphyries, flows, dykes and granophyre.
Xg	Early Proterozoic	Calc-alkaline granites
Xgu	Early Proterozoic	Undivided intrusive rocks
Xmo	Early Proterozoic	Moriche, Cinaruco and Esmeralda Formations
Xyr	Early to Middle Proterozoic	Roraima Group and Pre-Roraima undivided sedimentary rocks
MP-Mmbg1 Roraima-La Pedrera Formations	Mesoproterozoic	Metaconglomerates, metasandstones, quartzites, and metapelites with low grade regional metamorphism
Ylg	Middle Proterozoic	Silicic intrusive rocks
Ypg/MP-Pf1 Parguaza Granite	Middle Proterozoic	Rapakivi granite
N1-Sc	Miocene	Conglomerates and sandstones. Poorly consolidated
Qal/Q-e/Q-t/Q-al	Quaternary	Alluvial, eolic and terrace deposits

3.2 Geological setting

The study area corresponds to nearly 160.000 km² of Eastern Colombia/western Venezuela (Figure 3-3). Available geological maps for the whole area have 1:500.000 scale for Colombia (Gómez et al., 2015b) and 1:750.000 scale for Venezuela (Hackley et al.,

2005). In approximately 70% of the study area, rocks of the Amazon Craton are covered by Paleozoic to Cenozoic sedimentary rocks and recent deposits.

Crystalline basement is exposed in the southern region of **Figure 3-3** and to the east in Venezuela. General characteristics of the geological units presented in **Figure 3-3** are summarized in **Table 3-1**.

Geological maps from other projects (Galvis et al., 1979; Bruneton et al., 1983; De la Espriella et al., 1990) and 1:100.000 scale geological maps of the Servicio Geológico Colombiano (Cardozo et al., 2009; López et al., 2010; Ochoa et al., 2012; González et al., 2014; Alfonso et al., 2014; Ochoa et al., 2014) provide additional information like the identification of rocks related to the Mitú Complex further north of the actual maps (green dots, **Figure 3-3**) (López et al., 2010; Alfonso et al., 2014). Also, location of Parguaza type granites 70 km westward from the Orinoco River (blue dot, **Figure 3-3**; Alfonso et al., 2014) and the identification of the Neoproterozoic(?) “Cerro El Carajo” metasandstones (red dot, **Figure 3-3**) (De la Espriella et al., 1990; González and Pinto, 1990; Ochoa et al., 2012).

3.2.1 Geochronology and geotectonic framework

The area corresponds to the geochronological provinces of Ventuari- Tapajós (VTP) and Rionegro-Juruena (RNJ, **Figure 3-2a**) (Tassinari and Macambira, 1999) or the geological province of Rio Negro (**Figure 3-2b**) (Santos et al., 2000). Geochronological provinces are defined as major zones within cratonic areas, where a characteristic geochronological pattern predominates, and the age determinations obtained by different isotopic methodologies for different geological units are coherent (Tassinari and Macambira, 1999). Geological provinces are a region or area of large extent with similar features throughout and capable of being considered as a unit (Allaby, 2013). For the Amazonian Craton, geological provinces are areas with its own geological, structural, magmatic and isotopic features (Santos et al., 2000). The VTP/RNJ and Rionegro provinces represent areas of juvenile continental crust, accreted by stacking of successive magmatic arcs, probably produced by subduction of oceanic lithosphere at the beginning of the collision between the older provinces of the Amazonian craton and another continental mass which is now probably part of the younger provinces and Laurentia (Tassinari and Macambira, 1999; Santos et al., 2000; Cordani et al., 2016b; Kroonenberg, 2019). Cordani et al., 2016b also concluded that the possible NE boundary of the RNJ province with the older VTP would be located close to or along the international boundary between Colombia and Venezuela.

Geophysical interpretation of the principal tectonic domains in Brazil (Gusmao and Freitas, 2014) finds that the proposed extent of the VTP is characterized by a positive NW-SE Bouguer anomaly. Also, they concluded that its limits with the other provinces are well defined by gravity gradients that may register the superposition of crustal fragments with different density.

3.2.2 Structural and tectonic framework

Structural and tectonic features within the basement rocks (Gómez et al., 2019; Gómez et al., 2015b) are scarce in Colombia due to the sedimentary coverage compared to the east (**Figure 3-4a**), where more structural data are available (Hackley et al., 2005).

Graterol (2009) interpreted structural features from airborne gravity and magnetometry data on the north and east Llanos Basin in Colombia. This interpretation suggests the presence of structural highs and lows on the Precambrian basement, controlled by NNW-SSE normal faults that created possible sedimentary basins (**Figure 3-4b**). Arminio et al. (2013) proposed the existence of the “Mantecal Graben” (red lines, **Figure 3-4c**), a NNE-SSW structure extended from Venezuela to the south into Colombia, supported by the presence of folded Neo-Proterozoic(?) sandstones of the Cinaruco Formation exposed on the eastern shoulder of the Graben.

Recent work of Cediél (2019) combined interpretation from multiple sources to integrate a paleogeographic sketch map with relevant Meso and Neoproterozoic tectonostratigraphic units for the Guyana Shield (**Figure 3-4d**). This sketch marks an important structure to the NW of the area as the “Arauca Impactogen” (San Fernando Graben in González et al., 2017) and the Atabapo and Rionegro rifts to the SE. This work also presented a structural sketch map of south America (blue lines, **Figure 3-4c**) that, for the study area, delineate the E-W Guaviare Fault at the south and NNE-SSW normal faults that control the Mantecal Graben, and NNW-SSE faults that control the Rionegro and Atabapo Rifts.

Figure 3-4: Regional geology (**Figure 3-3**). b) Structural interpretation to the top of the Paleozoic. (Modified from Graterol, 2009). c) Location of the Mantecal Graben (red lines, modified from Arminio et al., 2013) and structural sketch map. (Blue lines, modified from Cediel, 2019). d) Paleogeography sketch map with relevant Meso and Neoproterozoic tectonostratigraphic units (Modified from Cediel, 2019).

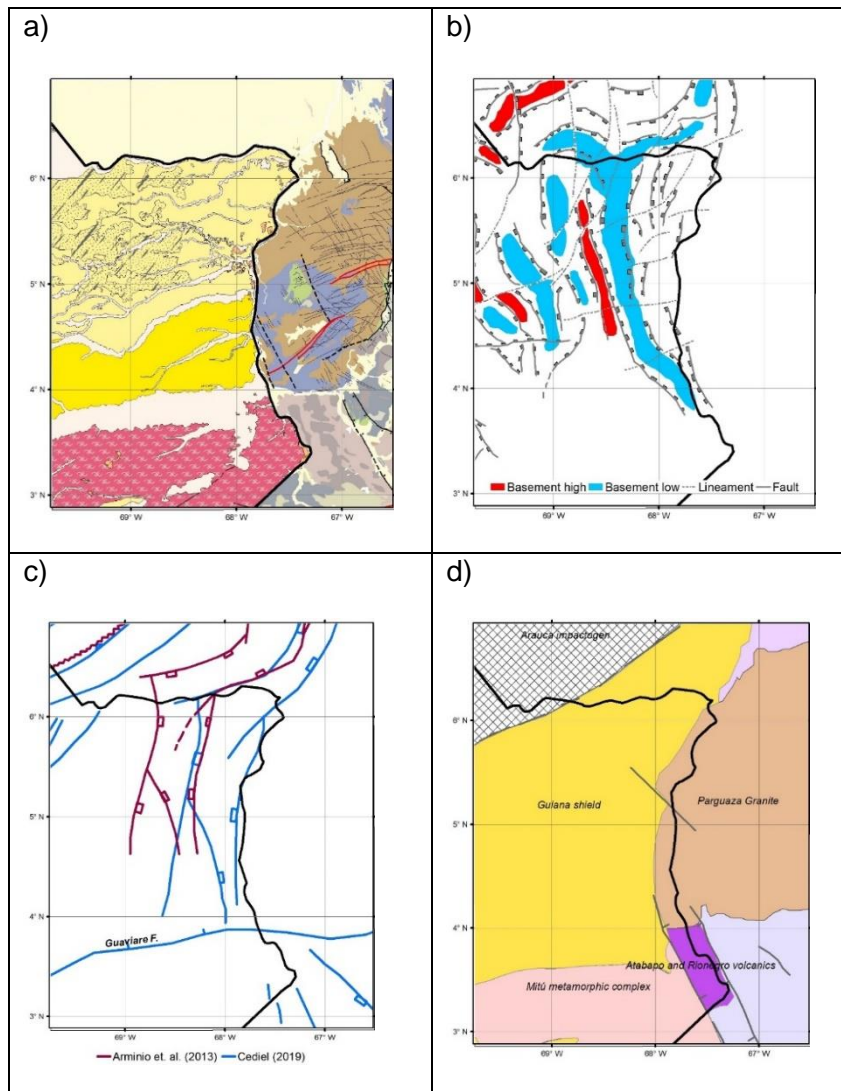


Figure 3-4 reflect the present-day knowledge of the geology and tectonic evolution of the Amazonian Craton for the Colombian portion of the study area, that is supported by regional-scale geophysical data interpretation and comparison with geological information from nearby areas. A significant range of models have been proposed for the same

geological region (see **Figure 3-4**), highlighting the still misunderstood Amazonian Craton in the region.

3.3 Geophysical datasets and processing

Major deformation events, crustal-scale accretions and magmatic activity episodes could potentially produce identifiable crustal heterogeneities characterized by spatial variations in physical properties of the rocks. Gravity and magnetic methods measure lateral variations of the Earth's gravity and magnetic fields, sensitive to density and magnetic susceptibility variations of the rocks within the crust. Previous studies demonstrate how potential fields can help understand the geological setting of the Amazon Craton and other areas with similar structural and tectonic complexity (Gusmao & Freitas, 2014; Baines et al., 2009; Baines et al., 2010; De Castro et al., 2013; Gusmao et al., 2005; Heath et al., 2009; Isles & Rankin, 2013; Yan et al., 2011).

A technique to process potential field data to study structures and tectonic boundaries is the multiscale edge detection or “worming” (Horowitz et al., 2000; Heath et al., 2009; Crawford et al., 2010; Yan et al., 2011; FitzGerald & Milligan, 2013; Kohanpour et al., 2018). The main purpose of this technique is to locate the edges of magnetic and gravity sources from gravity and magnetic field anomaly maps (Blakely & Simpson, 1986). The process includes the location of points of maximum value on a map of horizontal gradient magnitudes. These points can be joined into lines to form a 2D “pseudo-geology” image (Heath et al., 2009). The application of these steps at multiple upward continuation levels of the potential field data constraints the position and strength of the edges of the sources, and the results can be interpreted in terms of the 3D architecture and depth extend of geological structures (Yan et al., 2011). This technique could represent a compromise between a mostly qualitative “visual inspection” and a mostly quantitative determination of the vertical and horizontal extent of geological bodies (Hornby et al., 1999; Baines et al., 2009; Bird, 2001; Ferreira et al., 2011; Park et al., 2013; Soares & Da Costa, 2013; González et. al., 2017; Geng et al., 2019).

3.3.1 Previous geophysical studies

Graterol (2009) calculated the depth to the top to the Paleozoic and Precambrian basement using an inversion algorithm based on the gravitational attraction of vertical prisms. Moyano et al. (2018) presented modelling and interpretation of regional to local magnetic anomalies using a 3D inversion of the magnetization vector (MVI, Ellis et al., 2012). The surface projection of the magnetic sources modelled were presented as polygons with information about the depth to the causative magnetic body and magnetic susceptibility cutoff from the 3D model.

Other studies focused on qualitative interpretation of potential field maps to provide geological information about the structure of the Amazonian Craton in the area. Kroonenberg & Reeves (2011) analyzed available gravity and magnetic maps of the Amazonian Craton in Colombia to delineate some major structures and basement features. De Boorder (2019) presented a revised version of a structure in eastern Colombia named “La Trampa Wedge” (De Boorder, 1981) supported by magnetic images presented by Kroonenberg & Reeves (2011). In Celada et al. (2006, see appendix) the delineation of magnetic domains and other linear features south of the area of interest are presented, without additional geological/tectonic interpretation.

3.3.2 Geophysical datasets

Available gravity and magnetic datasets vary from low-resolution/world coverage gravity (EIGEN 6C4, Förste et al., 2014) and magnetic anomalies (EMAG2V3, Meyer et al., 2017) to detailed/regional coverage compilations from the Colombian Hydrocarbon Agency (ANH) and the Colombian Geological Survey (SGC) (Graterol & Vargas, 2010; Moyano et al., 2018).

In this study, gravity (**Figure 3-5**) and magnetic (**Figure 3-6**) datasets from EIGEN6C4, EMAG2V3 and the ANH that provide a comprehensive coverage of the region of interest were used, and include the high-resolution airborne magnetic anomaly map from the SGC (see **Table 3-2**) for a more complete technical specification of all datasets).

Table 3-2: Technical specifications of the geophysical datasets used.

SOURCE	TYPE	DATASET SPEC.	COVERAGE OF STUDY AREA
EMAG2V3	Satellite, ship, airborne magnetics.	Data points each 4.000 meters., leveled at 4.000 meters altitude. Gridded at 5x5 km cell size	Complete
EIGEN6C4	Satellite, surface Gravity	Data points each 10.000 meters. Bouguer density: 2.67 g/cm ³ Gridded at 10x10 km cell size.	Complete
ANH	Airborne/surface gravity & Airborne magnetics.	Variable between projects, Grid with 2.500 meters point separation and leveled at 1.200 meters altitude. Bouguer density: 2.67 g/cm ³ Gridded at 2.5x2.5 km cell size	Gravity: Complete Magnetometry: Partial
SGC	Airborne Magnetics /Gamma. Single project with multiple blocks flew from 2013 to 2017.	Distance between flight lines: 500 m to 1000 m. 100 m altitude above terrain. Gridded at 250x250 m cell size	Partial

To construct a single magnetic grid of regional coverage, dataset from ANH were upward continued to 4.000 meters and merged with EMAG 2V3 grid, using “Gridknit” extension provided with Oasis Montaj software(Geosoft). Merged-regional magnetic grid is presented in **Figure 3-6d**.

3.3.3 Data processing and interpretation

As was pointed out above, geological, and structural models of the Amazonian craton in the study area used mostly qualitative, based on geophysical data. This explains why the tectonic framework of the craton itself remains under debate (Graterol, 2009; Arminio et al., 2013; Cediél, 2019; De Boorder, 2019; Kroonenberg, 2019). Integration with previous geological observations and well-known geophysical processing techniques (Horowitz, 2000) provide new information about the structural configuration of the basement rocks and upper crust in the study area.

Figure 3-5: Gravity dataset used. a) Bouguer anomaly EIGEN 6C4; b) Bouguer anomaly ANH

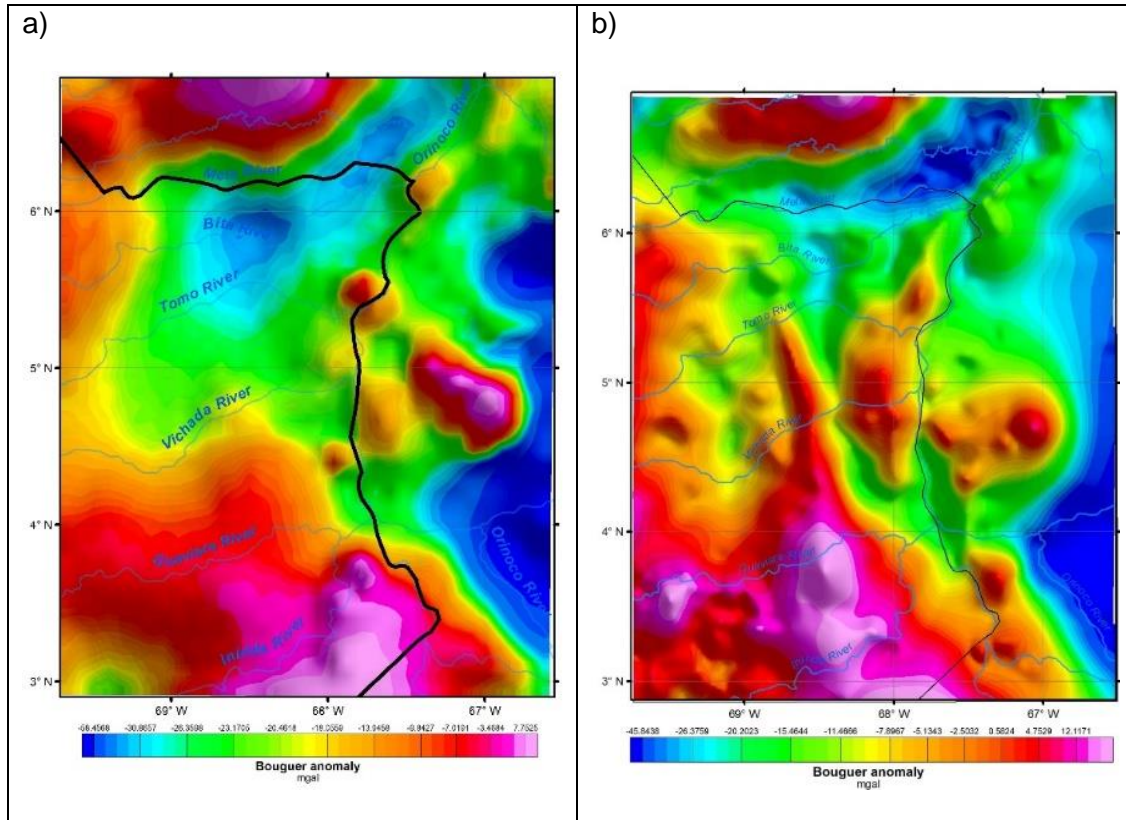
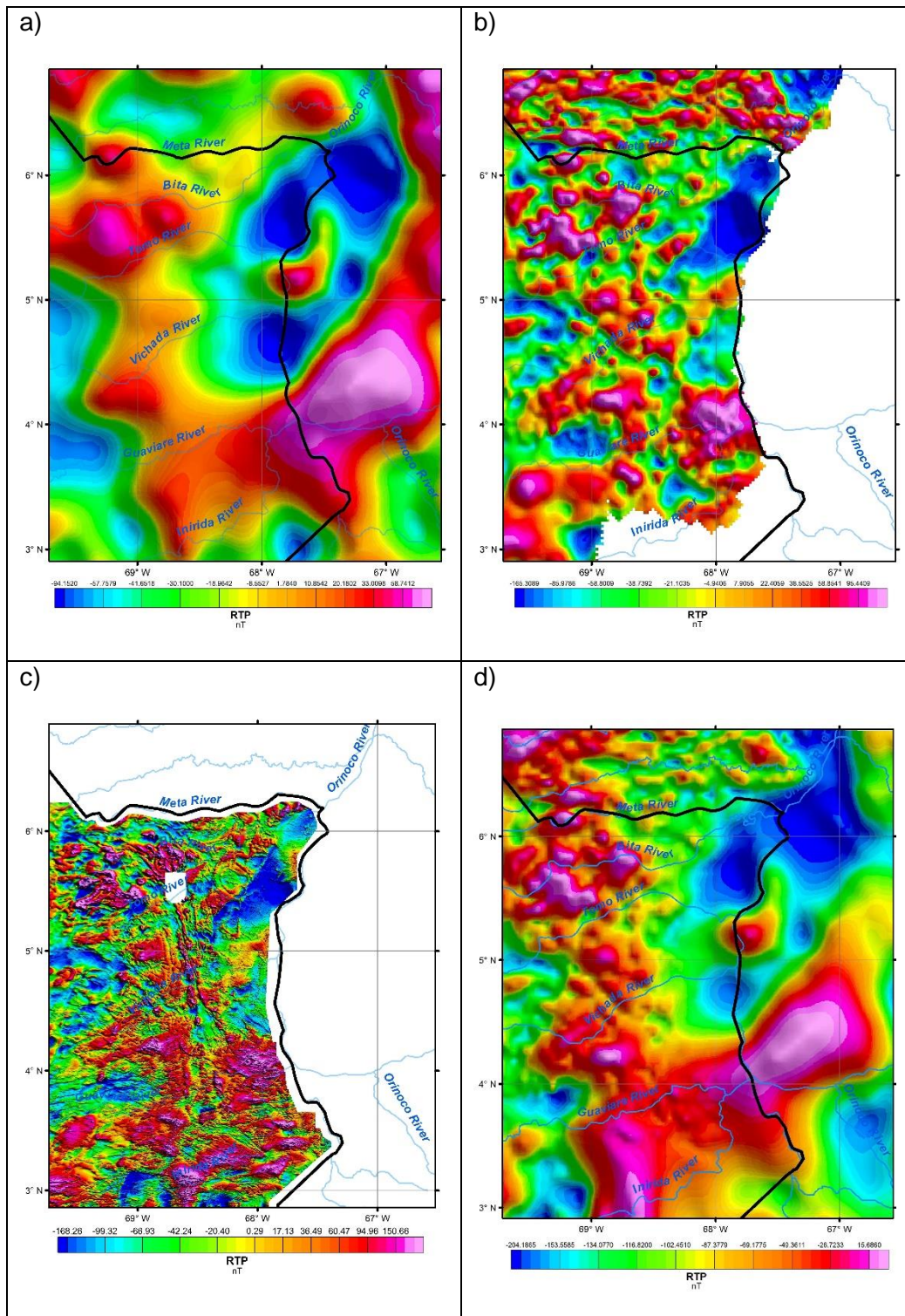


Figure 3-6: Magnetic dataset used: a) Reduction to magnetic pole EMAG2V3; b) Reduction to magnetic pole ANH; c) Reduction to magnetic pole SGC; d) Reduction to magnetic pole of merged EMAG2V3 and ANH.



3.3.3.1 Magnetic domains and lineaments

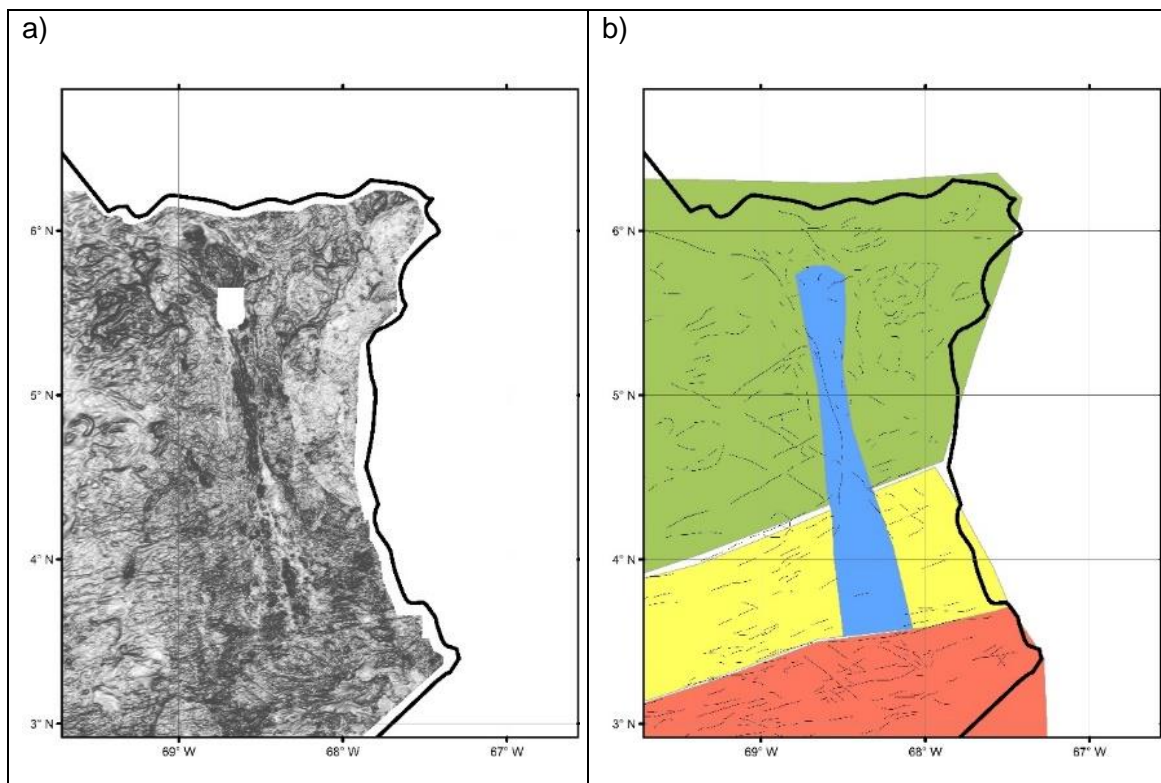
Qualitative interpretation of linear features and magnetic domains were performed using the reduced to pole (RTP, Baranov, 1964) dataset of **Figure 3-6c**. This magnetic dataset has a resolution that allows to recognize linear features in the magnetic basement and to delineate different magnetic domains. The dataset was processed to calculate the total horizontal gradient from the RTP (**Figure 3-7a**). The total horizontal gradient represents the maximum gradient in the vicinity of the observation point (Dentith & Mudge, 2014). Regions with sharp variation and irregular features (strong gradients) are highlighted in the image; for example, spatially coherent discontinuities will have high intensity allowing for the visual recognition of objects and patterns of the image (Hornby et al., 1999).

The qualitative interpretation of magnetic data indicates that there are lateral variations in the structural framework and magnetic properties of the basement rocks across the area. These lateral variations can be grouped roughly into four “zones” (**Figure 3-7b**). The southern (red) area shows predominantly NW-SE and NEE-SWW features; the central (yellow) area has predominant NEE-SWW lineaments. These two areas are separated by a NEE-SWW lineament that cross all the study area, that clearly cuts the continuity of the NW-SE lineaments of the red area and that is located to the south of the Guaviare Fault (**Figure 3-4c**). The northern (green) area is separated from the central (yellow) area by the transition from mostly NEE-SWW lineaments to NE-SW/NW-SE linear features to the north. The central parts of the middle and northern areas are crossed by a narrow strip (blue region) with predominant N-S lineaments.

Linear features interpreted from magnetic data (**Figure 3-7b**) shows significant variations across the area. In the red area, NEE-SWW linear features predominate over NW-SE lineaments. Along the yellow area, almost all linear features have E-W to NEE-SWW trends and on the green area lineaments are equally NW-SE and NE-SW. Non-linear features are predominant at the east of the green area principally.

Areas with abrupt lateral changes in the frequency and/or amplitude of the horizontal gradient were interpreted as possible changes in the distribution of the magnetization of the basement rocks (Blakely & Simpson, 1986). These areas were delineated in different magnetic domains (**Figure 3-8**), that are in many cases limited by sharp edges with strong gradients. For example, the magnetic domains F, G, K in **Figure 3-8**, have a circular shape and can be easily observed in **Figure 3-7a**.

Figure 3-7: a) Horizontal gradient of the RTP (dataset: Geological Survey of Colombia); b) Structural zones interpreted from magnetic data.

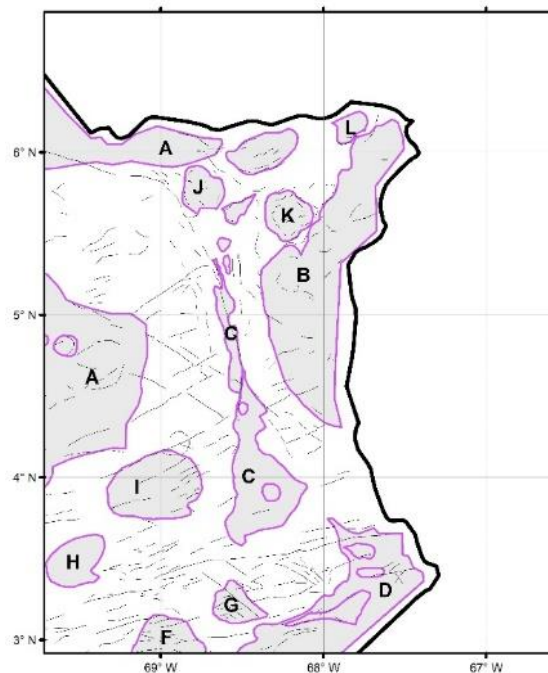


A remarkable domain with high gradients (“C”, **Figure 3-8**) that strikes N-S and extends from about 3.5N to 5.5N and corresponds to the Blue Area in **Figure 3-7b** should be highlighted. This region seems to correlate with the basement high interpreted by Graterol (2009) (**Figure 3-4b**). Also, this N-S domain cuts many of the magnetic lineaments of the central and northern zones (yellow, green, **Figure 3-7b**) and apparently separates two medium to low-gradient areas (lighter colors, **Figure 3-7a**) marked as domains A and B in **Figure 3-8**.

3.3.3.2 Multiscale edge detection “worming”

Multiscale edge detection applied to the potential field data of the study area follow the steps described by Heath et al. (2009). First, the potential field maps (Bouguer anomaly and Reduction to magnetic pole) were upward continued to various levels. Second, the horizontal gradient for each level were computed and the points of maximum slope were delineated. For the location of maxima points in the horizontal gradient grid were applied the method presented by Blakely & Simpson (1986) that is included in the “Source Edge Detect” extension of Oasis Montaj (Geosoft).

Figure 3-8: Interpretation of magnetic lineaments and domains



The process described above were applied to the Bouguer anomaly grid (**Figure 3-5b**) and the magnetic data of **Figure 3-6a** and **Figure 3-6b**. Upward continuation levels applied were 2, 4, 8, 16 and 32 kilometers for gravity data and 0.5, 1, 2, 3, 4, 6, 8, 16 and 32 kilometers for magnetic data. The integrated maps are presented in **Figure 3-9**. It must be pointed that the upward continuation distance does not mean a specific depth (Heath et al., 2009).

The worms interpreted from gravity data (**Figure 3-9a**) delineate some structures that, by its coherency on the multiple levels of upward continuation, can be interpreted as features that affect the basement and may also have deep penetration into the upper crust. Some of these features can be correlated with geological contacts in the Amazonian Craton in Venezuela. An example is at the SE of the area (red box, **Figure 3-9a**) were the multiscale edges delineate the contact of the Parguaza Granite with rocks of the Cuchivero Group and a NE-SW normal fault reported by Hackley et al. (1995) (**Figure 3-9d**) and that corresponds roughly to the eastern limit of the “Rionegro and Atabapo volcanics” tectonostratigraphic unit of Cediél (2019) (**Figure 3-4d**).

In Colombia, the most remarkable features are three parallel worms with NNW-SSE orientation (**Figure 3-9a**). The central edge extends more than 200 km northward and then bends to the W. The configuration of the edge at multiple scale visualization (Holden et al., 2000) indicate that it can be a nearly vertical feature with a subtle inclination to the east from 5N to the north. The edge located to the west extends between 4.2N and 5.2N and have a subtle inclination to the west. The edge located to the east extends NNW-SSE between 4.2N and 5.3N and then bends to the NE. This last edge has a subtle inclination to the east on its NNW-SSE portion. These NNW-SSE worms correlate with some of the normal faults interpreted by Graterol (2009) (**Figure 3-4b**) but clearly are in a different structural direction and position from the NNE-SSW Mantecal graben (**Figure 3-4c**) reported by Arminio (2013) and Cediél (2019).

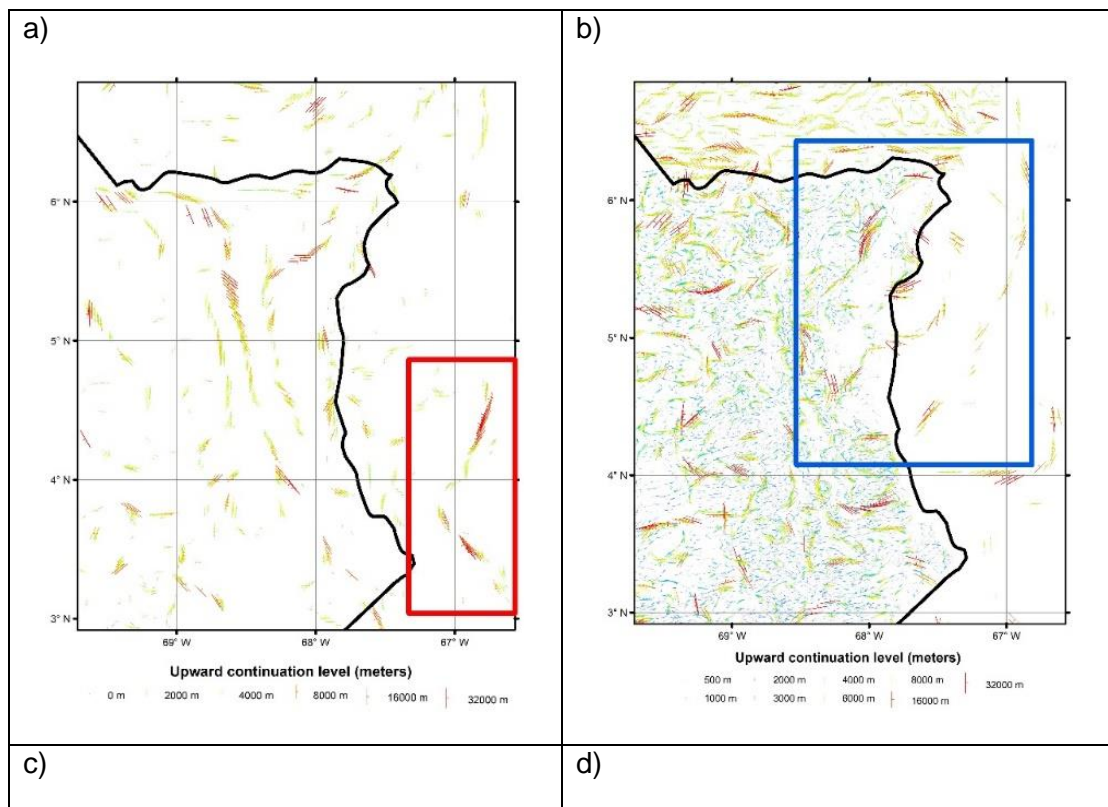
Another feature of interest is a series of short, vertical, E-W edges located along 4N and that apparently limit the extension to the south of the NNW-SSE edges described above. This nearly E-W edge correlates with the Guaviare Fault reported by Cediél (2009) (**Figure 3-4c**).

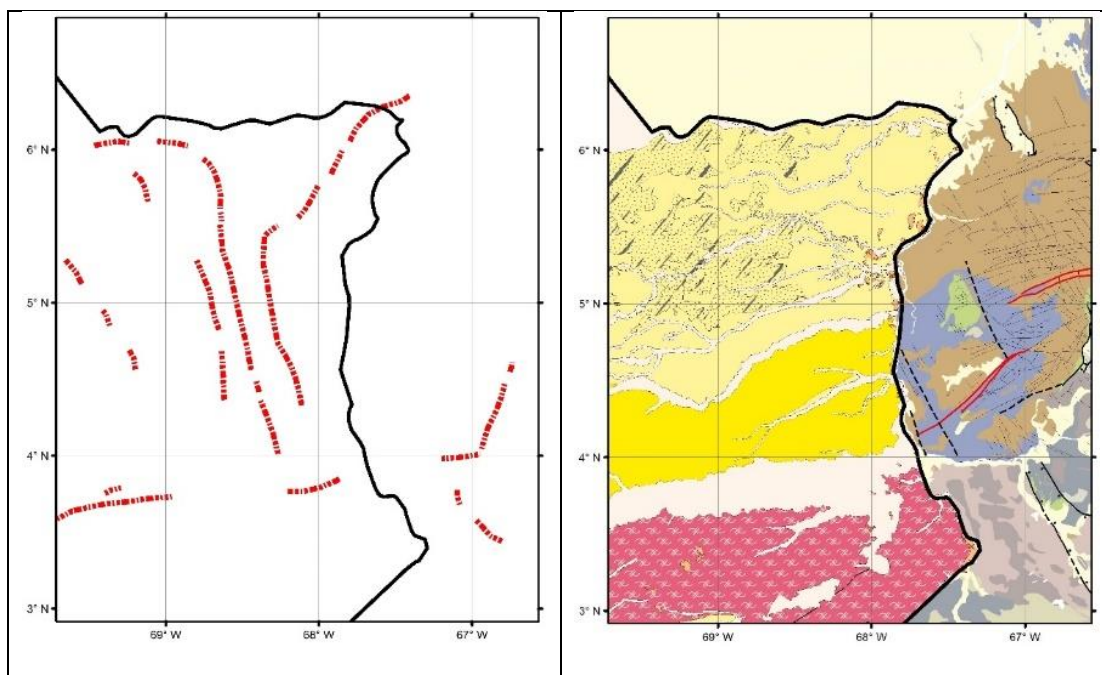
Worms from magnetic data (**Figure 3-9b**) are more random at the “shallow” levels of upward continuation that can be associated to shallow sources and noise. However, the medium to “deep” boundaries show similar correlations with the gravity edges and geological structures, like the SE limit of the Parguaza granite in Venezuela. In Colombia, some coherency between the gravity and magnetic features is found, like the central and northern portion of the western NNW-SSE feature that extends from 4.2N to the north-northeast (blue box, **Figure 3-9b**). Also, it must be noted that the E-W feature along 4N (Guaviare Fault) is more evident in the magnetic data.

From **Figure 3-10** we emphasize that the deep, crustal penetrating features identified by “worming” are closely related to the structural framework and boundaries of the domains described in the qualitative interpretation. This correlation indicates that the linear features and lateral variations on the magnetization of the basement rocks, associated with deep penetrating edges interpreted from gravity and magnetic data, could also reflect boundaries between different tectonic domains.

Figure 3-9c shows the principal boundaries identified from the joint interpretation of the gravity and magnetic worms, and the integration of these boundaries with the qualitative interpretation of magnetic data and available structural information are shown in **Figure 3-10**.

Figure 3-9: “Worming” results on the study area. a) from gravity data; red box: worms correlated with tectonic boundaries (see text). b) from magnetic data; blue box: example area with correspondence between gravity and magnetic worms. c) principal edges interpreted from gravity and magnetic worms; d) Regional geology from **Figure 3-3**.



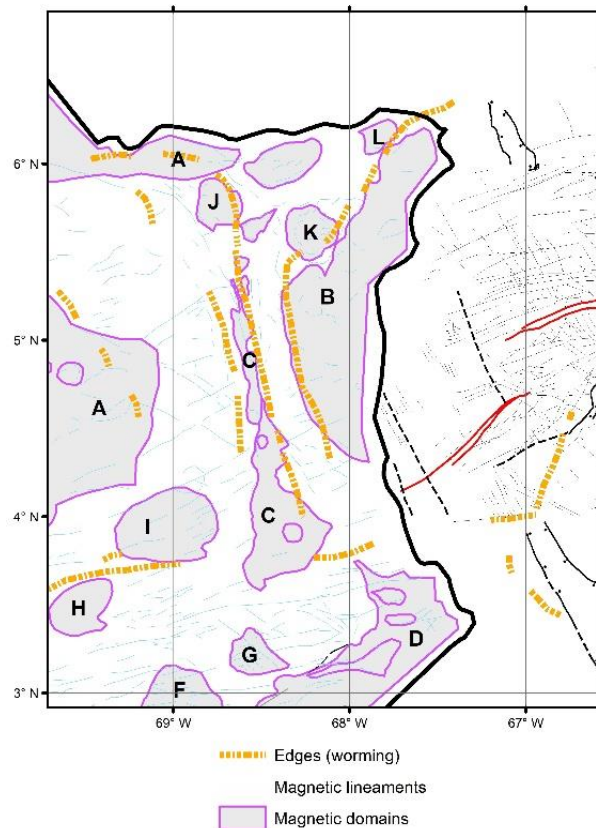


3.3.3.3 3D inversion of gravity and magnetic data

3D inversion of selected gravity and magnetic datasets allows to estimate the regional distribution of the physical properties (density and magnetic susceptibility) in the basement rocks. Density and magnetic susceptibility models can provide valuable information to explain the variations in the measured gravity and magnetic fields and hence to integrate a more robust framework to the qualitative and multiscale edge detection interpretation.

For the 3D modelling of the geophysical data were used VOXI Earth Modelling (Geosoft). A starting model of 2500x2500x500 meters cell dimension were built for density and magnetic susceptibility (MVI) inversion. To remove high frequency anomalies related to shallow sources, gravity data of **Figure 3-5a** were upward continued to 4.000 meters and a low pass-filter of 15 kilometers wavelength was applied to the magnetic data of **Figure 3-5e**. Magnetic susceptibility inversion used the Magnetization Vector Inversion algorithm (MVI) that incorporates both remanent and induced magnetization. MVI inverts jointly the intensity and direction of magnetization, allowing the magnetization vector to vary direction throughout the inversion area (MacLeod & Ellis, 2013). This approach has better results understanding that non-induced magnetization plays a far more important role than previously thought in the origin of magnetic anomalies (Ellis et al., 2012).

Figure 3-10: Interpreted boundaries by “worming” of potential field data with magnetic lineaments/domains and structural data of Hackley et al. (1995).

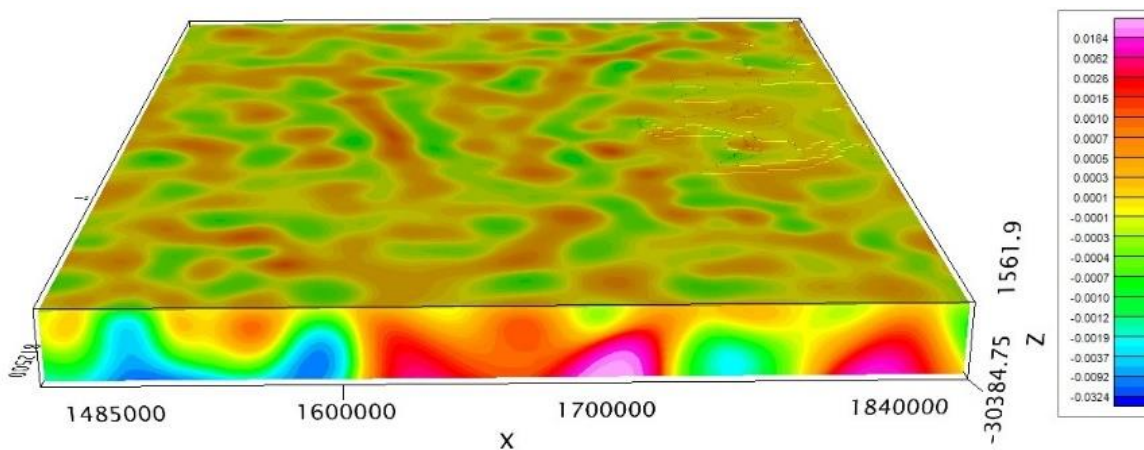


The density distribution calculated by inversion of gravity data (**Figure 3-11a**) range from 2.52 g/cm^3 (blue) to 2.9 g/cm^3 (red/cyan). Magnetic susceptibility estimated by the amplitude of the magnetization vector (**Figure 3-11b**) range from $3.7 \times 10^{-6} \text{ SI}$ (blue) to 0.05 SI (cyan).

Due to the limited geological information that can be used to constrain the models for a great portion of the study area, interpretation should be addressed carefully due to the non-uniqueness principle of the inversion of geophysical data. However, both density and magnetic susceptibility models computed for the study area shows good correlation with the possible geotectonic domains identified by qualitative interpretation and multiscale edge detection.

Figure 3-11: (a) Density model. Colorbar: Density variation from reference 2,67 g/cm³; (b) Magnetic susceptibility model (Amplitude of the magnetization vector). Colorbar: Magnetic susceptibility (SI).

a)



b)

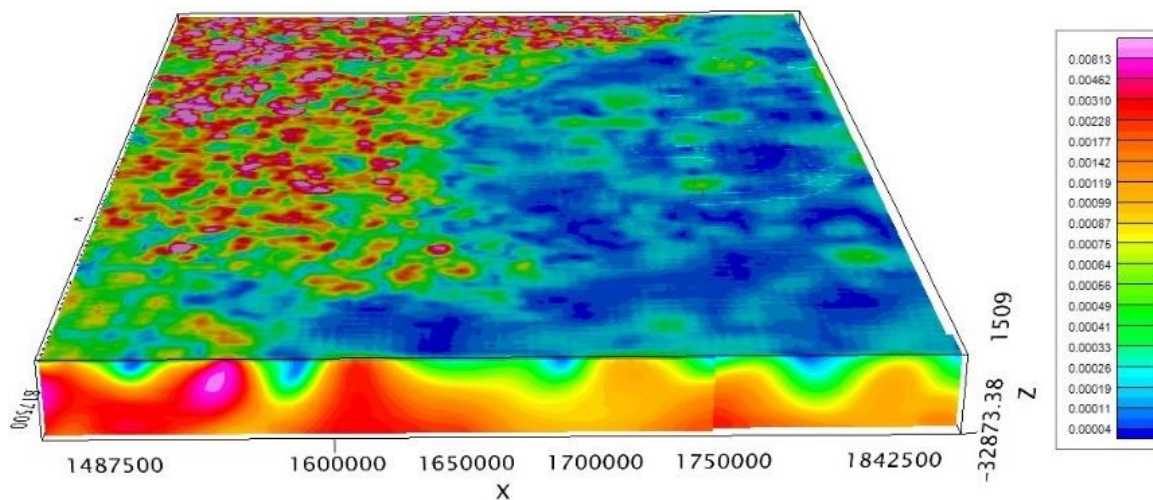
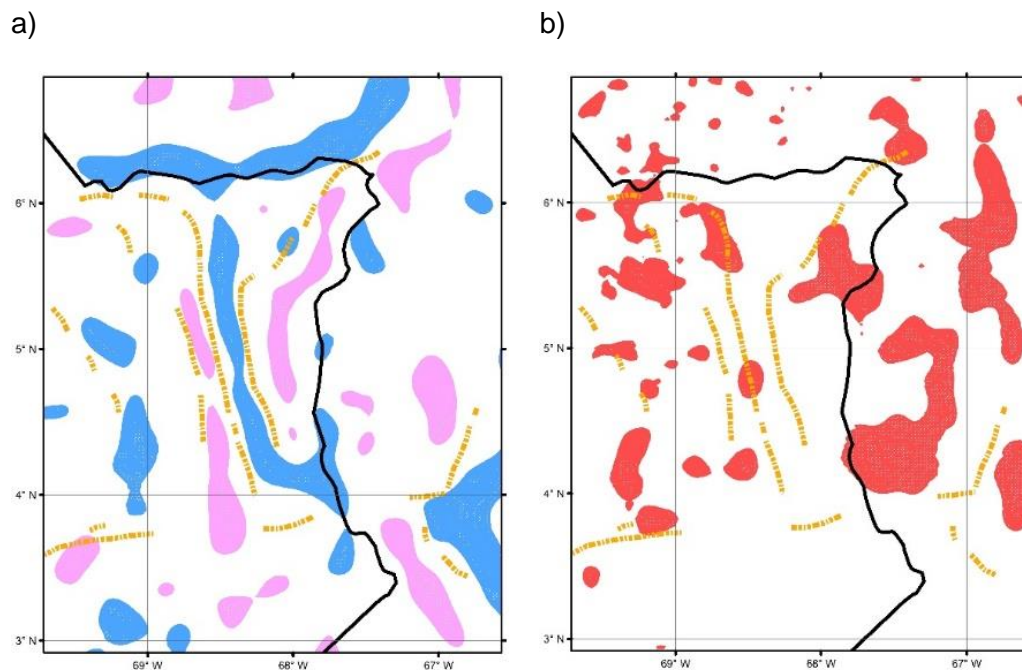


Figure 3-12a shows the plan view of the zones with density higher than 2,71 g/cm³ (magenta) and lower than 2,69 g/cm³ (blue). These sources are located principally at 4 to 4.3 km below the surface and shows correlation with the edges of the domains interpreted, like the central NW-SE and eastern domains. Zones with magnetic susceptibility higher than 0.01 SI (**Figure 3-12b**) also show some correlation with regional features: magnetic sources are shallower at the NW of the area (<1 km) and deeper to the SW (~2km) and east (>7 km). It is evident that almost all the magnetic sources are located north of the E-

W boundary recognized in the multiscale edge detection, and that the deepest sources at the east are limited by the easternmost NNW-SSE boundary interpreted.

Figure 3-12: a) plan view of isosurfaces around densities higher than 2,71 g/cm³ (Magenta) and lower than 2,69 g/cm³ (blue); b) plan view of isosurfaces (red) around magnetic susceptibilities higher than 0.01 SI.



3.4 Discussion

As pointed above, the NW portion of the Amazonian Craton is one of the largest and least known domains of Archean-Proterozoic crust in the world. To overcome that restrictions, geophysical datasets that register the lateral variations in the earth's gravity and magnetic fields over the study area were used. Geophysical data were processed and interpreted to associate the field responses with density and magnetic susceptibility variations in the upper crust.

The most widely accepted models for the evolution Amazonian Craton (**Figure 3-2**) propose that the Craton evolved from an ancient nucleus by successive accretion of younger terrains/provinces. The Ventuari-Tapajos (VTP) and Rionegro-Juruena (RNJ)

geochronological provinces (Tassinari & Macambira, 1999) or the Rionegro geological province (RNP, Santos et al., 2000), represent juvenile continental crust accreted to the older provinces by stacking of successive magmatic arcs. Cordani et al. (2016) proposes two NW-SE belts in the Mitú Complex (Atabapo and Vaupés belts) formed by stacking of magmatic arcs in different pulses of orogenic activity. Of these belts, the Atabapo belt should be located at the SE of the study area, nearly parallel to the border between Colombia and Venezuela.

Available structural interpretations and sketches for the study area (**Figure 3-4**) used principally geophysical data to identify lineaments and faults in the Precambrian basement and to delineate basement high and lows that define sedimentary basins. However, these models did not explain the tectonic complexity and rock variability of the crystalline basement that is evident in the areas where it is exposed. To explore this complexity, various geophysical datasets were used (**Figure 3-5**) to provide an interpretation of the structural and tectonic framework of the Amazonian Craton in the study area. The processing techniques applied to the geophysical data were qualitative/semi-qualitative interpretation and quantitative modelling of the distribution of the physical properties of the upper crust.

Lineaments and magnetic domains in Colombia area were interpreted from the total horizontal gradient of the RTP image of the higher resolution airborne magnetic data acquired by the Geological Survey of Colombia (**Figure 3-7a**). This transformation of the geophysical data allowed to enhance the sharp lateral variations of the magnetized rocks below the almost non-magnetic sedimentary coverage. For Venezuela area geologic structures from the map of Hackley et al. (1995) were used.

Qualitative interpretation of the main magnetic lineaments (**Figure 3-7b**) shows that the study area can be divided from south to north into three zones (Southern, Central and northern; red, yellow and green respectively). The central and northern zones are also crossed by a fourth, narrow zone (blue) with predominant N-S lineaments. The predominant NEE-SWW structural pattern in the central zone is different than the northern and southern zones. Also, this central zone truncates most of the magnetic lineaments of both north (green) and south (red) zones, so it can be proposed that the central zone reflects a later deformation event. From this point of view, this central zone could represent a regional NEE-SWW shear zone that extend from west of the study area to the east into Venezuela, where some nearly E-W transverse faults are mapped (**Figure 3-17**). In Colombia, 1:100.000 scale geological maps register NEE-SWW left-lateral faults with normal component located in the yellow zone (Rio Guaviare and Mataven faults) and at the SE part of the green zone (Rio Vichada and Rio Tuparro faults).

Magnetic domains (**Figure 3-8** and **Figure 3-10**) can be interpreted as areas with similar magnetic minerals content and distribution or, in a simple approximation, to the same lithology. The domain B (**Figure 3-8**) is characterized by a regional magnetic low (**Figure 3-6**) and is partially coincident with the exposure of the Parguaza granite in Venezuela. This domain is interpreted as the magnetic expression of rocks related with this geological unit (**Figure 3-17**). It should be noted that recent geological maps (Alfonso et al., 2014) report exposures of the Parguaza Granite to the west of this magnetic domain (blue dot, **Figure 3-3**).

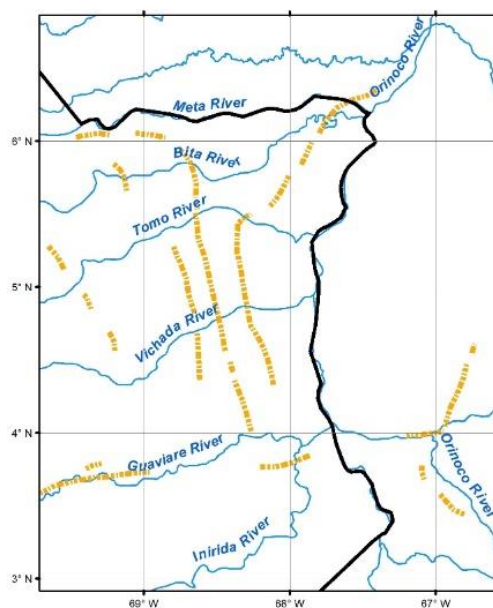
At the south of the area, a polygonal domain (F) has similar gradient texture of the above mentioned. Also, it shows straight NW-SE and NEE-SWW lineaments that contrast with the surrounding area. This domain delimitate an intrusive body identified as the “Matraca Rapakivi Granite” (Bonilla et al., 2016; Bonilla, 2019). This correlation allows to expect that some of the other rounded to polygonal domains (G, H, I, J, K, L) can also constitute intrusive bodies (**Figure 3-17**).

Possible boundaries identified by the multiscale edge detection technique are coherent with the structural/tectonic domains delineated by the qualitative interpretation (**Figure 3-10**). The easternmost NNW-SSE edge are coherent with the magnetic domain (B) that are associated with the Parguaza Granite. This edge could be interpreted as the expression of the intrusive contact of the Parguaza Granite with the basement rocks of the Craton. The edge located at the SE of the area, that also delineate the contact of the Parguaza Granite with the Cuchivero Group, illustrate the deep expression of this intrusive contact (red box, **Figure 3-9a**).

The central and western NNW-SSE edges are associated with the boundaries of a high density/high magnetization domain that extends from 3.5N to the North and have predominantly N-S orientation (**Figure 3-5**, **Figure 3-10** and **Figure 3-12**). This area corresponds to the structural zone (blue zone, **Figure 3-7b**) that truncates the NW-SE and NE-SW lineaments present at the east and west of the area. It is important to mention that the NNW-SSE edges are coincident with important changes in the course of the Bitá River (**Figure 3-13**) that suggest tectonic control on the drainage that is also slightly present in the Tomo and Vichada rivers.

This NNW-SSE zone represents an important feature that clearly cuts the structural continuity of the central and northern zones. This feature was recognized by Graterol (2009) as a high density/high magnetic susceptibility source that forms a NNW-SSE basement high delimited by normal faults (**Figure 3-4b**). Also, Arminio et al. (2013) and Cediél (2019) proposed a NNE-SSW graben structure (Mantecal Graben, **Figure 3-4c**) for the same area. The interpretation and geophysical 3D modelling presented here support the presence of dense, magnetic source(s) within this area, as was proposed by Graterol (2009). However, the new datasets and interpretations presented in this work allow to speculate that this narrow NNW-SSE zone could represent a deep-penetrating/crustal scale discontinuity, like an aborted rift with intrusion of dense, magnetic mafic bodies or a suture zone with accretion of a volcanic arc (**Figure 3-17**). More work should be done in this area to investigate the geological processes involved.

Figure 3-13: Boundaries interpreted and principal drainages of the area.



The NNW-SSE edges mentioned above are limited to the south by an NEE-SWW edge, located at the center of the zone with predominant NEE-SWW lineaments (yellow zone, **Figure 3-7b**). This edge controls the course of the Guaviare River in Colombia and the Orinoco and Ventuari rivers in Venezuela (**Figure 3-13**). This structure was reported by Cediél (2019) as a normal fault (Guaviare Fault, **Figure 3-4b**). However, with the new data obtained in the present work, it is clear that this feature corresponds to a deeper crustal discontinuity that may produce the strong E-W orientation of the magnetic lineaments and can be related to some transcurrent faults mapped in Colombia and Venezuela.

Density model for the study area (**Figure 3-12a**) show that the edges interpreted are also characterized by strong contrasts between high- and low-density bodies. This can be related with the interpretation of Gusmao & Freitas (2014) that strong gravity gradients register the superposition of crustal fragments with different densities and probably reflects the stacking of magmatic arcs during the formation of the VTP and RNJP. Also, density and magnetic susceptibility models of the Gawler Craton (Australia, Baines et al., 2009) shows that major changes in the physical properties correspond with major changes in lithology associated to the edges of major tectonic events. High magnetic sources (**Figure 3-12b**) are more scattered, but its distribution and depth zonation are still coherent with the edges interpreted.

Cross sections of the density (**Figure 3-14b**) and magnetic susceptibility models (**Figure 3-14c**) along a W-E profile show the high variation in the density and magnetic susceptibility across the central and western NNW-SSE edges (red square) but the eastern border, associated with the Parguaza Granite, only shows high density contrast. Similarly, the NNE-SSW edge that follows the contact of the Parguaza Granite with the Cuchivero Group at the SE of the area (black square) have strong density contrast but no magnetic susceptibility expression.

The NW-SE edge located at the SE of the area parallel to the left margin of the Orinoco River is another relevant feature by its high-density contrast and correlation with the study of Cordani et al. (2016), that concluded that the boundary between Rionegro-Juruena and Ventuari-Tapajós provinces will be located close to or along the Atabapo River. Also, Gusmao & Freitas (2014) reported high-gravity gradient features near the border of the Ventuari-Tapajós province in Brazil. The interpretation of this study locate the possible boundary of the VTP with RNJ Provinces (Tassinari & Macambira, 1999) eastward from the actual location (**Figure 3-2a** and **Figure 3-17**).

Depth slices from density (**Figure 3-15**) and magnetic susceptibility models (**Figure 3-16**) at 5 km, 10 km and 15 km also show the coherence and deep penetrating character of the edges interpreted. These edges are clearly related to major crustal features that also may correspond to tectonic boundaries.

The direction movement of the nearly E-W edge located at 4N cannot be clearly established: while geological maps shows dextral/normal faults that apparently control some of the drainages of the area, it must be noted that the gravity and magnetic datasets (**Figure 3-5** and **Figure 3-6**) and the interpretation maps and models of the present work

show apparent right-lateral displacement of the deep penetrating anomalies along this boundary. Nevertheless, the emplacement of the Parguaza Granite also can be responsible of this tectonic control on the geophysical anomalies.

Figure 3-14: Cross section along W-E profile (a, red line) of the density (b) and magnetic susceptibility (c) models. Red and black squares mark the relation of the models with the boundaries interpreted (black lines).

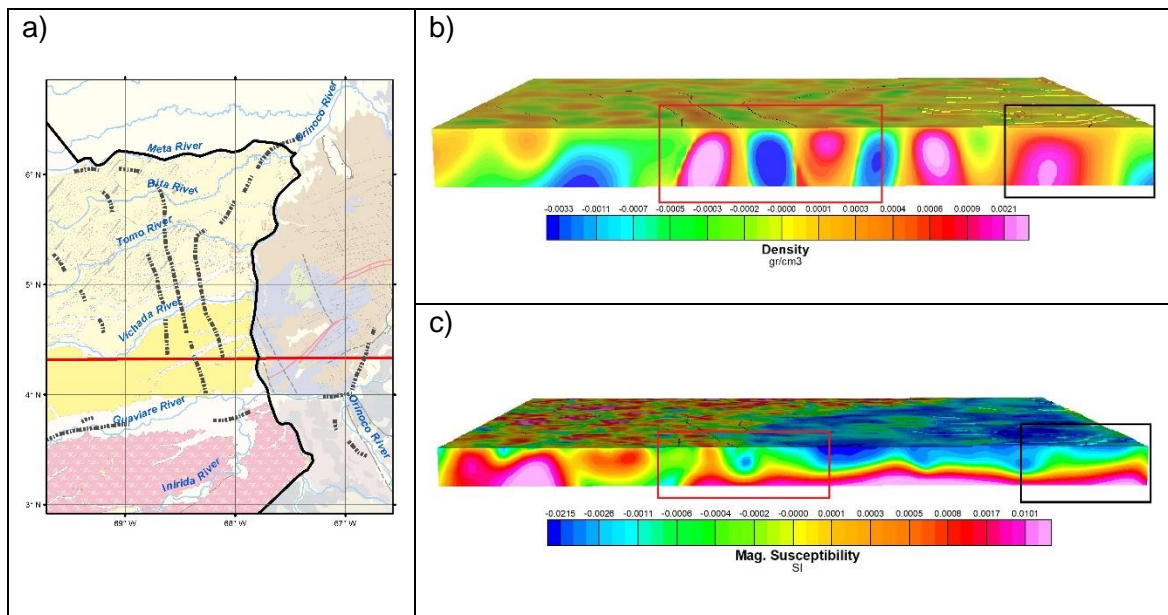


Figure 3-15: Depth slices of the density model of figure 5b.

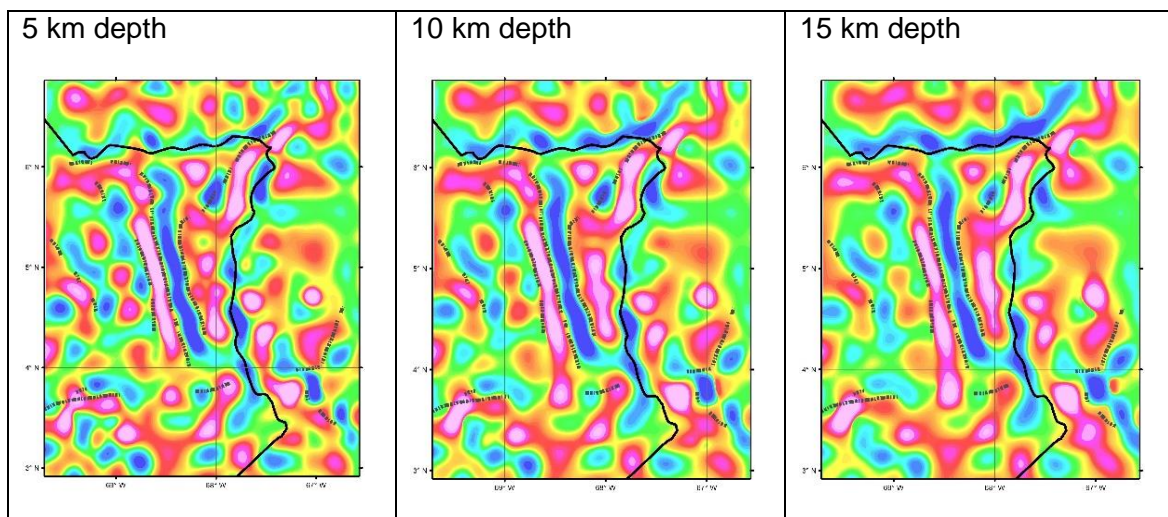
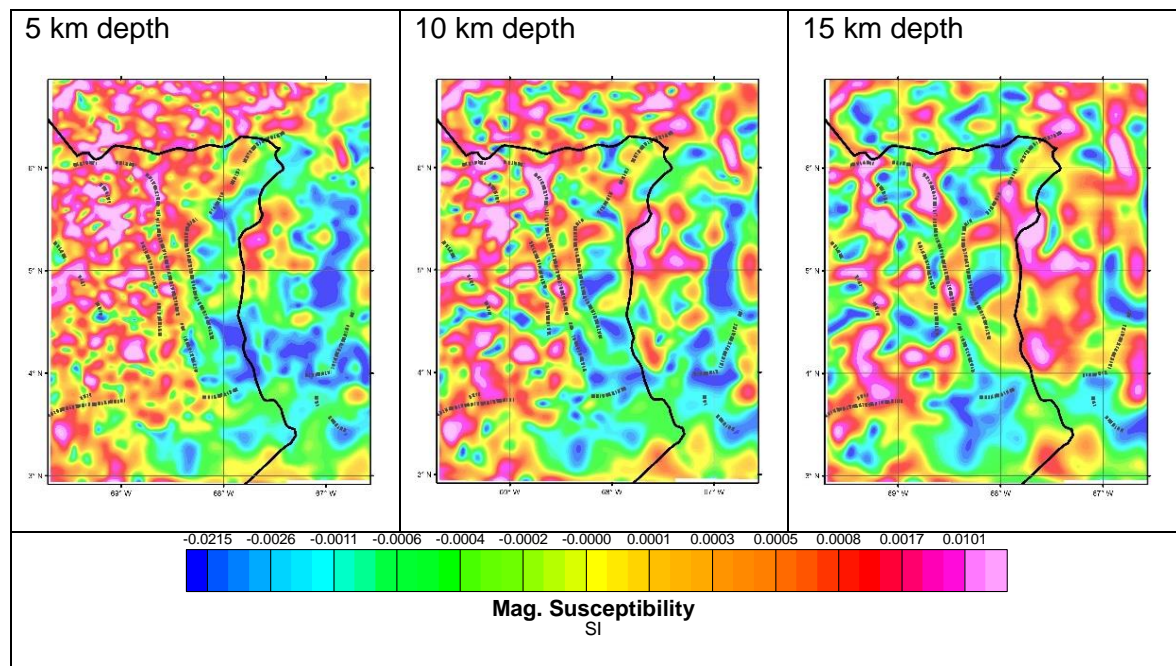


Figure 3-16: Depth slices of the magnetic susceptibility model of figure 15c



3.5 Conclusion

The present work focused on qualitative and quantitative interpretation of gravity and magnetic data in NE Colombia. The results suggest a complex structural and tectonic framework on the Amazonian Craton that was not registered in the available maps and models.

Magnetic lineaments from the total horizontal gradient of the reduction to the magnetic pole allow to recognize four main structural zones (**Figure 3-7b**): (red) located south of the area and characterized by predominant NE-SW and NW-SE lineaments; central, E-W elongated zone (yellow), with predominant NNE-SSW lineaments; northern zone (green) with predominant NE-SW and NW-SE lineaments and a N-S zone (blue) that cuts the green and yellow zones.

Multiscale edge detection (“worming”) applied to gravity and magnetic data show deep crustal penetrating discontinuities that are closely related to and delimitate the structural zones and can represent geotectonic limits. The most remarkable are the nearly N-S edges related with a structural zone that were interpreted as the western limit of the Parguaza granite and an important high density/high magnetic susceptibility block that extend from

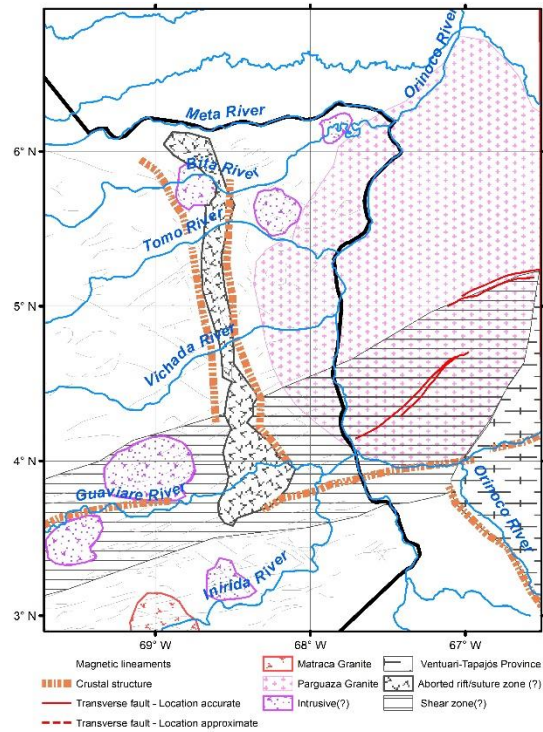
3.5N to the north that are interpreted as a possible aborted rift or a suture zone by the collision of a volcanic arc. Also, the E-W edge interpreted along the Guaviare River (**Figure 3-13**), that limit the expression of the N-S edges to the south and also controls the direction of the Guaviare River in Colombia and Ventuari and Orinoco rivers in Venezuela, were interpreted as a younger deformation event that affected the area. Examples of the tectonic significance of these edges can be seen in the SE of the area where the edges are correlated with the intrusive contact between the Parguaza Granite and basement rocks of the Cuchivero Group.

3D density and magnetic susceptibility (MVI) inversion models show that the higher density sources are located close to the edges interpreted. High magnetic susceptibility sources are more scattered but shows spatial and depth distribution closely related with the edges. This relation of high density and magnetic susceptibility distribution are coherent with the high gravity gradients reported for the boundaries of the Ventuari-Tapajós province in Brazil and also strong density and magnetic susceptibility variations that separate major tectonic events in the Gawler Craton in Australia. It must be noted that the interpreted contacts of the Parguaza Granite with basement rocks of Cuchivero/Mitú Groups are characterized by strong density contrasts but without magnetic susceptibility variations.

The NNW-SSE edge located at the SE of the area parallel to the Atabapo and Orinoco rivers in Venezuela can be interpreted as an evidence of the limit between the Ventuari Tapajos and Rionegro-Juruena geochronological provinces of Tassinari & Macambira (1999) but located to the east of the actual limit. Also, this edge can reflect the expression of the Atabapo Belt defined by Cordani et al. (2016b).

The vergence of the W-E shear zone interpreted along the Guaviare-Orinoco-Ventuari rivers is difficult to define from geophysical data only. Regional 1:100.000 maps of the geological survey of Colombia report a left-lateral displacement with normal component in NEE-SWW faults that also control the main drainages of the area, but the deep penetrating geophysical anomalies and edges interpreted for the present study suggest a right-lateral displacement that are reflected in the apparent tectonic control of the Orinoco, Guaviare and Ventuari rivers. On the other hand, the intrusion of the Parguaza Granite can also be responsible of these deep structural features or maybe this pre-existing weakness zone allowed the emplacement of the anorogenic intrusive body.

Figure 3-17: Sketch map with main features interpreted in the present study and transverse faults (Modified from Hackley et al., 2005)



Interpretation of geophysical datasets with available geological information allow to identify and delineate major structural and tectonic features within the crystalline rocks of the Amazonian Craton (**Figure 3-17**) that will help to improve the current structural/tectonic models for this area.

Further geological, structural, and geochronological investigations should be made to define more specifically the geotectonic processes that modelled the Amazonian Craton in the study area, but the structural framework interpreted in the present study provide new information that helps to prioritize areas of interest.

4. Tectonic domains in the NW Amazonian Craton from geophysical and geological data.

The Amazonian Craton is one of the largest cratonic areas in the world. In Colombia, a major portion of the Craton is covered by Paleozoic to Cenozoic sedimentary rocks and recent deposits. This, in addition to the difficulty of access and dense tropical rainforest, have made the geology of this area to remain relatively unexplored to this date. Most accepted models for the Proterozoic evolution of the Amazonian Craton indicate that it evolved via successive accretion of orogenic belts and crustal terranes around an ancient nucleus, and that tectonic provinces identified in the southern half of the craton, the Guaporé Shield, extend underneath the Amazon River Basin onto its northern exposure, the Guiana Shield. Nevertheless, recent geologic studies in the W Guiana Shield indicate that its evolution may have been different from the W Guaporé Shield, where these accretionary models were formulated. In this work airborne gravity/magnetic geophysical datasets covering the NW portion of the Amazonian Craton were used, to better elucidate its structure and tectonic evolution. Multiscale edge detection and 3D modeling were applied to identify and delineate major crustal discontinuities and other geological features. Using this approach, six primary geophysical lineaments that are interpreted as possible crustal boundaries were identified. By combining the geophysical interpretation with all the geological, geochronologic and isotopic information available for the region, were proposed the presence of the following tectonic domains: Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena (which was further subdivide into Atabapo and Vaupés Belts), Apaporis Graben, and Putumayo. Furthermore, a new U-Pb zircon crystallization age of $1227 \pm 8/13$ Ma obtained from volcanic rocks of the Piraparaná Formation indicates that extensional tectonics along the Apaporis Graben began at least in the late-Mesoproterozoic. This is significantly older than previously thought, and thus entirely transforms the tectonic significance of the Apaporis Graben structures. The interpretation of structural limits is in excellent agreement with and provides a more accurate location for previously suggested boundaries, which were until now only loosely constrained by the sparse geological and geochronologic information available. This work provides the first regional reconstruction of crustal-scale features of NW South America, improves the understanding of the regional tectonic architecture of NW Amazonian Craton using geophysical methods.

4.1 Introduction

The Amazonian Craton forms part of the crystalline core of the South American continent and is divided by the Amazon River basin into two parts: the Guiana Shield in the north, and the Guaporé or Central Brazilian Shield in the South (Almeida, et al., 1981). It is also considered one of the largest cratonic areas in the world (Tassinari & Macambira, 1999), and is thought to have played a key role in the assembly and evolution of Precambrian supercontinents (Cordani et al., 2009). In Colombia, NW South America, rocks of the Amazonian Craton extend from the Andean deformation front to the borders with Venezuela and Brazil (Ibañez-Mejía & Cordani, 2020), covering an area of nearly 600,000 km². Nevertheless, most of the Amazonian Craton in this area is covered by Paleozoic to Cenozoic sedimentary rocks and recent deposits (Gómez et al., 2015; Gómez et al., 2019), and basement exposures are limited to remote regions near the borders between Colombia, Brazil and Venezuela, as isolated basement outcrops located in the central part of the area (Figure 1).

The geology of the NW portion of the Amazonian Craton, mainly in NW Brazil and E Colombia, remains relatively unexplored (Ibañez-Mejía & Cordani, 2020; Santos, et al., 2000). Dense rainforest coverage, lack of roads, and difficult access to where basement rocks are exposed, make this region one of the largest and least known domains of Archean-Proterozoic crust in the world.

At least two models for the evolution of the Amazonian Craton indicate that it evolved by multiple episodes of accretion of island arcs around an Archean nucleus (Barrios, et al., 1985; Tassinari & Macambira, 1999; Santos et al., 2000; Cordani & Teixeira, 2007; Brito, 2011; Ibañez-Mejía, et al., 2011; Kroonenberg, 2019). However, recent studies (Ibañez-Mejía et al., 2015, Cordani et al., 2016a, Ibañez-Mejía & Cordani, 2020) have observed that the geological evolution of the W Guiana Shield may have been different compared to the W Guaporé Shield, where the Mesoproterozoic Rio Negro-Juruena, Rondonian-San Ignacio, and Sunsás-Aguapei provinces were defined (Tassinari et al., 1996; Bettencourt et al., 2010; Teixeira et al., 2010).

Geophysics aims to image subsurface geological structures that are not directly observable in the field and is fundamental in the identification of otherwise cryptic geologic features (Li, et al., 2019). Geophysical methods are sensitive to differences in the physical properties of rocks (Dentith & Mudge, 2014), such as density (via gravimetry) and magnetic susceptibility (via magnetometry). Interpretation of gravity and magnetic data have been successfully applied for understanding basement structures and boundaries in other poorly exposed, buried, or densely vegetated regions of the South American basement (e.g., De Castro et

al., 2014; Pessano et al., 2021), and on other cratonic areas of the world (Heath, et al., 2009. Crawford, et al., 2010).

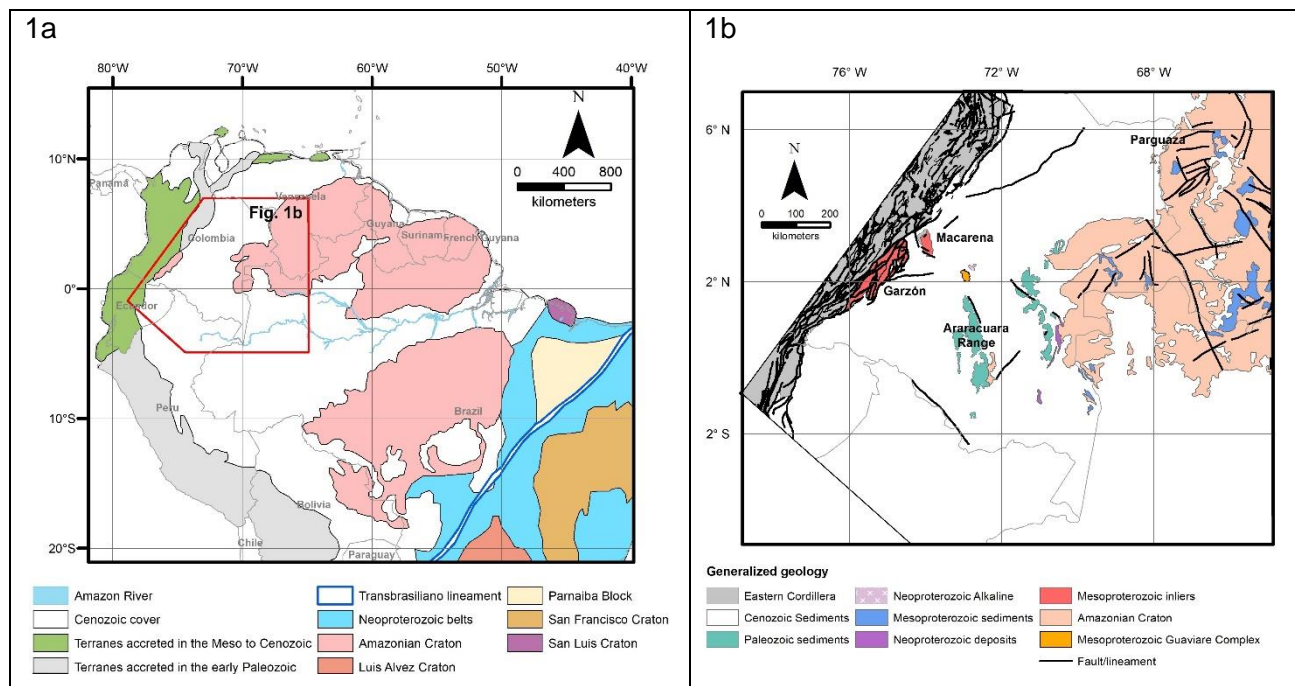
The integration of geophysical data such as airborne gravity and magnetic measurements enhances and extend the geological information observed in the field (Isles & Rankin, 2013). These geophysical methods provide a nearly homogeneous coverage of the variations in gravity and magnetic properties over large areas, which in turn allow changes in the density and magnetic susceptibility of rocks in the upper crust to be identified and delineated (Isles & Rankin, 2013; Jacoby & Smilde, 2009).

In the present work, qualitative and quantitative interpretation of the available geophysical (magnetic and gravity) datasets, along with available geochronologic information, are used to propose an integrated geophysical-geological model for the NW portion of the Amazonian Craton in E Colombia. From this geological-geophysical integration, major structural/tectonic boundaries are identified and propose a subdivision into five tectonic domains, each one of these with its own structural and geological characteristics. The observations and interpretation of the available geophysical data provide: i) a regional model of the tectonic framework and evolution of the NW Amazonian Craton that is informed by, and is coherent with, all available geologic and geochronologic data; and ii) new insights into the geological evolution of this poorly known region of the South American Precambrian basement.

4.2 Regional Geology

The Amazonian Craton in Colombia extends from the eastern flank of the Andean Cordillera to the borders with Venezuela, Brazil, and Peru (**Figure 4-1a**). The westernmost part of this region corresponds to the Llanos foothills area, where the craton is buried under a thick sedimentary cover of the foreland Caguán-Putumayo and Llanos basins (Ibañez-Mejía & Cordani, 2020). Exposures of the Amazonian Craton represent only ~10 % of the whole area and are concentrated to the east in the border with Brazil and Venezuela (Figure 1b). The westernmost exposures are in the Araracuara high along the Caquetá River (Gómez et al., 2015). Also, drill-core samples from wells in the Putumayo Basin near the Andean deformation front (Ibañez-Mejía et al., 2011) demonstrated the continuity of the Craton under the sedimentary cover. Note that, throughout this paper, all discussions about the ages of particular units or events refer to values obtained using U-Pb zircon geochronology unless otherwise noted. For more details about the methods (e.g., LA-ICPMS, SIMS, TIMS) the reader is referred to the Supplementary Materials and the original geochronologic studies cited throughout the text.

Figure 4-1: a: Regional extent and geotectonic framework of the Amazonian Craton (Modified from Cordani et al., 2016b). b: Location and regional geology of the study area (Modified from Gómez et al., 2015; Gómez et al., 2019 and Amaya et al., 2020).



In Colombia, the Amazonian Craton is characterized by Paleoproterozoic (1.5 to 1.9 Ga) gneisses, amphibolites, migmatites, quartzites, and granitoids grouped as the Mitú Migmatitic Complex (Galvis et al., 1979; Gómez et al., 2015) or Mitú Complex (Celada et al., 2006; Rodríguez et al., 2010; López et al., 2010; Ibañez-Mejía & Cordani, 2020). The highly deformed and metamorphosed units of the Mitú Complex are intruded by moderately deformed to undeformed Mesoproterozoic granitoids, some of them with Rapakivi texture such as the Parguaza Granite (ca. 1.4 Ga), located within Venezuela and Colombia, and that is considered one of the largest anorogenic intrusions of the world (Bonilla et al., 2013). In some areas, the Mitú Complex is overlain by Mesoproterozoic low-grade metasedimentary rocks of the La Pedrera formations (Gómez et al., 2015), the Tunuí Group (Kroonenberg, 2019), volcano-sedimentary rocks of the Piraparaná Formation, and Ediacaran through Carboniferous marine sedimentary rocks. These exposures form isolated hills and Tepuis over the flat landscape of the area.

Amaya et al. (2020) presented evidence of Mesoproterozoic (1.3 Ga) crust in the central part of the area, near San José del Guaviare (**Figure 4-1b**). According to these authors, rocks of the Guaviare Complex originated as part of bimodal magmatism on an extensional environment associated with arc extension. The 1.3 Ga magmatism as described in the Guaviare Complex is younger than the Mitú Complex and had not been previously

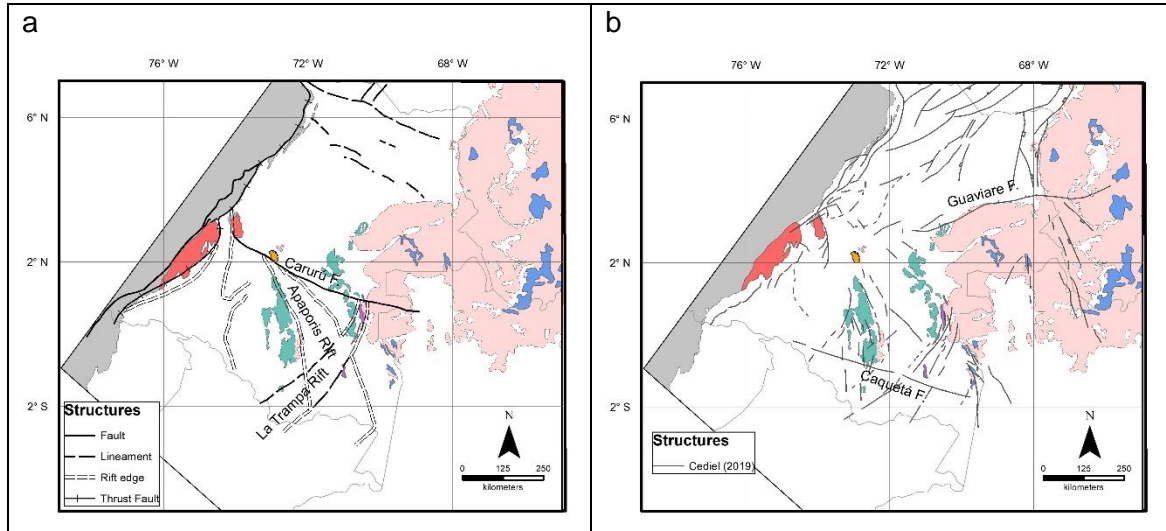
recognized in other outcrops of the Amazonian Craton in Colombia. Younger magmatism on the Amazonian Craton is represented by mafic intrusives and dikes of 1.18-1.22 Ga Rb/Sr ages (Priem et al., 1982), 973 Ma (Caño Viejita gabbro; Bonilla et al., 2020), and 826 Ma K/Ar age (Vaupés 1 well) (Franks, 1988 in: Kroonenberg, 2019). Alkaline plutons of 621–634 Ma and 577.8 Ma are present in the northeastern flank of the Serranía de la Macarena (Caño Veinte syenite; Buchely et al., 2015) and in San Jose del Guaviare (San José nepheline syenite; Amaya et al., 2021), respectively. A Cretaceous (102.5 Ma) diabase was discovered on the Caquetá River near the Serranía de Aracua by Ibañez-Mejía and Cordani (2020).

4.2.1 Structural features

Structural data presented in geological maps by the Colombian Geological Survey, east of the Andean deformation front, are scarce (Figure 4-1b; see Gómez et al., 2015; Gómez et al., 2019). In Colombia, faults and lineaments with predominant NW-SE (Carurú and Central Guainía lineaments, Puerto Colombia Fault) and NE-SW (Mitú, Cuiarí River, Caño Garza and Caño Chaquita faults, Papunaua Lineament) trends have been delineated. The N-S trending Naquén and Río Aque faults, that limit the Serranía de Naquén, are also identified. In the Venezuelan area (Hackley et al., 2005), the structural features identified are more abundant and with the same NW-SE and NE-SW trends identified in Colombia.

Regional structural models of the Amazonian Craton in Colombia are based on radar (De Boorder, 1981) and geophysical datasets integrated with available geological data (Etayo et al., 1983; Kroonenberg & Reeves, 2012; De Boorder, 2019; Cediél, 2019; Moyano, et al., 2020). **Figure 4-2a** shows the structures interpreted in the geological terrains map of Colombia (Etayo et al., 1983). The main structural feature in this map is the NW-SE “Apaporis rift”, which is bound by NW-SE trending outcrops of Paleozoic strata and a NWW-SEE structure, the Carurú Fault, that limits the Apaporis Rift to the north and extends from the Serranía de la Macarena near the Andean foothills to Brazil. Another salient feature in **Figure 4-2** is a NE-SW structure south of the Carurú fault, known as the “La Trampa Rift” (Etayo, et al., 1983, Cediél, 2019) or “La Trampa Wedge” (De Boorder, 1981; Kroonenberg & Reeves, 2012; De Boorder, 2019). **Figure 4-2b** shows a simplified map modified from Cediél (2019) that includes similar structures such as the “La Trampa Wedge” and a series of NW-SE lineaments that delineate the “Guejar Impactogen” (“Apaporis Rift” in **Figure 4-2a**). This interpretation does not include the NW-SE Carurú fault. Regional faults highlighted by the Cediél (2019) model include the NWW-SEE Caquetá Fault south of the Paleozoic Aracua range (approximately at 2°S) and the NEE-SWW Guaviare Fault (4°N) at the northern limit of the exposures of the Amazonian Craton in Colombia.

Figure 4-2: Regional geology presented in **Figure 4-1** and structural interpretations from: (a) Etayo et al. (1983) and (b) Cediel (2019). Green: Paleozoic strata



4.2.2 Geochronological provinces

Geochronological subdivisions for the evolution of the NW portion of the Amazonian Craton in Colombia have been proposed by Tassinari & Macambira (1999), Santos et al. (2000), Kroonenberg (2019), Ibañez-Mejía et al. (2011), and Ibañez-Mejía & Cordani (2020). Due to the limited geological and geochronological information for the area, and the extensive coverage with rainforest and sediments, tectonic boundaries and even the existence of specific basement domains remain debated. Despite these differences, there is general agreement that the craton in this region grew by continued collision/accretion of orogenic belts along the western margin of an early Paleoproterozoic cratonic nucleus established after the Transamazonian Orogeny (Ibañez-Mejía & Cordani, 2020). This process, driven by subduction-related processes, began at ca. 2.0 Ga and is thought to be responsible for the formation/accretion of the Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena, and Rondonian-San Ignacio provinces (Cordani and Teixeira, 2007).

Recent geochronological interpretations on the Amazonian Craton in Colombia and neighboring areas (Cordani et al., 2016a; Ibañez-Mejía & Cordani, 2020) proposed the existence of two possible orogenic belts within the Rio Negro-Juruena Province, namely

the Atabapo (1.84-1.72 Ga) and Vaupés (1.59-1.50 Ga) belts. Also, these studies concluded that there is currently no geochronological data to support the presence of the Rondonian-San Ignacio province in the Guyana Shield as defined in NW Brazil and Bolivia (Ibañez-Mejía & Cordani, 2020) and that the Nd-Hf isotopic nature of the basement in Colombia and Western Venezuela indicates a greater degree of older Paleoproterozoic crustal reworking relative to the correlative, more juvenile magmatic domains south of the Amazon River basin. The work of Bonilla et al. (2021), on the other hand, proposed a different geologic and tectonic history for the NW Amazonian Craton in the eastern Colombia basement. The authors concluded that the metamorphic basement in this region corresponds to the Rio Negro Belt (Rio Negro-Juruena province) built at the Querarí orogeny, and that the younger magmatism at 1.6-1.5 Ma and 1.4-1.3 Ma are related to post-orogenic to anorogenic stages of the same orogeny.

From the summary presented above, it can be concluded that there is general agreement in some elements characterizing the tectonic history of the NW Amazonian Craton, such as the presence and general location of the suture between the Rio Negro belt/ Rio Negro-Juruena province and the Ventuari-Tapajós province. In contrast, based on nearly the same geological and geochronological information, other elements such as the tectonic evolution of the Rio Negro-Juruena basement and the presence/location of boundaries with younger geochronological provinces or terranes to the west is still under debate.

In order to resolve this debate, a clearer identification of the major crustal boundaries that separate geological terranes in the region is key, as this will allow better correlations with potentially correlative boundaries identified in the southern portion of the craton, as well as allow for improved paleogeographic reconstructions with other Precambrian cratons (Ibañez-Mejía & Cordani, 2020).

4.3 Methods

4.3.1 Geophysical data processing and interpretation

Lateral variations of the Earth's gravitational and magnetic fields over a region provide estimates of the distribution of physical properties (density and magnetic susceptibility) in the crust and upper mantle (Isles & Rankin, 2013; Jacoby & Smilde, 2009). Airborne

geophysical data can provide coverage in large areas, which combined with field observations can greatly enhance the ability to identify structural/tectonic boundaries, particularly in regions where rock exposure is limited.

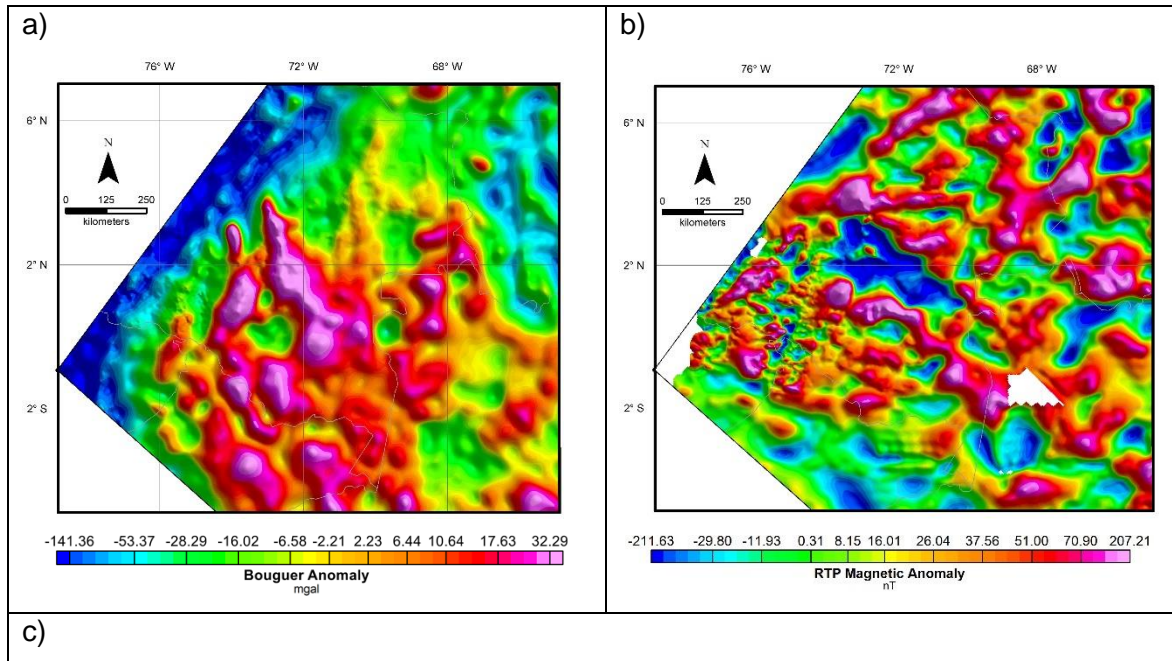
Here, multiscale edge detection method or “worming” (Horowitz et al., 2000; Heath et al., 2009) were used, integrated with qualitative data interpretation and 3D modelling, to define regional structural boundaries in the study area. Worming is based on the detection and delineation of the edges of the sources of gravity and magnetic anomalies at multiple upward continuation levels. Integration of the edges at multiple scales constrains the position and vertical continuity of major geological structures. Details on data processing and case studies can be found in Moyano & Prieto (2021) and references therein.

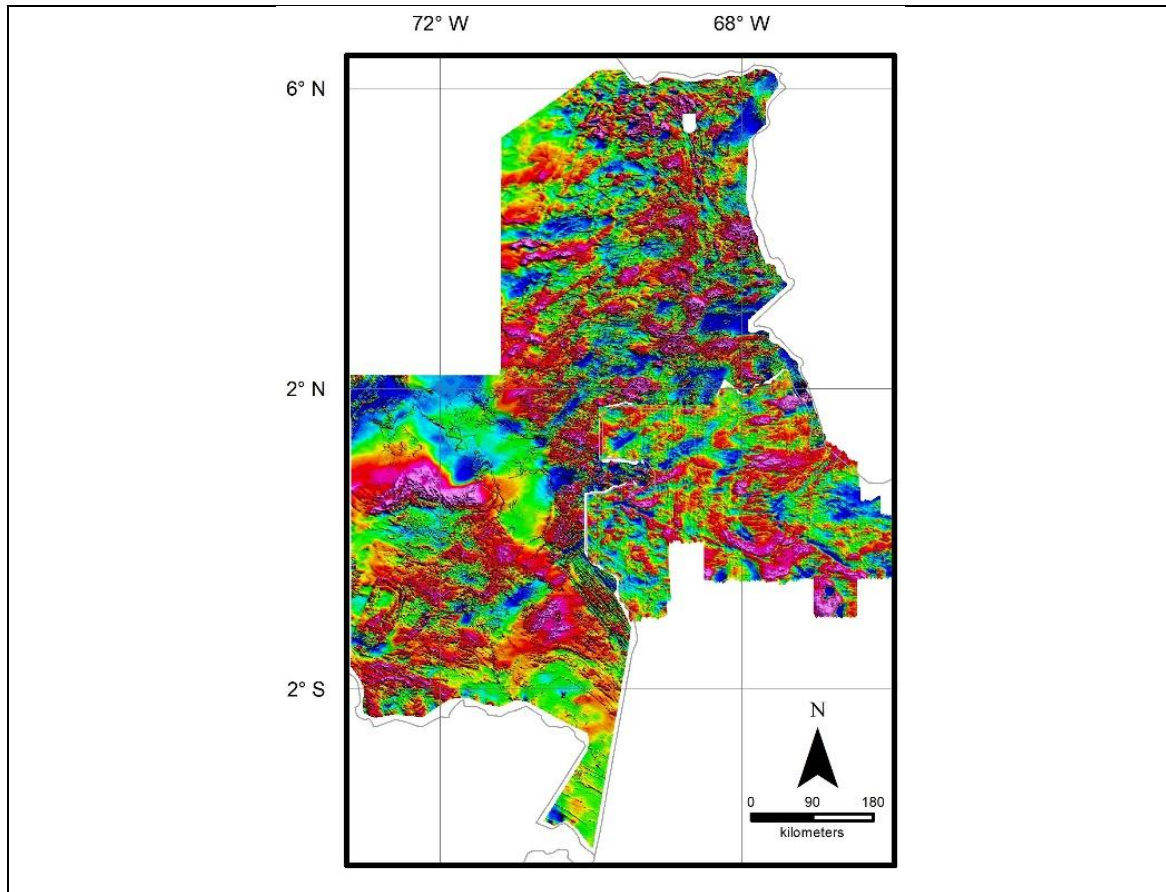
An example of successful application of multiscale edge detection was presented by Horowitz et al. (2000). The authors applied multiscale edge detection on EGM96 global geodetic gravity field, and the “worms” generated allowed to correlate global-scale tectonic boundaries like the subduction zone in Western South America. Crawford et al. (2010) applied worming on gravity and magnetic data across the western Australian Craton (Western Australia) and identified four major orogen parallel features interpreted as major faults and/or shear zones that extend to significant crustal depths. The authors interpreted these features to be related to more ‘primary’ cratonic margin structures at depth. In another example, Yan et al (2011) applied worming on gravity and magnetic data on the Yangtze River metallogenic belt (China). The edges interpreted from worming allowed interpreting the Yangtze River deep fault as a rift-valley-type fault caused by mantle upwelling, and to delineate the fault system that controls the upward migration of mineralized fluids and emplacement of known mineralized zones in the area.

4.3.2 Source of Geophysical Datasets

Continental-scale gravity and magnetic datasets from EIGEN-6C4 (Förste et al., 2014) and EMAG2-V3 (Meyer, et al., 2017), and regional airborne/ground surveys compiled for the National Hydrocarbon Agency of Colombia (ANH) (Graterol & Vargas, 2010) were integrated to generate full coverage (2.5 km grid size) Bouguer anomaly (BA) and Total Field anomaly (TFA) grids for the study area. Additionally, more detailed (500 m grid size) airborne magnetic datasets for eastern Colombia from the Geological Survey of Colombia (Moyano et al., 2018), and NW Brazil (ENCAL S.A., 1988) were used (**Figure 4-3**).

Figure 4-3: (a) Bouguer anomaly (2.5 km grid size). (b) Magnetic Anomaly Reduced to Magnetic Pole (2.5 km grid size). (c) More detailed (500 m grid size) Magnetic Anomaly Reduced to Magnetic Pole

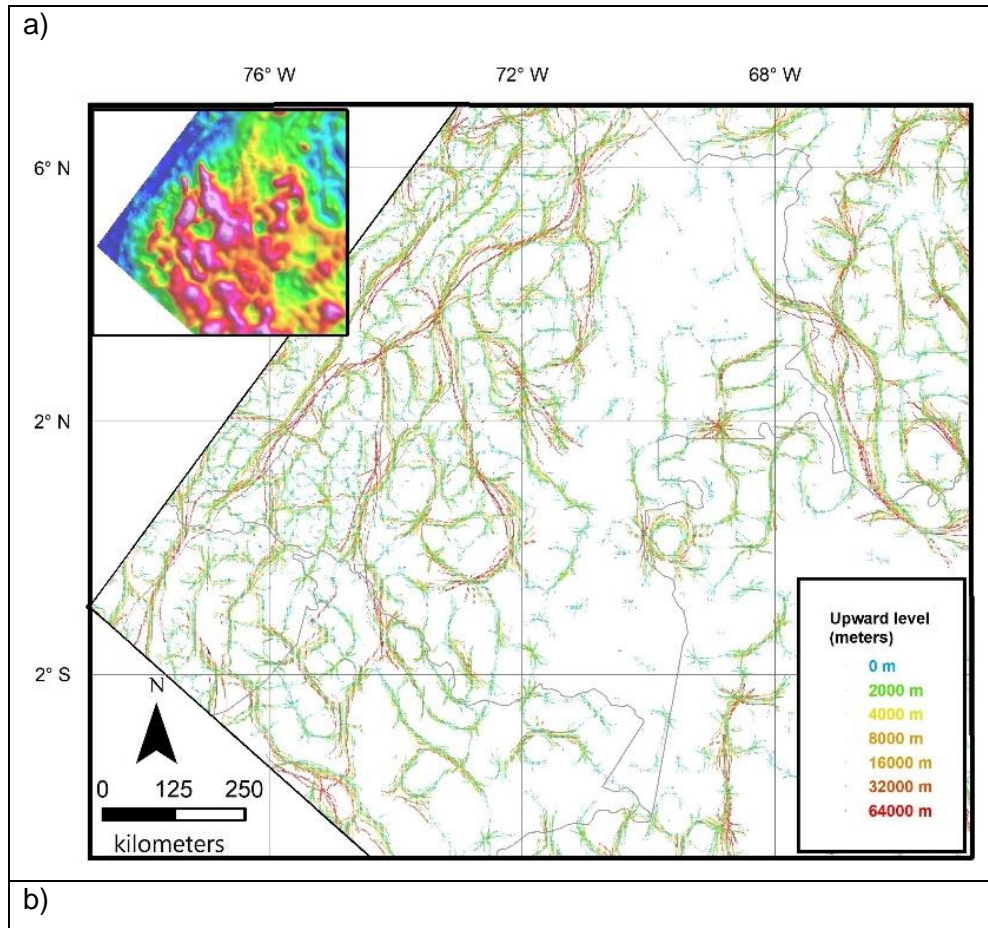


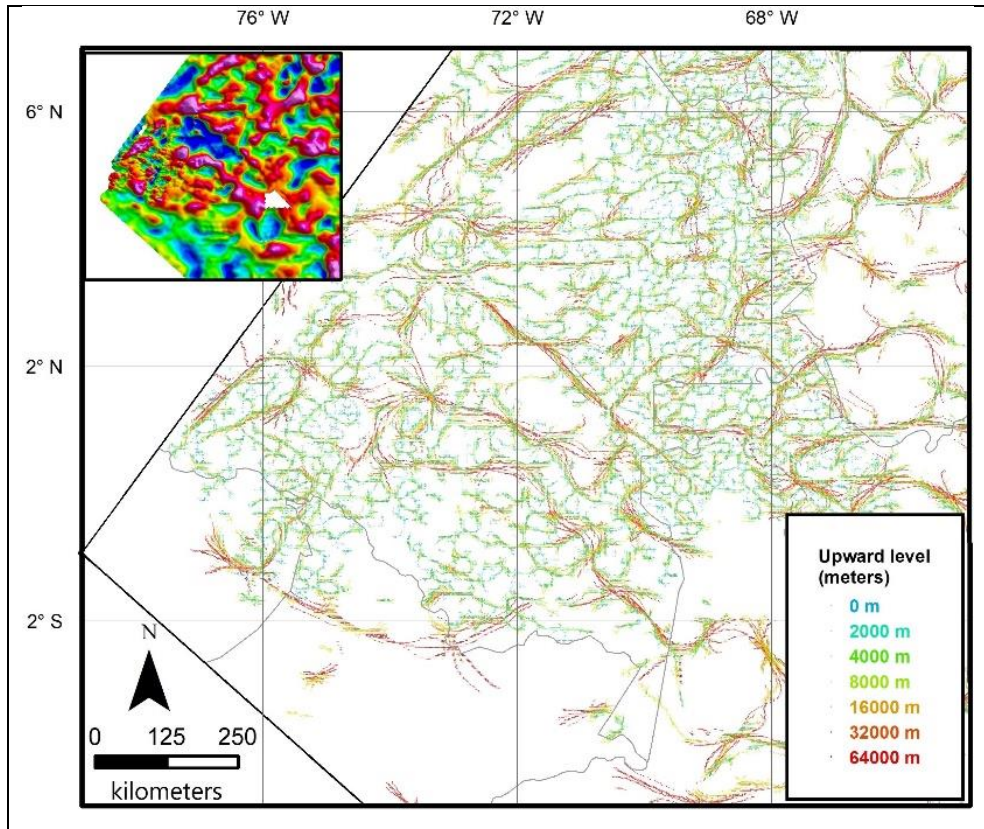


4.3.3 Multiscale edge detection

Semi-quantitative interpretation of the gravity and magnetic data of figures 4a and 4b used the multiscale edge detection procedure described by Heath et al. (2009). For this study, upward continuation levels of the potential field data to 2, 4, 8, 16, 32, and 64 km were applied. The total horizontal gradient of each upward continued image was calculated, and points of maximum slope were delineated following the method of Blakely & Simpson (1986). The edges at each continuation level were integrated in a single map for each geophysical method (**Figure 4-4a** and 4-4b) allowing the identification of structures that, by its coherence in multiple upward continued levels, suggest deep-crustal penetrating features. Details on the orientation and correlation of the main geophysical features will be presented next. Also, it must be noted that each upward continuation level doesn't represent a specific depth (Heath et al., 2009).

Figure 4-4: Multiscale Edge detection applied to (a) Bouguer anomaly and (b) Magnetic anomaly reduced to magnetic pole.





4.3.4 U-Pb (LA-ICP-MS) zircon geochronology

Zircon crystals were concentrated using traditional magnetic and density separation techniques. Individual grains were hand-picked under a binocular microscope, mounted in epoxy resin, and polished to expose the interior of the grains prior to analysis. U-Pb geochronologic determinations were conducted by laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry (LA-ICP-MS) at the Arizona LaserChron Center (ALC), using a Photon Machines Analyte G2 laser coupled to a Nu Plasma multicollector ICP-MS. Instrumental bias, drift, and inter-element fractionation corrections were performed by the standard-sample bracketing (SSB) approach, using an in-house Sri Lanka zircon crystal with well-established ID-TIMS age of 563.5 ± 3.2 Ma as primary reference material. U-Pb analyses were performed using a laser-beam diameter of 30 μm and simultaneously measuring all Pb masses in Faraday cups. Data collection, processing, and uncertainty calculations follow the approach of Ibañez-Mejía et al. (2014). Mean dates discussed throughout the text are weighted mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ values, and uncertainties are

presented in the form $\pm X/Y$, where X is solely analytical uncertainty, and Y is the total uncertainty that combines the analytical uncertainty, uncertainty in the ID-TIMS date of the primary reference material, SSB normalization uncertainty, and ^{238}U decay constant uncertainty.

4.4 Results

4.4.1 Major structural features from geophysical data interpretation

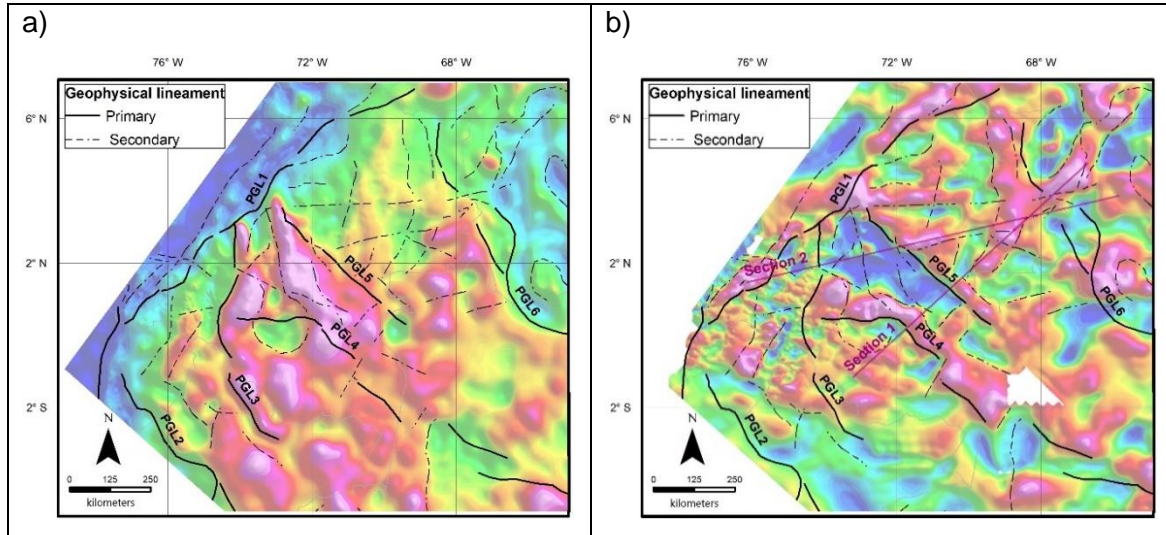
According to the authors and case studies referenced above (Horowitz et al., 2000; Crawford et al., 2010; Yan et al., 2011; and references therein), the features highlighted by the worming of the gravity and magnetic data, that show continuity in multiple continuation levels, are considered as deep penetrating linear structures that represent major crustal discontinuities. The discontinuities that show coherence and delineate lateral variations in both gravity and magnetic data, thus reflecting major lateral density and/or magnetic susceptibility variations in the upper crust, were identified in **Figure 4-5** as primary geophysical lineaments (PGL; bold black lines). Other geophysical features that also show clear correlation in both geophysical datasets and related in its extension and orientation with the PGL, were identified as secondary geophysical lineaments (SGL; thin dashed lines).

Six PGL were identified (**Figure 4-5**): PGL1 is a prominent SW-NE feature that is located along the western end of the study area. The remaining structures, PGL2 through PGL6, have predominant NW-SE orientation. Except for PGL4, which terminates to the NW against PGL3, all other geophysical lineaments (SGL included) are truncated to the NW by PGL1. These cross-cutting relationships between primary geophysical structures are particularly important because they provide information about the relative timing of each feature and hence on the geological/tectonic history of the area: PGL1 truncates PGL2, PGL3, PGL5, and PGL6, so it is most likely younger. Similarly, PGL3 cross-cuts PGL4, and thus the latter must be older.

The orientation and extent of secondary lineaments (SGL) in relation with the interpreted PGL are also of interest. West of the PGL1, secondary lineaments are scarce but with the same NE-SW trend. Between PGL2 and PGL3, secondary lineaments have NNE-SSW and NW-SE orientation and terminate against these primary lineaments. Between PGL4 and PGL5, secondary lineaments are sub-parallel to these primary structures, and also

delineate a characteristic NW-SE low magnetic anomaly (**Figure 4-5b**). The area comprised between PGL5 and PGL6 exhibits NNE-SSW and E-W structures that are also truncated by the primary structures.

Figure 4-5: Primary (PGL) and secondary (SGL) geophysical lineaments interpreted for the study area superimposed to gravity (a) and magnetic (b) data. (b) also show the location of the cross sections used to integrate the data.



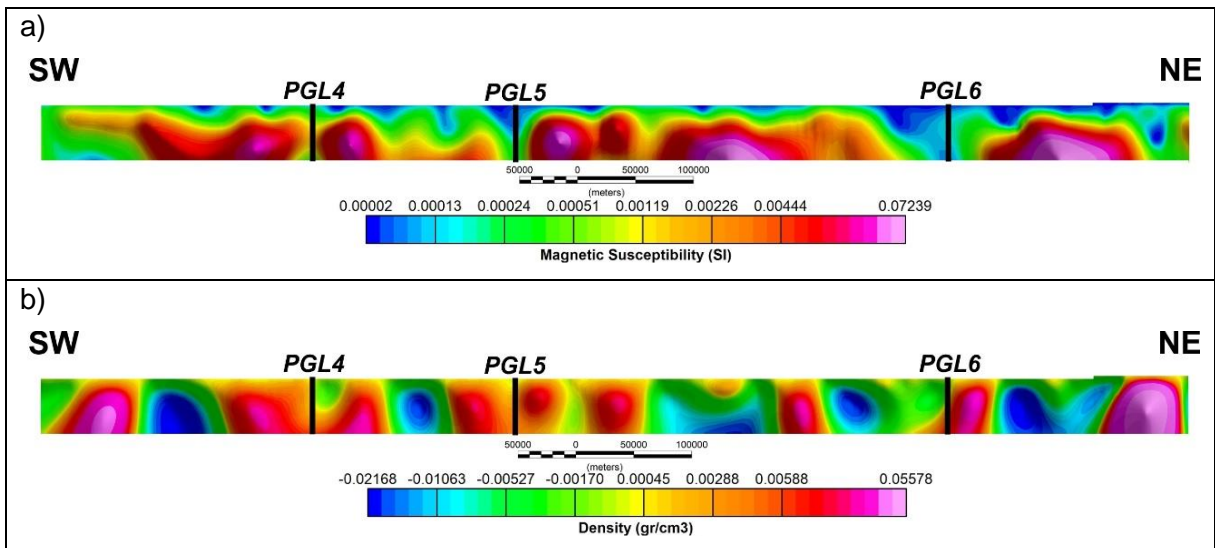
Similarly to previous studies (Horowitz et al., 2000; Crawford et al., 2010; Yan et al., 2011), the present contribution interpret the geophysical features delineated by multiscale edges as deep crustal penetrating geological features. Their spatial distribution and cross-cutting relationships as described above can also help to better constrain tectonic domains. The features presented in **Figure 4-5** suggest that the extension of the SGL are limited by the features interpreted as PGL, and that the general orientation of these SGL change from one PGL to another. The clustering of the structural pattern and distribution of the secondary geophysical features are interpreted as possible “blocks” with different geological significance, and probably tectonic history. The PGL then could be interpreted as major crustal features that could be considered as tectonic boundaries (Horowitz et al., 2000; Heath et al. 2009, Fitzgerald & Milligan, 2013).

4.4.2 3D inversion of potential field data

The cross sections indicated in **Figure 4-5b** were used to integrate the geophysical interpretation with available geological data. To provide a quantitative view of the lateral and depth variation on the physical properties (density, magnetic susceptibility), 3D inversions on a strip along each section were computed. The 3D inversion routine used

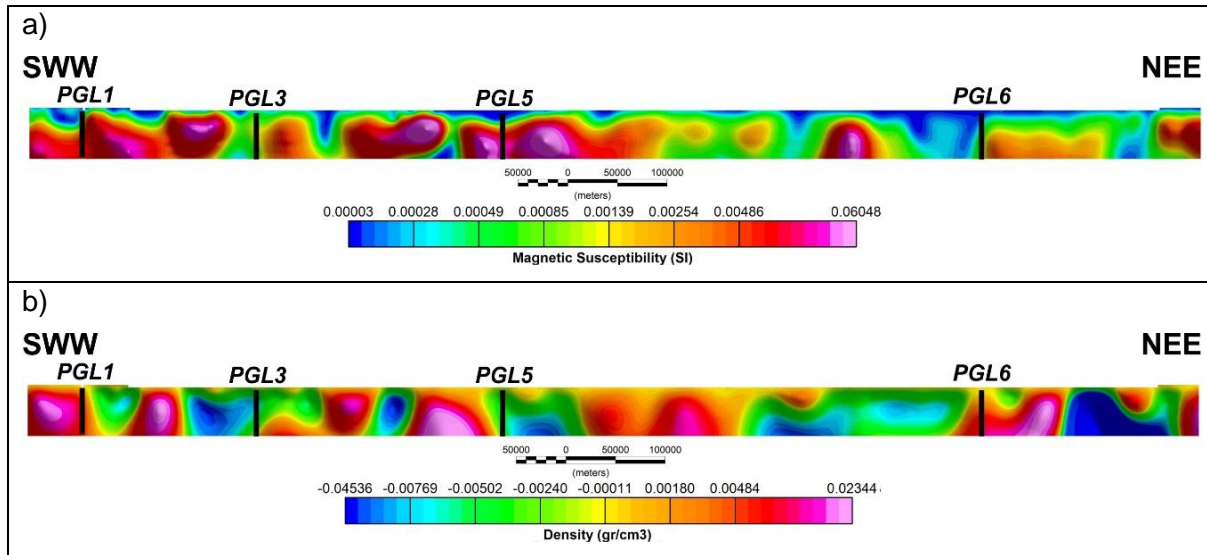
unconstrained density and Magnetic Vector Inversion (MVI; see MacLeod & Ellis, 2013) algorithms. For each Section indicated in **Figure 4-5**, a mesh with 5000x5000x500 meters cell size and 50 kilometers depth were constructed. **Figure 4-6** and **Figure 4-7** show cross sections of the calculated magnetic susceptibility and density models along the selected profiles.

Figure 4-6: Section 1: cross sections of Magnetic susceptibility (a) and Density (b) models. Black lines show the location of the primary geophysical structures interpreted.



Cross Section 1 (**Figure 4-6**) extends from SW of the Araracuara Range to the NE. The magnetic model (**Figure 4-6a**) shows clear and sharp crustal discontinuities on the location of the PGL4, PGL5 and PGL6. Between PGL4 and PGL5, there is a low magnetic susceptibility zone near the surface that corresponds with the NW-SE magnetic low evidenced in the magnetic anomaly (**Figure 4-5b**). This low magnetic susceptibility can be related with a basin filled with less magnetic sediments. The density model (**Figure 4-6b**) also shows lateral variation associated with the primary geophysical structures. Both models show coherence between high/low density and high/low magnetic susceptibility zones that probably reflect variations in the composition of basement rocks. Examples of this correlation are high magnetic susceptibility and high-density sources around PGL4 and PGL5 and a large feature with high magnetic susceptibility and low density located to the NE of structure 6.

Figure 4-7: Section 2: cross sections of Magnetic susceptibility (a) and Density (b) models. Black lines show the location of the primary geophysical structures interpreted.



Cross section 2 (**Figure 4-7**) extends from the Garzón Massif to northeasternmost Colombia (i.e., Vichada Region). Magnetic susceptibility and density models (**Figure 4-7a** and **b**) show lateral variations correlated with PGLs 1,3,5 and 6. As also observed in cross section 1, there are correlations between density and magnetic susceptibility sources that probably reflect variation in the composition of the basement rocks, like the high magnetic susceptibility/low density source between PGL1 and PGL3 and the low density/magnetic susceptibility source to the SW of PGL6 contrasting to the moderate magnetic susceptibility/high density source to the NE. Another example of this correlation is the high magnetic susceptibility and low-density source located right in between PGL3 and PGL5, that corresponds to the exposure of the Guaviare Complex.

4.5 Integration with other geological information

From the interpretation of the geophysical data and inversions presented above, can be argued that: i) crustal-scale structural features/domains can be identified; and ii) that these structures correlate with major tectonic boundaries characterizing the evolution of the NW Amazonian Craton basement and that are supported by the existing field and geochronologic data.

The integration of the geophysics-based interpretation with available geological information allows to better interpret the tectonic significance of the structural limits identified in the study region (**Figure 4-8**). Each domain is characterized by its own geophysical properties and by geological and geochronological features that will be discussed (from older to

younger) below. **Figure 4-13** and **Table 4-1** included number, rock type, age, analytical method, and references of the 62 samples included in **Figure 4-8**

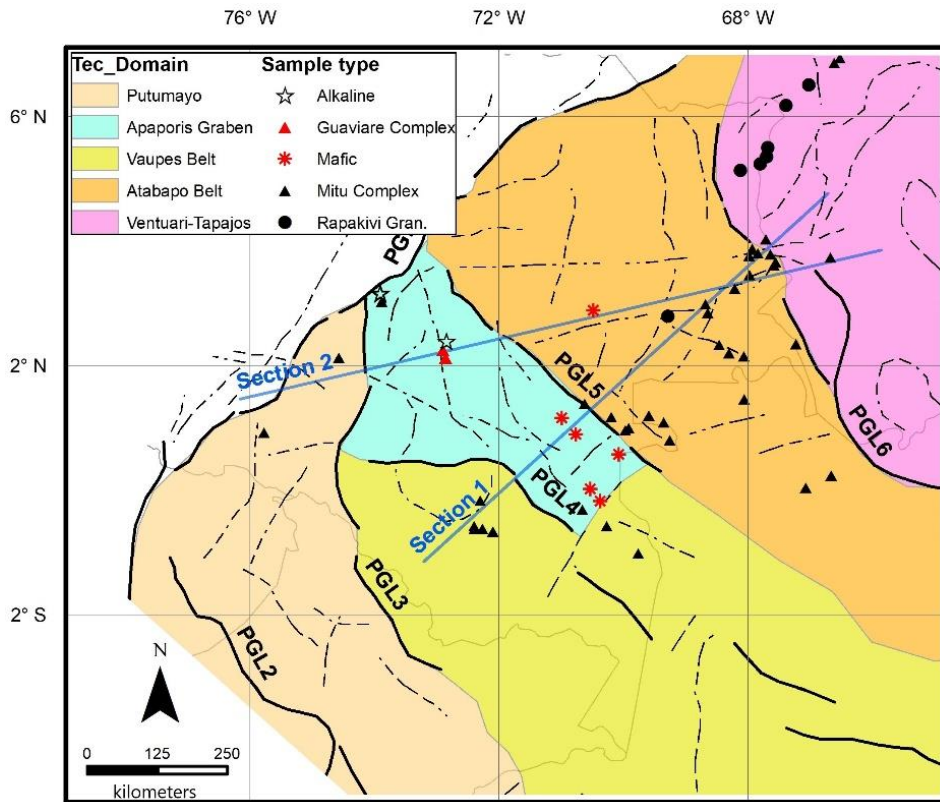
It is important to highlight that the proposed tectonic domains correspond mainly to the delineation and interpretation of regional, crustal-scale geophysical boundaries that reflect lateral changes in the structure and/or physical properties of the upper crust. The proposed tectonic domain model is in good agreement with the available geological and geochronological data and, as a model, provides hypotheses that should continue to be tested and improved upon as more petrophysical, geological and geochronological data become available from this poorly studied region.

4.5.1 Ventuari-Tapajós tectonic domain

Located to the east of PGL6. Basement rocks in this domain are identified as Paleoproterozoic units of the Cuchivero Group, San Carlos metamorphic-plutonic terrane and Basement Complex (Hackley et al., 2006), and Mesoproterozoic intrusions like the Parguaza Granite. The Cuchivero Group represent an association of calc-alkaline granite-gneisses and volcano-sedimentary sequences with U/Pb and Rb/Sr ages of 1.98-1.83 Ga (Texeira et al., 2002). Tassinari & Macambira (1999) interpreted this units as part of the 1.95-1.8 Ga Ventuari-Tapajós province, a juvenile magmatic arc constructed predominant by emplacement and differentiation of mantle-derived magmas.

This domain is interpreted as the NW portion of the Ventuari-Tapajós Province (Tassinari & Macambira, 1999, Ibañez-Mejía & Cordani, 2020) or the Trans-Amazonian basement against which Rio Negro Belts were accreted (Kroonenberg, 2019, Bonilla et al., 2021). In the Geological Map of South America (Gómez et al., 2019) the basement rocks located in this domain are presented as older (2.05-1.6 Ga) than those to the west (1.8-1.4 Ga), so the PGL6 can be interpreted as the boundary/suture between the Ventuari-Tapajós and Rio Negro-Juruena geochronological provinces as presented by Ibañez-Mejía & Cordani (2020) and Bonilla et al. (2021).

Figure 4-8: Tectonic domains identified from geophysical/geological data integration and geochronological data



4.5.2 Atabapo Belt tectonic domain

This domain is located between PGS5 and PGS6 and shows secondary geophysical structures with two main trends (NNE-SSW and E-W) that do not seem to continue into neighboring tectonic domains. Basement exposures pertaining to this domain are observed in the SE portion of the region, along the border between Colombia and Brazil, and correspond to the late-Paleoproterozoic Mitú Complex. This domain corresponds to the broader geochronological province of Rio Negro-Juruena (Tassinari & Macambira, 1999) or Rio Negro Belt (Kroonenberg, 2019), which locally has been associated with the 1.8-1.74 Ga Atabapo Belt (Cordani et al., 2016a; Ibañez-Mejía & Cordani, 2020).

The PGL5, which limits this tectonic domain to the S-SW, is correlated with NW-SE regional features recognized by Cordani et al. (2010) and that these authors suggested represent intra-cratonic tectonic events responsible for regional heating and associated resetting of mica K-Ar ages and other isotope systems (e.g., Rb-Sr). Also, PGL5 can be interpreted as the possible limit between the Atabapo and Vaupés magmatic belts of Ibañez-Mejía & Cordani (2020). The **Figure 4-14** illustrate the location of these geological features and its relationship with PGL5.

4.5.3 Vaupés Belt tectonic domain

Located to the south of the Atabapo tectonic domain, and trending roughly parallel to it, lies the Vaupes Belt tectonic domain located between PGL3 and PGL5. The basement of this domain is exposed in isolated regions near its northern portion in the Araracuara range and the Vaupes region along the border between Colombia and Brazil. Although rocks in this tectonic domain are identified as part of the late-Proterozoic Mitú Complex by Gómez et al. (2015), Cordani et al. (2016a), and Ibañez-Mejía & Cordani (2020) proposed the existence of a younger magmatic belt in the Rio Negro-Juruena geochronological province (Vaupés Belt; 1.58-1.5 Ga) that likely accreted onto an already cratonized Atabapo Belt. The rough location of the boundary between those belts, as proposed by Ibañez-Mejía & Cordani (2020) on the basis of existing geochronologic data, is coherent with the PGL5 that separates the Atabapo and Vaupés belt tectonic domains proposed here.

Ibañez-Mejía & Cordani (2020) suggest that the geological evolution of the NW portion of the Amazonian Craton in Colombia exhibits some differences with respect to its SW portion in Brazil and Bolivia. These authors, however, recognize a progressive younging of basement domains towards the SW, and the presence of important magmatic episodes related to the Atabapo and Vaupés belts. In the present work, the names Atabapo and Vaupés Belt proposed by Cordani (2016a) and Ibañez-Mejía & Cordani (2020) as subdivisions within the Rio Negro-Juruena province are utilized because they correlate well with the geophysical domains interpreted. It is important to note also that basement rocks in the Araracuara region (**Figure 4-1b**) represent the westernmost exposures of the Amazonian Craton yet identified that to date do not show evidence of metamorphism associated with the Putumayo Orogen (Ibañez-Mejía et al., 2011).

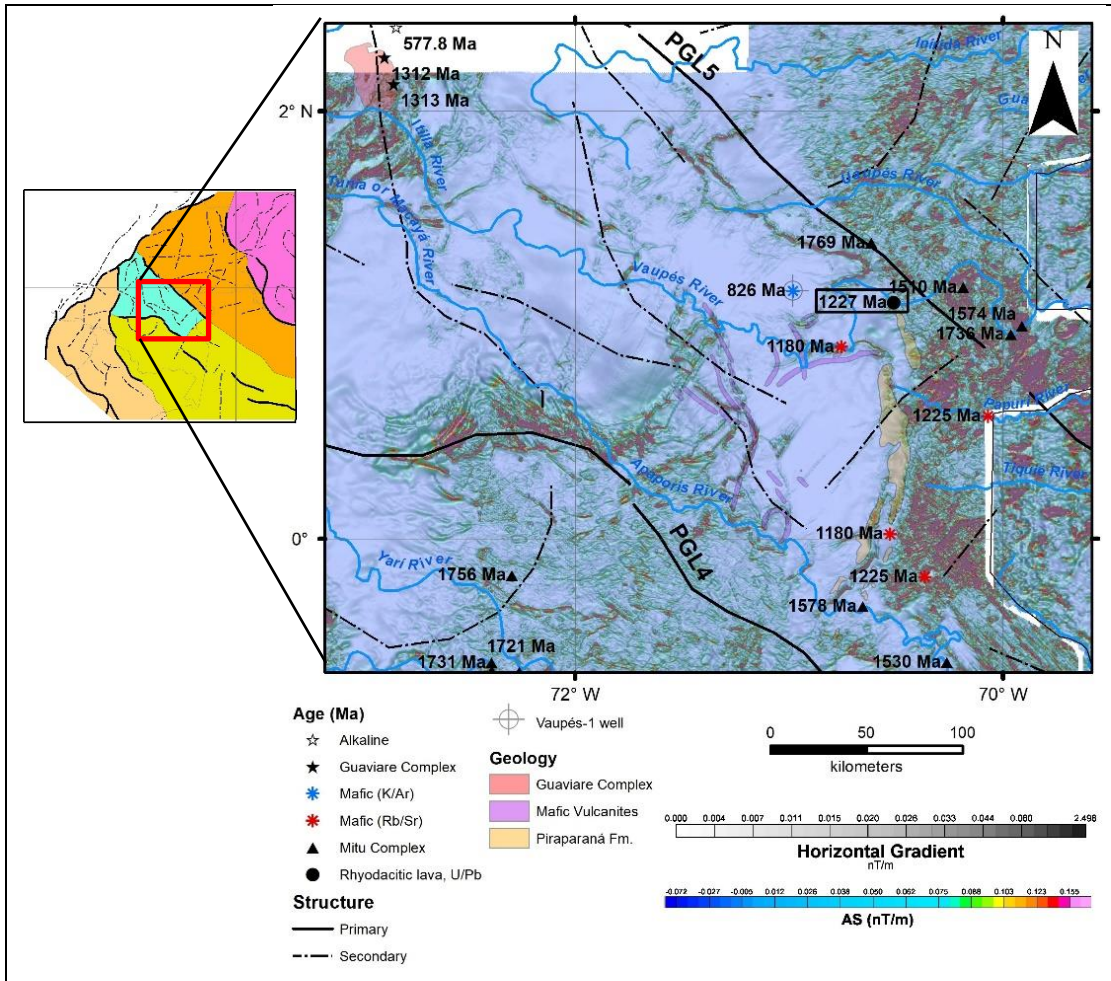
4.5.4 Apaporis Graben tectonic domain

Located in between the Atabapo and Vaupés tectonic domains, and exhibiting a wedge-like or triangular shape, is the Apaporis Graben domain. This domain is characterized by a NW-SE magnetic low limited primarily by PGLs 1, 3, 4 and 5. With the horizontal gradient of the reduction to magnetic pole (RTP) of the high-resolution magnetic data (see **Figure 4-3c**) and identify, inside the regional magnetic low, linear magnetic features that run sub-parallel and orthogonal to the primary structure (**Figure 4-9**). These features suggest that this domain represents a sedimentary basin filled by low susceptibility sediments and magnetic dike-like structures and other features that can be associated with tectonic extension during rifting. Some of these dike-like features were mapped by Etayo et al., (1986) as (1.2-1 Ga Rb/Sr) Mafic Vulcanites (**Figure 4-9**) and Mafic dikes (Galvis, 1979). and Mafic dikes (Galvis, 1979). The Vaupés-1 well also drilled more than 1,500 m of Mesoproterozoic sandstones, intruded by a Neoproterozoic (826 Ma K/Ar) Gabbro (Kroonenberg, 2019). The Piraparaná Formation, that outcrops at the eastern limit of this

domain and shows a westward dipping trend, is interpreted here as part of the volcano-sedimentary infill of this basin.

The Pira-Paraná formation, presence of 1.1-1.2 Ga mafic dykes and clear uplift of the Mitú complex to the east along a NE-SW SGL (Figure 4-9, lower left corner) define, at least with the available geological and geochronological data, the eastern limit of the Apaporis graben tectonic domain.

Figure 4-9: “Apaporis Graben” tectonic domain. Geophysical structures and geological/geochronological elements (Etayo et al., 1986; Amaya et al., 2020; Ibañez-Mejía & Cordani, 2020; Bonilla et al., 2020) superimposed to image of Horizontal gradient of the RTP magnetic field and Analytical signal of the total magnetic field anomaly (Moyano et al., 2018; CPRM, 1987). Black rectangle highlights the location of the Yaca Yaca rhyodacitic lavas dated here using zircon U-Pb geochronology.



In the westernmost end of this tectonic domain (limited by PSG1 and PSG3), Ibañez-Mejía et al. (2011) obtained an U-Pb age of 1461 ± 10 Ma for the cratonic basement of the

Serranía de la Macarena range. To the west of PGL3, Ibañez-Mejía et al. (2011) also identified a major Stenian-Tonian metamorphic event and proposed the name of Putumayo Orogen to describe it. Rocks of the Serranía de la Macarena and Araracuara ranges do not show, at least to this date, evidence of Putumayo-age metamorphism, and so the PGL3 is interpreted here as the eastern boundary for the influence of the Putumayo orogenic event in the region.

Recent work by Amaya et al. (2020) in the northern part of the tectonic domain documented Mesoproterozoic (ca. 1.3 Ga) magmatism in the region, in a basement exposure they termed the 'Guaviare complex' (**Figure 4-1** and **Figure 4-8**). According to Amaya et al., (2020), the predominant lithologies in the Guaviare complex are quartz-feldspar gneisses and quartzites (Termales Gneiss and La Rompida quartzite) and minor amphibolites (Unilla Amphibolite). Zircon U/Pb ages for the igneous protoliths of rocks of the Guaviare complex are $1312 \pm 5/11$ for Termales gneiss and $1313 \pm 8/12$ for Unilla Amphibolite. The youngest detrital age for La Rompida quartzite is 1238 ± 74 (similar to Termales gneiss and Unilla amphibolite) with peaks at 1500 Ma, 1730 Ma, and 2680 Ma.

The magmatism of the Guaviare Complex is clearly younger in age and isotopically distinct from older Atabapo and Vaupés belts to the east, but also slightly older than most of the Putumayo orogen basement to the west. Amaya et al. (2020) indicated that the similarity in the maximum depositional age of the quartzites with the igneous age of the gneisses and amphibolite suggest that the latter contributed detrital material to nearby sedimentary basins. Also, these authors observed that zircon-age peaks at 1500 and 1730 Ma in metasediments correlate well with known basement ages in the Vaupés and Atabapo belts. Finally, the authors suggested that the Guaviare Complex formed in an extensional arc environment, possibly as part of a back-arc developed during the subduction and magmatic arc-development phase that characterizes the early stages of the Putumayo orogenic cycle. The age of metamorphism for the metaigneous and metasedimentary rocks of the Guaviare Complex, however, has not been determined.

This tectonic domain identified from the inversion of geophysical data correlates well with the previously identified 'Apaporis Rift' structure of Etayo et al. (1983) or the 'Guejar Impactogen' of Cediél (2019) (see **Figure 4-2** for comparison), although the limits and extension evidenced with the geophysical interpretation are clearly different. It is important to mention that this tectonic domain includes most of the geological evidence of younger (i.e., post-Putumayo) magmatism (Serranía de la Macarena, Guaviare Complex, Mafic intrusives and dikes, Vaupés-1 well) that have been recognized in the NW Amazonian Craton. We speculate that this domain originally developed as in intra-continental

extensional structure (graben) within the Amazonian Craton prior to the formation of the Rodinia supercontinent. At its inception, this structure would have been associated with advancing subduction zones during the earliest (extensional) period of the Putumayo Orogenic cycle (e.g., Ibañez-Mejía et al., 2011; Cawood & Pisarevski, 2017; Ibañez-Mejía, 2020), but later these structures may have been re-activated during the Putumayo collisional phase and the break-up of Rodinia in the late Neoproterozoic.

4.5.5 Putumayo tectonic domain

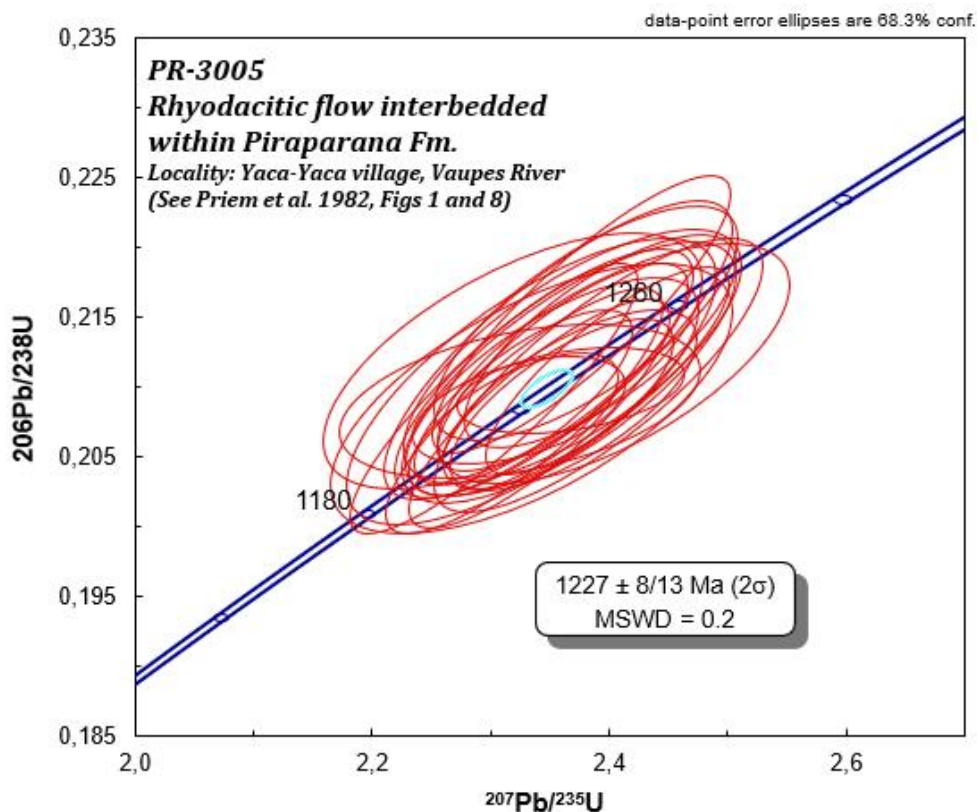
This domain is located at the SW end of the study area, south of PSG3 and east of PSG1. The only information about craton-related rocks is provided in the works of Ibañez-Mejía et al. (2011, 2015, 2018) (**Figure 4-8 and 4-10**). These authors studied cores from wells that drilled into the basement of the Putumayo basin, and identified Rio Negro-Juruena-like basement affected by Stenian-Tonian metamorphism for which they proposed the name of Putumayo Orogenic cycle (1.45-0.98 Ga) for this area. The recent works of Ibañez-Mejía & Cordani (2020) and Ibañez-Mejía (2020) provide recent reviews of the available geologic evidence to conclude that the Putumayo Province, and in general the NW portion of the Amazonian Craton, have a different geological and tectonic history compared to the SW portion of the Craton, where the Rondonia-San Ignacio and Sunsás geochronological provinces were originally defined (Tassinari & Macambira, 1999).

The PGL2 structure, however, is close to the SW border of the study area, so its interpretation requires further investigation and integration with geological data to the west of this feature once it becomes available.

4.6 New U-Pb geochronological data on Apaporis Graben tectonic domain

Of all the tectonic domains discussed throughout this study, the evolution of the Apaporis Graben domain is arguably the most poorly known. To better understand the temporal history of extension along the Apaporis Graben, a sample from the Yaca-Yaca rhyodacitic lavas unit, interpreted by Galvis et al. (1979) as the base of the Piraparaná formation (black rectangle, **Figure 4-9**), was dated here using zircon U-Pb. The analysis performed were all concordant and yield a calculated $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of $1227 \pm 8/13$ Ma (**Figure 4-10**).

Figure 4-10: U-Pb concordia diagram for sample PR-3005 of Priem et al.(1982)



It is worth noting that Priem et al. (1982) reported a whole rock Rb-Sr age of 920 ± 90 Ma for these rhyodacitic lavas. However, the isochron age obtained by Priem et al. (1982) was based on a regression through multiple whole-rock aliquots obtained from different outcrops of this unit, and had a low goodness of fit (i.e., MSWD= 4.4). Based on a high initial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ratio of 0.705 and using Rb-Sr model age calculations, these authors suggested that an extrusion age ca. 1110-1220 Ma for the rhyodacitic lavas was possible. However, due to the absence of a 920 Ma metamorphic event in the surrounding basement rocks, these authors concluded that isotopic rehomogenization due to metamorphism at this time was unlikely, and thus favored the 920 ± 90 Ma isochron fit as the age of eruption. The high initial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ratio was interpreted to reflect incorporation of radiogenic strontium derived from older crustal material.

The new U-Pb zircon crystallization age obtained here clearly demonstrates that the Yaca-Yaca lavas, and hence the Piraparaná Formation, are significantly older than previously thought, and that in fact pre-date the collisional phase of the Putumayo Orogenic cycle (ca. 990 Ma) by ca. 240 Myr instead of post-dating it. Considering that the Piraparaná Formation forms the base of the graben-fill sediments associated with the Apaporis domain, the new

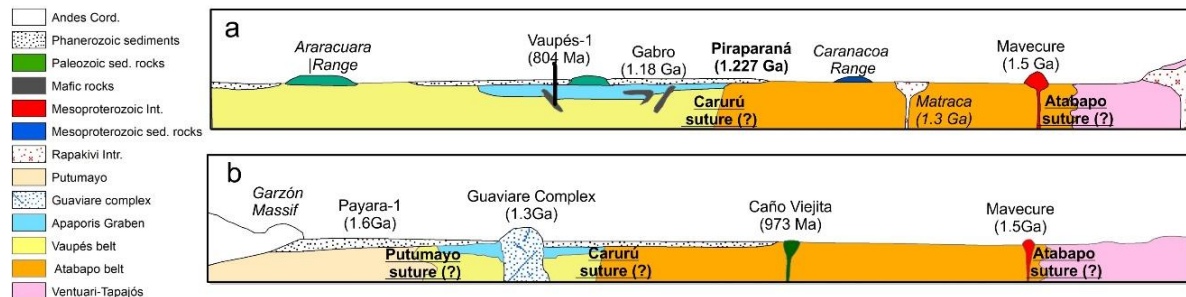
geochronologic results presented here allows to conclude that crustal extension along the Apaporis Graben tectonic domain (**Figure 4-9**) began at least in the late-Mesoproterozoic, thus entirely transforming its tectonic significance.

4.7 Discussion

The geophysical interpretation approach presented here, not applied to this area before, allowed to identify six primary geophysical lineaments, interpreted as representing possible crustal boundaries. Orientation and truncation between these major structures, combined with the distribution of secondary geophysical features, lends further evidence that these structures represent boundaries between geophysical domains, interpreted here as tectonic blocks with contrasting geologic histories. 3D inversion modelling of density and magnetic susceptibility (MVI) along selected profiles (**Figure 4-6** and **Figure 4-7**) evidenced the deep crustal penetrating character of these primary structures. 3D models also allowed to identify sources with different density/magnetic susceptibility that probably reflect variations in the petrologic nature and/or composition of the upper crust in this region.

Based on the geophysical interpretations, integrated with the available geological, geochronologic and isotopic information, five tectonic domains, each one with characteristic geophysical and geological features, were proposed: Ventuari-Tapajós, Atabapo Belt, Vaupés Belt, Apaporis Graben and Putumayo (**Figure 4-8**). Schematic geological cross-sections across the sections used for the geophysical data interpretation (**Figure 4-6** and **Figure 4-7**) are presented in **Figure 4-11**.

Figure 4-11: Schematic geological cross sections: 1 (a) and 2 (b).

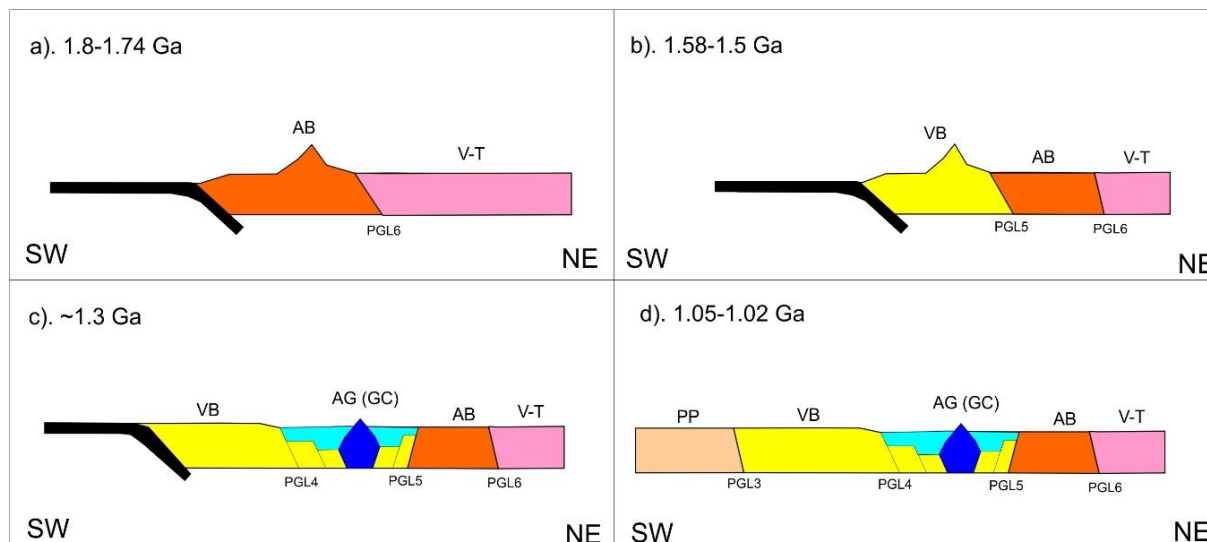


According to the available geological and geochronological data, and the new tectonic framework proposed in the present work, the salient features of the geological evolution for the area can be summarized as follows:

- Formation of the Ventuari-Tapajós basement domain, against which a younger magmatic arc (Atabapo belt) was accreted, leaving behind a suture interpreted here as the PGL6. The name 'Atabapo Suture' was proposed for the PGL6 (**Figure 4-12a**).
- Later accretion of a younger magmatic belt (Vaupés belt) against the already cratonized Atabapo Belt (Cordani et al., 2016a) along the PGL5. The PGL5 coincides with the location and trend of the Carurú fault, and thus the name of Carurú Suture for this boundary are proposed (**Figure 4-12b**).
- An early extensional phase (Aporis Graben) possibly associated with back-arc opening during the early stages of the Putumayo Orogenic cycle, that affected the Vaupés (and Atabapo?) belts. This tectonic domain is characterized by a late Mesoproterozoic basin infill with an important volcanic component (i.e., Piraparaná Fm.) cross-cut by Neoproterozoic mafic intrusives. Some of these extensional structures might have been reactivated during post-Putumayo times (i.e., Rodinia breakup), leading to Neoproterozoic alkalic magmatism such as the syenites documented in the Guaviare Complex (Amaya-Lopez, 2021) (**Figure 4-12c**).
- Terrain accretion and high-grade metamorphism associated with the compressional stages of the Putumayo Orogeny. Effects of this metamorphism have not yet been documented to the east of the PGL3, which suggests this boundary may correspond to the Putumayo structural limit or possibly even its suture. This proposed boundary also appears to offset the PGL4 that bounds Apaporis Graben structure to the S, providing additional evidence that the Apaporis Graben indeed pre-dates Putumayo collision and that it became active in the mid Mesoproterozoic (**Figure 4-12d**).
- Phanerozoic evolution of the NW portion of the Amazonian Craton produced the PGL1 that crosscuts all the other (older) terrane boundaries mentioned above. This PGL1 currently coincides with the Andean deformation front in the south of the study area (i.e., in the Putumayo Basin), but to the north, underneath the Llanos Basin, can potentially represent the northwesternmost limit of the Guiana shield.

Figure 4-12: Sketch models for the tectonic evolution for NW Amazonian Craton (see details in text). V-T: Ventuari-Tapajós; AB: Atabapo Belt; VB: Vaupés Belt; AR(GC):

Apaporis Graben (Guaviare Complex); PP: Putumayo Province. PGL: Primary geophysical lineament



4.8 Conclusion

The gravimetric and magnetometric data available for eastern Colombia was interpreted qualitatively and quantitatively, showing significant variations and lateral contrasts in the physical properties (density, magnetic susceptibility) of the NW Amazonian Craton. These lateral variations reveal the structural/tectonic features in a level of detail not available before and not registered in existing regional maps and tectonic models.

Multiscale edge detection was applied for the first time to the study area, which allowed the identification of six main geophysical lineaments. These lineaments were interpreted as possible crustal boundaries between different geophysical domains, and use them here to better outline tectonic domains previously identified using geochronology but whose boundaries remained only loosely constrained due to the sparse nature of the geochronologic data.

From the integrated interpretation of geophysical, geological, geochronological, and isotopic information, a geological-geophysical model for the Amazonian Craton formed by five tectonic domains: Ventuari-Tapajós, Atabapo Belt, Vaupés Belt, Apaporis Graben and Putumayo orogen were proposed. Each one of the domains has its geophysical and geological characteristics, which in turn allows inferring the tectonic significance of the identified geophysical boundaries within the framework of the W Guiana Shield geology.

This study: i) provides the first regional reconstruction of crustal-scale structural features in NW South America; ii) significantly improves the understanding of the regional tectonic

architecture of the NW Amazonian Craton using geophysical potential field methods; and iii) provides a testable tectonic framework that can guide future field and geochronologic research in this region. For example, the precise location of PGL6 and PGL5 as provided from the inversion of the geophysical data (**Figure 4-8**), can be utilized to design future field and geochronologic campaigns aimed at better understanding the nature of these boundaries and evaluating whether they in fact represent crustal-scale structural limits (i.e., the hypothesized Atabapo and Carurú sutures).

Although the interpretation of the geophysical limits identified here is in excellent agreement with previously suggested boundaries that had only been loosely constrained using geochronologic information, the geophysical/structural model allows tracing the location of these limits more accurately. Nevertheless, further field and geochronologic work must be done to continue evaluating the tectonic significance of the structural boundaries and domains proposed here, and better determine their role in the construction and stabilization of the NW South American continental platform.

Figure 4-13. Identification of the samples used. Geochronology and other information (coordinates, Rock type, Age, Analytical method, references, and Tectonic domain) are presented in table 1

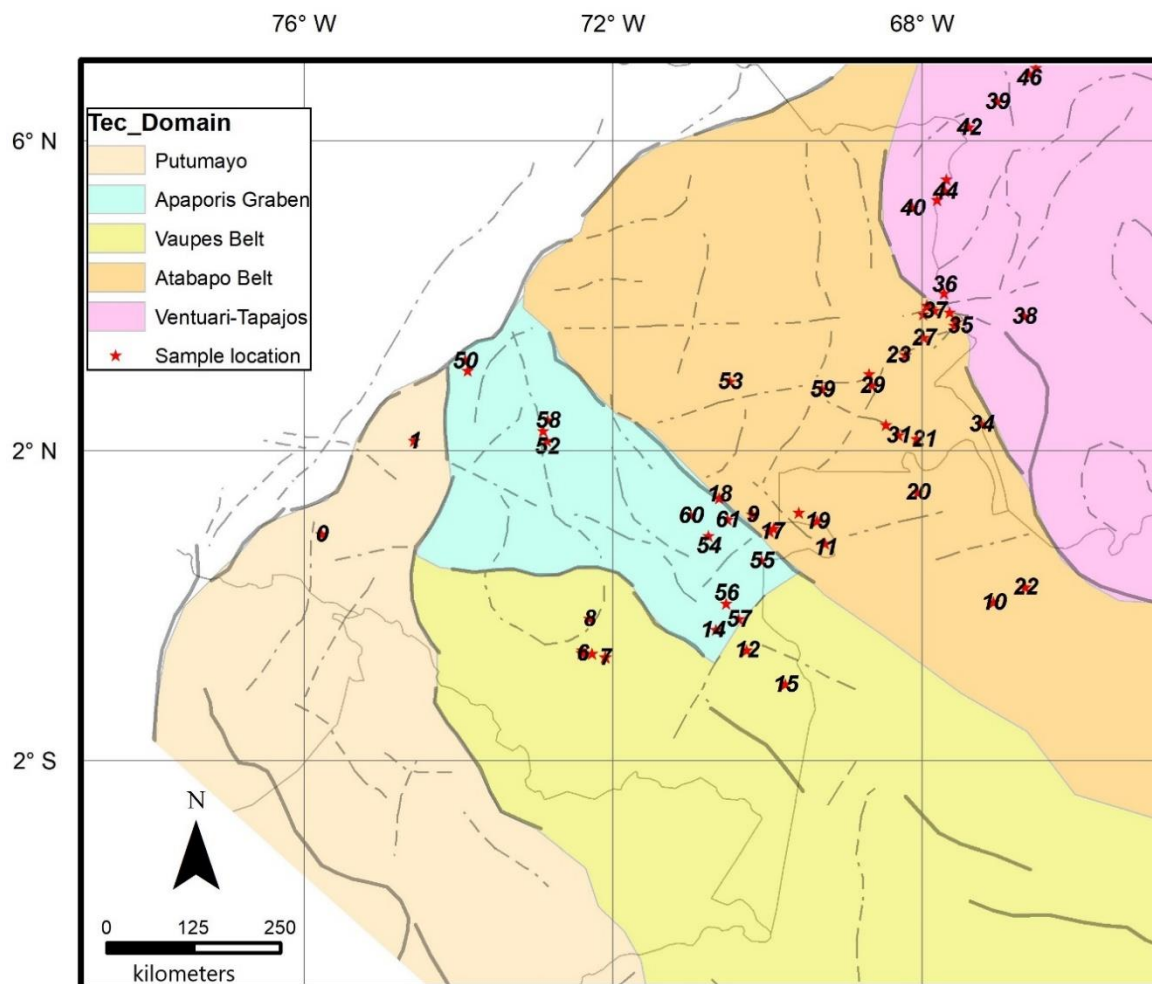


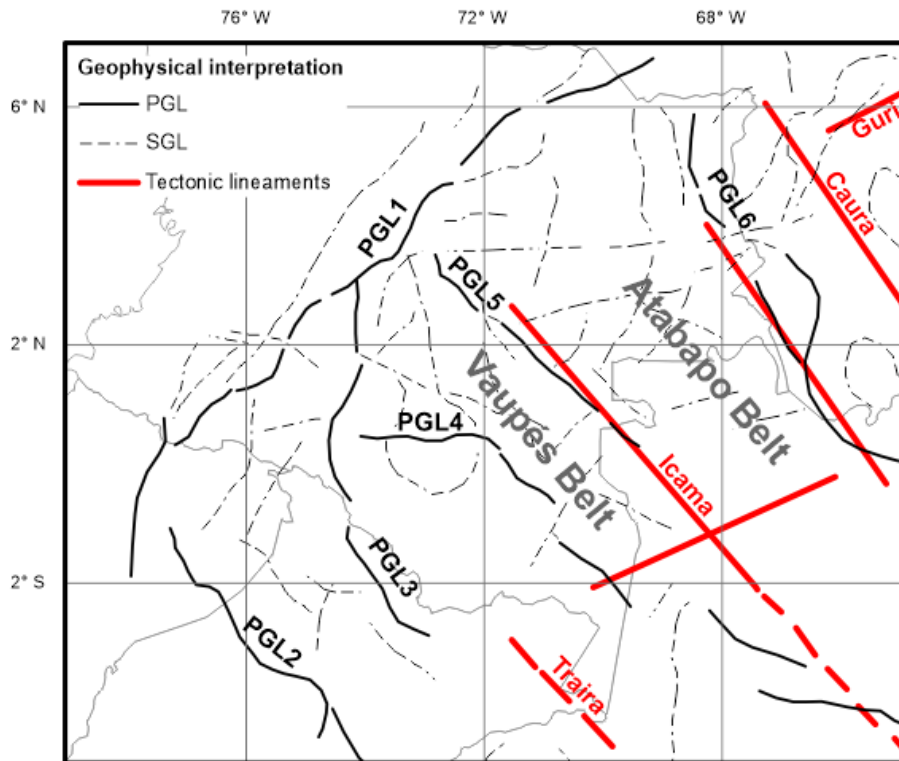
Table 4-1. Geochronology and other information of the samples used and presented in Figures 4-8 and 4-13

ID	LAT	LON	Rock_type	AGE (Ma)	Method		Reference	TECT DOMAIN
0	0,92	-75,76	Orthogneiss	1602 ± 16	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia et al. (2011. 2015)	Putumayo
1	2,13	-74,56	Orthogneiss	1606 ± 6	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia et al. (2011. 2015)	Putumayo
2	-0,61	-72,39	Dolerite	102.5 ± 2.3	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Vaupes Belt
3	-0,62	-72,26	Porph. Syenogranite	1539 ± 20	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Vaupes Belt
4	-0,67	-72,09	Foliated Syenogranite	1716 ± 16	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Vaupes Belt
5	-0,58	-72,39	Biotite gneiss	1721 ± 10	U/Pb	SHRIMP	Cordani et al. (2016)	Vaupes Belt
6	-0,62	-72,39	Orthogneiss	1731 ± 16	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Vaupes Belt

ID	LAT	LON	Rock_type	AGE (Ma)	Method		Reference	TECT DOMAIN
7	-0,67	-72,09	Syenogranite	1732 ± 17	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia et al. (2011)	Vaupes Belt
8	-0,17	-72,29	Syenogranite	1756 ± 8	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia et al. (2011)	Vaupes Belt
9	1,18	-70,19	Monzogranite	1510 ± 26	U/Pb	LA-ICP-MS	Cordani et al. (2016)	Atabapo Belt
10	0,04	-67,07	Granite with titanite	1518 ± 25	U/Pb	ID-TMS	Santos et al. (2000)	Atabapo Belt
11	0,80	-69,25	Granite	1521 ± 13	U/Pb	SHRIMP	Tassinari et al. (1996)	Atabapo Belt
12	-0,58	-70,26	Monzogranite	1530 ± 21	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia et al. (2011)	Vaupes Belt
13	1,00	-69,91	Monzogranite	1574 ± 10	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia et al. (2011)	Atabapo Belt
14	-0,32	-70,65	Syenogranite	1578 ± 27	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia et al. (2011)	Apaporis Graben
15	-1,02	-69,76	Syenogranite	1593 ± 6	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia et al. (2011)	Vaupes Belt
16	1,20	-69,58	Quartz-diorite	1703 ± 7	U/Pb	ID-TMS	Tassinari et al. (1996)	Atabapo Belt
17	0,96	-69,96	Bt-Hnbd orthogneiss	1736 ± 19	U/Pb	LA-ICP-MS	Cordani et al. (2016)	Atabapo Belt
18	1,38	-70,61	Bt-chl gneiss	1769 ± 33	U/Pb	SHRIMP	Cordani et al. (2016)	Atabapo Belt
19	1,09	-69,35	Monzogranite	1778.8 ± 5.9	U/Pb	SHRIMP	Cordani et al. (2016)	Atabapo Belt
20	1,46	-68,05	Diatexite	1798 ± 11	U/Pb	LA-ICP-MS	Veras et al. (2018)	Atabapo Belt
21	2,15	-68,06	Metagranite	1813 ± 19	U/Pb	LA-ICP-MS	Veras et al. (2018)	Atabapo Belt
22	0,24	-66,65	Monzogranite	1810 ± 9	U/Pb	SHRIMP	Santos et al. (2000)	Atabapo Belt
23	3,23	-68,20	Bt-Hnbd monzogranite	1500 ± 15	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Atabapo Belt
24	3,88	-67,93	Biotite gneiss	1501 ± 10	U/Pb	SHRIMP	Cordani et al. (2016)	Atabapo Belt
25	3,76	-67,98	Biotite monzogranite	1504 ± 20	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Atabapo Belt
26	2,98	-68,67	Monzogranite	1507 ± 22	U/Pb	SHRIMP	Cordani et al. (2016)	Atabapo Belt
27	3,46	-67,97	Biotite syenogranite	1509 ± 14	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Atabapo Belt
28	3,86	-67,92	Biotite granite	1516 ± 16	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Atabapo Belt
29	2,84	-68,64	Monzogranite	1752 ± 21	U/Pb	LA-ICP-MS	Cordani et al. (2016)	Atabapo Belt
30	2,33	-68,46	Tonalite	1770 ± 40	U/Pb	LA-ICP-MS	Cordani et al. (2016)	Atabapo Belt
31	2,20	-68,30	tonalitic orthogneiss	1775.3 ± 7.7	U/Pb	SHRIMP	Cordani et al. (2016)	Atabapo Belt
32	3,78	-67,63	Bt-Hnbd granite	1795 ± 15	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Atabapo Belt
33	3,66	-67,55	Biotite granite	1795 ± 18	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Atabapo Belt
34	2,34	-67,22	Bt-Hnbd orthogneiss	1796.1 ± 3.7	U/Pb	SHRIMP	Cordani et al. (2016)	Atabapo Belt
35	3,62	-67,57	Biotite granite	1797 ± 17	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Atabapo Belt
36	4,03	-67,70	Bt-Hnbd monzogranite	1806 ± 17	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Ventuari-Tapajós
37	3,80	-67,83	Biotite syenogranite	1810 ± 16	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Atabapo Belt
38	3,73	-66,67	Tonalite	1834 ± 18	U/Pb	SHRIMP	Tassinari et al. (1996)	Ventuari-Tapajós
39	6,51	-67,02	Rapakivi granite	1388 ± 13	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Ventuari-Tapajós
40	5,13	-68,11	Rapakivi granite	1392 ± 5	U/Pb	LA-ICP-MS	Bonilla-Pérez et al. (2013)	Ventuari-Tapajós
41	5,50	-67,67	Rapakivi granite	1401 ± 4	U/Pb	LA-ICP-MS	Bonilla-Pérez et al. (2013)	Ventuari-Tapajós
42	6,17	-67,38	Rapakivi granite	1402 ± 13	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Ventuari-Tapajós
43	5,24	-67,80	Rapakivi granite	1405 ± 12	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Ventuari-Tapajós

ID	LAT	LON	Rock_type	AGE (Ma)	Method		Reference	TECT DOMAIN
44	5,35	-67,69	Rapakivi granite	1408 ± 14	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Ventuari-Tapajós
45	6,94	-66,52	Biotite granite	1424 ± 21	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Ventuari-Tapajós
46	6,86	-66,61	Biotite leucogranite	1984 ± 18	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Ventuari-Tapajós
47	7,09	-66,50	Biotite monzo-granite	1989 ± 21	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2014)	Ventuari-Tapajós
48	3,03	-73,87	felsic mylonite	1461 ± 10	U/Pb	LA-ICP-MS	Ibanez-Mejia (2011)	Apaporis Graben
49	3,17	-73,89	Qz_syenite	621,7 ± 7,5	U/Pb	LA-ICP-MS	Buchely et al. (2015)	Apaporis Graben
50	3,15	-73,93	Qz_syenite	634 ± 13	U/Pb	LA-ICP-MS	Buchely et al. (2015)	Apaporis Graben
51	2,25	-72,89	Gneiss	1312 ± 5	U/Pb	LA-ICP-MS	Amaya et al. (2020)	Apaporis Graben
52	2,12	-72,84	Amphibolite	1313 ± 8	U/Pb	LA-ICP-MS	Amaya et al. (2020)	Apaporis Graben
53	2,89	-70,47	Olivine-gabro	1001±59/961±61	U/Pb	LA-ICP-MS	Bonilla et al. 2020	Atabapo Belt
54	0,90	-70,75	Augite gabro	1180	Rb/Sr	Whole Rock	Priem et al. (1988)	Apaporis Graben
55	0,57	-70,07	Augite-dolerite	1225	Rb/Sr	Whole Rock	Priem et al. (1988)	Apaporis Graben
56	0,02	-70,52	Diabase dyke	1180	Rb/Sr	Whole Rock	Priem et al. (1988)	Apaporis Graben
57	-0,17	-70,36	Augite gabro	1200	Rb/Sr	Whole Rock	Priem et al. (1988)	Apaporis Graben
58	2,39	-72,83	Nepheline Syenite	577,8 ± 6,3	U/Pb	LA-ICP-MS	Arango et al. (2012)	Apaporis Graben
59	2,79	-69,28	Rapakivi granite	1343 ± 8	U/Pb	LA-ICP-MS	Bonilla et al. (2021)	Atabapo Belt
60	1,16	-70,98	Gabro	826 ± 41	K/Ar	-----	Kroonenberg (2019)	Apaporis Graben
61	1,11	-70,51	Rhyodacitic lava	1227 ± 8/13	U/Pb	LA-ICP-MS	This work	Apaporis Graben

Figure 4-14. Location of PGL and SGL interpreted from geophysical data interpretation, Tectonic lineaments (Cordani et al., 2010) and Atabapo and Vaupés belts (Ibañez-Mejía & Cordani, 2020).



5. Conclusiones y Recomendaciones

5.1 Conclusiones

Se realizó procesamiento e interpretación de información geofísica de magnetometría y gravimetría disponible para el Cratón Amazónico en Colombia, Oriente de Venezuela y Noroccidente de Brasil. La información geofísica fue interpretada cualitativa y cuantitativamente, mostrando grandes variaciones y contrastes laterales en las propiedades físicas (densidad, susceptibilidad magnética) de las rocas que componen el basamento cratónico, revelando una complejidad estructural no registrada en los mapas y modelos descritos anteriormente.

Las metodologías de interpretación de la información geofísica, aplicadas por primera vez al área de estudio, permitieron identificar seis lineamientos geofísicos principales, interpretados como posibles límites corticales. La orientación y relaciones estructurales entre estos lineamientos, combinado con otros rasgos geofísicos secundarios, son evidencia de que estas estructuras representan límites entre dominios geofísicos diferentes, interpretados acá como dominios tectónicos con evolución geológica contrastante. La inversión 3D de la información geofísica corroboró la penetración cortical profunda de estas estructuras geofísicas.

A partir de los lineamientos geofísicos interpretados, integrados con la información geológica, geocronológica e isotópica disponible, permitió proponer un modelo geológico-geofísico para el Cratón Amazónico formado por cinco dominios tectónicos: Ventuari-Tapajós, Cinturón del Atabapo, Cinturón Vaupés, Rift de Apaporis y Putumayo. Cada uno de los dominios tiene sus características geofísicas y geológicas particulares, que permitieron plantear un modelo de evolución tectónica basado en las características más relevantes de cada uno.

El aporte principal del presente trabajo al conocimiento de la porción NW del Cratón Amazónico consiste en presentar por primera vez una reconstrucción regional de estructuras de escala cortical para el área, basado en la interpretación de métodos

geofísicos integrados con datos geológicos, geocronológicos e isotópicos. Este modelo geológico-geofísico mejora la comprensión de la arquitectura tectónica regional del NW del Cratón Amazónico, soportando la presencia de algunos límites propuestos anteriormente y permitiendo su localización más precisa.

5.2 Recomendaciones

El esquema de dominios tectónicos planteado en la presente investigación corresponde a una integración de la información geofísica y geológica existente y como tal tiene un alcance regional. Se recomienda realizar investigaciones más detalladas enfocadas en los principales límites tectónicos presentados con el fin de validar/ajustar el modelo propuesto.

En el presente capítulo se detallan rasgos geofísicos puntuales, localizados dentro de algunos de estos dominios tectónicos, que pueden aportar información adicional para entender la evolución geológica del área.

5.2.1 Respuesta magnética de las rocas sedimentarias Proterozoicas.

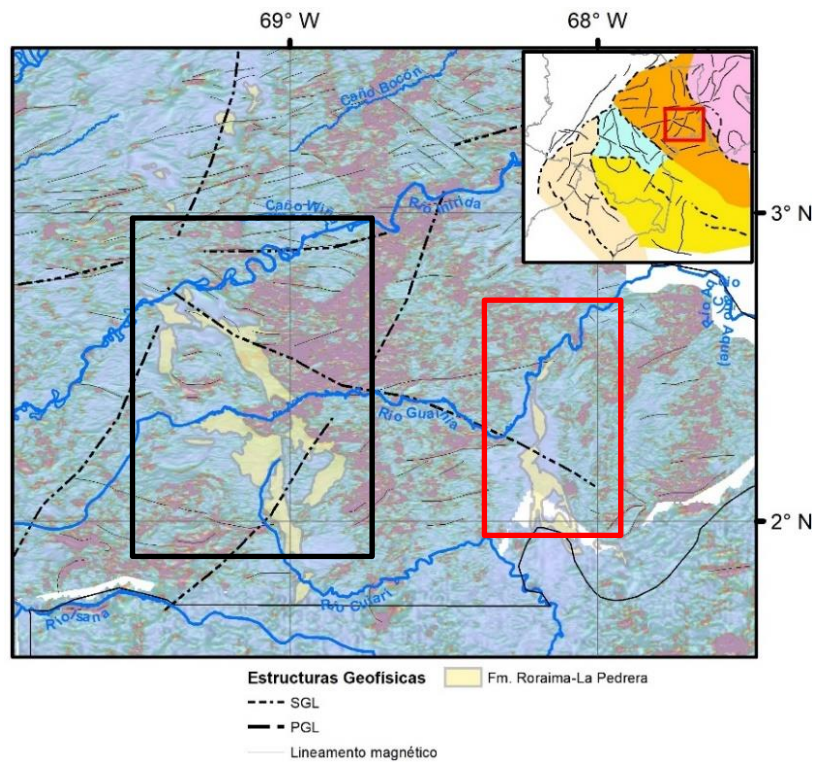
Uno de los aspectos de interés es el contraste que se evidencia en las rocas meta sedimentarias del Grupo Tunuí (Kroonenberg, 2019; Bonilla et al., 2021) ó formaciones Roraima la Pedrera (Gómez et al., 2015), las cuales se encuentran expuestas en serranías aisladas que resaltan sobre el relieve ondulado que caracteriza la Amazonía y Orinoquía colombiana. Entre las serranías se resaltan las de Caranacoa y Naquen en el dominio Tectónico Atabapo, Departamento del Guainía (Figura 5-1) y las de La Libertad y Machado en el dominio tectónico Vaupés (Figura 5-2), además de otras ocurrencias pequeñas (Kroonenberg & Reeves, 2012).

En la Serranía de Naquén las rocas sedimentarias corresponden cerca de 2000 metros de series granodecrecientes de metaconglomerados ricos en Cuarzo, metacuarzoarenitas y metalodolitas, estas últimas en ocasiones negras y localmente con contenido de pirita (Kroonenberg, 2019). El metamorfismo de bajo grado se evidencia en la parte inferior de la secuencia y consiste en soldamiento total de los granos en las arenita y presencia de muscovita gruesa. Hacia la parte superior el metamorfismo no está bien marcado o no existe. En la Serranía de Caranacoa se encuentran al menos 1000 metros de

conglomerados de cuarzo blanco y cuarcitas con estratificación cruzada y filitas hacia la base, que descansan discordantemente sobre rocas del Complejo Mitú.

La respuesta magnética asociada a estas serranías es muy baja a nula (Figura 5-1), como es de esperarse por el bajo o nulo contenido de minerales magnéticos asociados a las rocas meta sedimentarias descritas.

Figura 5-1: Expresión magnética de las rocas de las serranías de Caranacoa (recuadro rojo) y Naquén (recuadro negro).



De igual manera, en la Serranía de La Libertad (Figura 5-2), se identifica una unidad inferior compuesta por metacuarzoarenitas y una superior de metacuarzoarenitas con intercalaciones de filitas, estas últimas compuestas principalmente por muscovita. El contacto con el Complejo Mitú presenta pliegues de despegue asociados a cizalla (Galvis & Ruge, 1979).

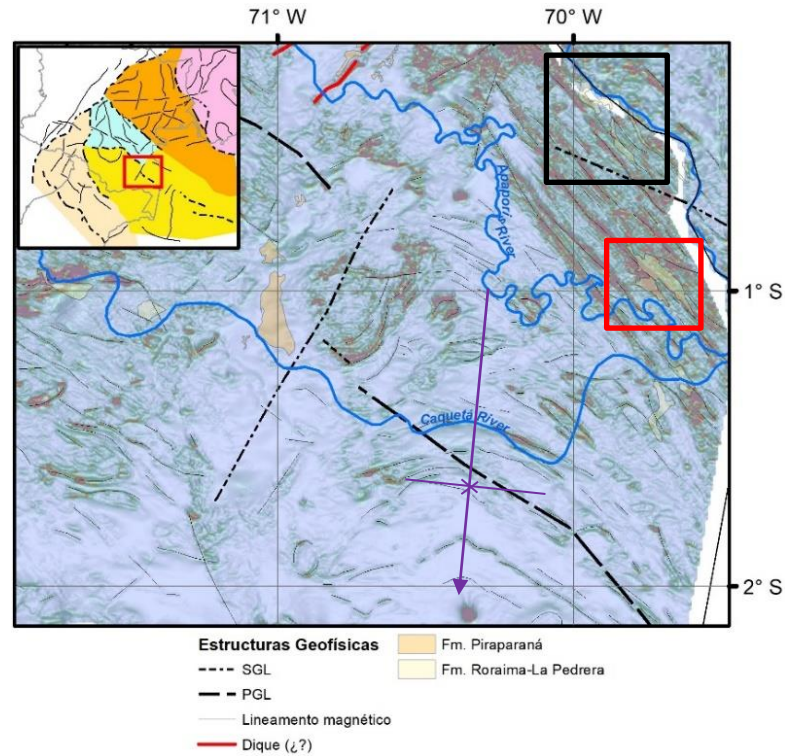
En la Serranía de Machado, las rocas difieren en varios aspectos respecto de las anteriores serranías. La secuencia, de 1000 metros en total, inicia con 250 metros de toba riolítica y sólo hacia el tope de esta inician las secuencias de cuarzoarenitas. Se identifican dos miembros: uno inferior con intercalaciones de material volcánico y horizontes enriquecidos en sílice y uno superior “cerro rojo” debido a la fuerte coloración por presencia de hematita y otros óxidos de hierro, lo cual no ha sido observado en las otras serranías. En el tope de la secuencia se describe otra unidad (Fm. Machado) la cual también tiene grandes concentraciones de Hematita especular.

La composición de las rocas metasedimentarias descritas en la Serranía de Machado resulta muy importante al momento de correlacionar la respuesta magnética encontrada en el área (Figura 5-2), en donde la información magnética muestra una serie de rasgos lineales orientados NW-SE que corresponden con el rumbo de las capas sedimentarias.

Esta correspondencia entre rasgos magnéticos y la intercalación de capas sedimentarias con altas concentraciones de minerales magnéticos, permite interpretar que las rocas expuestas en la Serranía de Machado tienen una continuidad lateral bastante grande, incluso alrededor del área de la Serranía de La Libertad, como se puede evidenciar en la Figura 5-2. En esta figura también se evidencia que esta “estratificación” de los patrones magnéticos continúa hacia el sur y occidente de la serranía incluso mostrando un posible cierre de una estructura sinclinal muy abierta con un cabeceo hacia el sur.

De lo anterior se encuentra que existe una respuesta magnética ligada a la composición de las rocas sedimentarias aflorantes en la Serranía de Machado, que está presente en el dominio tectónico Cinturón de Vaupés propuesto en el presente estudio. Por otro lado, dicha respuesta magnética (¿y por lo tanto esta unidad?), no se evidencian en el dominio Cinturón de Atabapo, más antiguo, que está localizado hacia el norte. Esta diferencia composicional y de respuesta geofísica podrían indicar que esta unidad tuvo un origen y posible evolución geológica diferente.

Figura 5-2: Expresión magnética de las rocas sedimentarias de las serranías de Machado (recuadro negro) y La Libertad (recuadro rojo).



5.2.2 Lineamientos magnéticos y foliación metamórfica a lo largo del Río Inírida

La información de estructuras geológicas asociadas a deformación sintectónica en rocas del Cratón Amazónica en Colombia es muy escasa (Kroonenberg, 2019). Recientemente Bonilla et al. (2021) presentan varios datos asociados con orientación de bandeamientos y milonitización en rocas metamórficas y orientación de lentes y otras estructuras magmáticas en granitoides.

Resulta de especial interés la orientación de este tipo de estructuras que ha sido reportada por Bonilla et al. (2021) a lo largo del Río Inírida (Figura 5-3), en el cual la orientación preferencial N80W de la foliación metamórfica y franjas de milonitización resulta claramente correlacionada con la orientación de los lineamientos geofísicos primarios (PGL) y secundarios (SGL) interpretados en el capítulo 3 del presente estudio.

Bibliografía

Alfonso, M., Herrera, J., Alzate, L., Arciniegas, E., Casas, R., Duarte, P., Marín, E., Méndez, C., Montaña, J., 2014. Memoria explicativa de la plancha 220 Río Tuparro. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá, 222 pp.

Allaby, M., 2013. A Dictionary of Geology & Earth Sciences. Oxford University Press. Oxford, UK.

Amaya López, C., Restrepo Álvarez, J. J., Weber Scharff, M., Cuadros Jiménez, F. A., Botelho, N. F., Ibáñez Mejía, M., Maya Sánchez, M., Pérez Parra, O. M., & Ramírez Cárdenas, C. (2020). The Guaviare Complex: new evidence of Mesoproterozoic (ca. 1.3 Ga) crust in the Colombian Amazonian Craton. *Boletín Geológico*, 47, 5-34, <https://doi.org/10.32685/0120-1425/boletingeo.47.2020.502>.

Arminio, J., Yoris, F., Quijada, C., Lugo, J., Shaw, D., Keegan, J., Marshall, J., (2013). Evidence for Precambrian Stratigraphy in Graben Basins below the Eastern Llanos Foreland, Colombia. Search and Discovery Article #50874.

Baines, G., Giles, D., Betts, P., Backe, G. 2009. Geophysically imaging Paleoproterozoic terrane boundaries in the unexposed northern Gawler Craton, Marla region. ASEG Extended abstracts – 20th Geophysical Conference, pp 1-5.

Baines, G., Giles, D., Betts, P., Backe, G., (2009). Geophysically imaging Paleoproterozoic terrane boundaries in the unexposed northern Gawler Craton, Marla region. ASEG Extended abstracts – 20th Geophysical Conference, pp 1-5.

Baines, G., Giles, D., Betts, P., (2010). 3D Geophysical modelling of the northern Gawler Craton, South Australia. *Geoscience Australia, Record*, 39, 95-107.

Baranov, V., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, Vol. XXIX, No. 1, pp. 6i-79.

Barrios, F., Cordani, U. & Kawashita, K. (1985). Caracterización geocronológica del Territorio Federal de Amazonas, Venezuela. *Memorias VI Congreso Geológico Venezolano*. Tomo III, 1432-1480.

Bettencourt, J. S., Leite, W. B., Jr., Ruiz, A. S., Matos, R., Payolla, B. L., & Tosdal, R. M. (2010). The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 28–46. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.08.006>.

Bird, D., 2001. Shear margins: Continent-ocean transform and fracture zone boundaries. *The leading edge*, February 2001, pp 150-159.

Blakely, R., Simpson, R., (1986). Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*. Vol. I. No. 7. pp 1494- 1498.

Bonilla, A., (2019). Origen y evolución de los granitoides proterozoicos del oriente colombiano, noroeste del Cratón Amazónico. Tesis de Doctorado en Geociencias. Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias. Bogotá, Colombia.

Bonilla-Perez, A., Frantz, J.C., Charão-Marques, J., Cramer, T., Franco-Victoria, J.A., Mulocher, E., Amaya-Perea, Z., (2013). Petrografía, Geoquímica y Geocronología del Granito de Parguaza en Colombia. *Boletín de Geología* 35 (2), 83–104. <https://doi.org/10.18273/revbol>.

Bonilla, A., Frantz, J.C., Charão-Marques, J., Cramer, T., Franco, J.A., Amaya, Z. (2016). Magmatismo rapakivi en la cuenca media del río Inírida, departamento de Guainía, Colombia. *Boletín de Geología*, 38 (1): 17-32.

Bonilla A., Franco, J., Cramer, T., Poujol, M., Cogné, N., Nachtergaele, S., De Gravé, J., (2020). Apatite LA-ICP-MS U–Pb and fission-track geochronology of the Caño Viejita gabbro in E-Colombia: Evidence for Grenvillian intraplate rifting and Jurassic exhumation in the NW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences* 98 102438. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102438>.

Bonilla, A., Cramer, T., De Grave, K., Alessio, B., Glorie, S., Kroonenberg, S. (2021). The NW Amazonian Craton in Guainía and Vaupes departments, Colombia: Transition between orogenic to anorogenic environments during the Paleo-Mesoproterozoic. *Precambrian Research* 360 (2021) 106223. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106223>.

Blakely, R., Simpson, R., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* I (7), 1494–1498.

Blakely, R., Connard, G., Curto, J., 2016. Tilt Derivative Made Easy. Geosoft. www.geosoft.com/media/uploads/resources/tilt_derivative_made_easy_07-2016.pdf

Brito, B., (2011). The Paleoproterozoic in the South American continent: Diversity in the geologic time. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 270-286.

Bruneton, P.; Pallard, B.; Duselier, E.; Varney, E.; Bogotá, J.; Rodríguez, E. & Martín, E., (1983). Contribución a la geología del oriente de las comisarías del Vichada y del Guainía (Colombia). *Geología Norandina*, (6), 3-12.

Cardozo, A., Cubides, J., Zárate, A., Melo, L., (2009). Memoria explicativa de las planchas 162, 162 bis, 182 y 182 bis Puerto Carreño, Vichada. Instituto Colombiano de Geología y Minería- INGEOMINAS. 107 pp.

Cawood, P. A., & Pisarevsky, S. A. (2017). Laurentia-Baltica-Amaozonia relations during Rodinia assembly. *Precambrian Research*, 292, 386–397. <http://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.031>.

Cediel, F., (2019). Phanerozoic Orogens of Northwestern South America: Cordilleran-Type Orogens. Taphrogenic Tectonics. The Maracaibo Orogenic Float. The Chocó-Panamá Indenter. In: Cediel F., & Shaw R. (Ed.), *Geology and Tectonics of Northwestern South America. The Pacific-Caribbean-Andean Junction* (pp 3-95). Switzerland. Springer.

Celada C., Garzón M., Gómez E., Khurama S., López J., Mora M., Navas O., Pérez R., Vargas O., Westerhof A., (2006). Potencial de recursos minerales en el Oriente colombiano: compilación y análisis de la información geológica disponible fase 0 versión 1.0. Ingeominas, 233 pp.

Clark, D., 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2), 83–103.

Cordani, U & Teixeira, W., (2007). Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher Jr, R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H. & Martínez–Catalá, J.R. (editors), 4–D Framework of continental crust. *Geological Society of America, Memoir 200*, p. 297–320. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(14\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(14)).

Cordani U., Fraga, L., Reis, N., Tassinari, C. & Brito-Neves, B. (2010). On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of Grenvillian-type age in South America: A discussion. *Journal of South American Earth Sciences* 29 (2010) 143–159.

Cordani, U., Ramos, V., Fraga, L., Cegarra, M., Delgado, I., De Souza, K., Gomes, F., Schobenhuis, C., (2016a). Explanatory Notes: Tectonic Map of South America, Second Edition scale 1:5 000 000. CGMW.

Cordani, H., Sato, K., Sproessner, W., Santos, F., (2016b). U-Pb zircon ages of rocks from the Amazonas Territory of Colombia and their bearing on the tectonic history of the NW sector of the Amazonian Craton. *Brazil. J. Geol.* 46, 5–35.

Cordell, L. (1979) Gravimetric Expression of Graben Faulting in Santa Fe Country and the Espanola Basin, New Mexico. In: Ingersoll, R.V., Ed., Guidebook to Santa Fe Country, New Mexico Geological Society, Socorro, 59-64.

Crawford, B., Betts, P., Ailleres, L., 2010. A Potential Field Approach to Defining Major Lithospheric Structures along the Margin of the West Australian Craton. ASEG 2010. Sydney, Australia.

De Boorder H., (1981) Structural-geological interpretation of SLAR imagery of the Colombian Amazonas. Trans Inst Min Metall 90, B145–B152.

De Boorder, H., (2019). The La Trampa wedge (SE Colombia) revisited. 11th Inter Guiana Geological Conference, Paramaribo, 19-20 February 2019.

De Castro, D, et ál. 2013. Using airborne gravity and magnetic data to recognize crustal domains concealed un-derneath the Parnaíba basin. 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Brazil, August 26-29, 2013.

De Castro, D. L., Fuck, R. A., Phillips, J. D., Vidotti, R. M., Bezerra, F. H. R., & Dantas, E. L. (2014). Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, 614, 128–145. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.009>.

De la Espriella, R., Flórez, R., Galvis, J., González, C.F., Mariño, J. & Pinto, H., (1990). Geología Regional del Norte de la Comisaría del Vichada. *Geología Colombiana*, (17), 93-106.

Denith, M & Mudge, S. 2014. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press. ISBN 9780521809511.

Dobrin, M.B. and Savit, C.H. (1998) Introduction to Geophysical Prospecting. 4th Edition, McGraw Hill, New York. ISBN 0-07-01719-3.

Ellis, R., Wet, B., Macleod, I. (2012). Inversion of Magnetic Data from Remanent and Induced Sources. ASEG Extended Abstracts, 1-4. doi:10.1071/ASEG2012ab117.

ENCAL S.A. - Consultoria e Aerolevantamentos, (1988). "Projeto Extremo Noroeste do Brasil (Levantamento Aeromagnético e Aerogamaespectrométrico)". Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM. Convênio DNPM/CPRM, Relatório Final de Aquisição e Processamento de Dados, Fase II, 7 vol., texto e anexos, Rio de Janeiro.

Etayo, F., Barrero, D., Lozano, H., Espinoza, A., González, H., Orrego, A., Ballesteros, I., Forero, H., Ramírez, C., Zambrano, F., Duque-Caro, H., Vargas, R., Nuñez, A., Alvarez, J., Ropaín, C., Cardozo, E., Galvis, N., Sarmiento, L., Albers, J., Case, J., Greenwood, W., Singer, R., Berger, B., Cox, D., Hodges, C. (1983). Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia. Publ. Geol. Esp. INGEOMINAS, pp 139.

Etayo, F., Buenaventura, J., Vargas, R., Espinosa, A., Nuñez, A., González, H., Orrego, A. (1986). Mapa Geológico de Colombia, scale 1:1'000,000. INGEOMINAS. Bogotá

Ferreira, M., Dantas, E., Nogueira, M., Vitória, R., (2011). Aeromagnetometria na Caracterização do rifte intracontinental na Faixa Paraguai. Twelfth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, pp 709-714.

FitzGerald, D., Milligan, P. 2013. Defining a deep fault network for Australia, using 3D "worming". SEG annual meeting. Houston (TX), USA. pp 1126-1130.

Förste, C; Bruinsma, S., Abrikosov, O., Lemoine, J., Marty, J., Flechtner, F., Balmino, G., Barthelmes, F., Biancale, R., (2014). EIGEN-6C4: The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. GFZ Data Services. <http://doi.org/10.5880/icgem.2015.1>.

Galvis J, Huguett A, Ruge P (1979) Geología de la Amazonia Colombiana. Boletín Geológico INGEOMINAS 22(3):3–86.

Geng, M., Welford, J., Farquharson, C., Hu, X., (2019). Gravity modeling for crustal-scale models of rifted continental margins using a constrained 3D inversion method. *Geophysics*, Vol. 84, No. 4 (July-August 2019); pp. G25–G39.

Gernigon, L., Fichler, C., Marelló, L., Olesen, O., 2011. Magnetic expression of salt diapir-related structures in the Nordkapp Basin, western Barents Sea. *Geology* 39(2):135-138.

Gómez, J., Montes, N., Nivia, A., Diederix, H., (compiladores). (2015). Atlas Geológico de Colombia 2015. Escala 1:500 000. Servicio Geológico Colombiano, Bogotá.

Gómez, J., Schobbenhaus, C., Montes, N., (2019). Geological Map of South America 2019. Scale 1:5 000 000. Commission for the Geological Map of the World (CGMW), Colombian Geological Survey and Geological Survey of Brazil, Paris.

González C., Pinto H., (1990). Petrografía del Granito de Parguaza y otras rocas precámbricas en el Oriente de Colombia. *Geología Colombiana* 17, 107–121.

González, H., Escobar, A., Cáceres, C., Correa, R., Ayala, L., Fernández, F., Villada, I., López, F., (2014). Plancha 219 – Parque nacional natural El Tuparro: Memoria explicativa. Servicio Geológico Colombiano, 113 pp.

González, W., Sigismondi, M., Graterol, V., Jácome, M., Izarra, C., (2017). Magnetic characterization and signature of the basement of Eastern Venezuela: Espino Graben. SEG International Exposition and 87th Annual Meeting. Houston. pp 1589-1864.

Graterol, V, Vargas, A., (2010). Mapa de Anomalía de Intensidad Magnética Total y de Intensidad Magnética Total Reducida al Polo de la República de Colombia y Mapa de

Anomalía de Bouguer total de la República de Colombia. Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH).

Graterol, V., 2009. Levantamiento Aerogravimétrico y Aeromagnético de los sectores Norte y Oriental de la Cuenca de los Llanos Orientales, Colombia Contrato No.034-2008. Informe final de Interpretación. Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH)

(51 pp.).

Gusmao, R, De Medeiros, W., Pessoa, A.. 2005. Expressão gravimétrica e aeromagnética dos compartimentos e limites tectônicos da Província Borborema, Nordeste do Brasil. 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Brazil, September 11-14, 2005.

Gusmao, R., Freitas, J., 2014. Interpretação geofísica dos principais domínios tectônicos brasileiros. In: Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras (pp 21-40). Belo Horizonte.

Hackley, P., Urbani, F., Karlsen, A., Garrity, C., (2005). Geologic shaded relief map of Venezuela. USGS Open-file report 2005-1038.

Heath, P, Dhu, T., Reed, G., Fairclough, M. (2009). Geophysical modelling of the Gawler Craton, SA - interpreting geophysics with geology. ASEG Extended abstracts – 20th Geophysical Conference.

Holden, D., Archibald, N., Boschetti, F., Jessell, M., 2000. Inferring geological structures using wavelet-based multiscale edge analysis and forward models. *Explor. Geophys.* 31, 67–71.

Hornby, P., Boschetti, F., Horowitz, F., (1999). Analysis of potential field data in the wavelet domain. *Geophys. J. Int.* 137, pp 175–196.

Horowitz, F., Strykowski, G., Boschetti, F., Hornby, P., Archibald, N., Holden, D., Ketelaar, P., Woodcock, R., (2000). Earthworms; “multiscale” edges in the EGM96 global gravity field. SEG expanded abstracts. Alberta, Canadá.

Ibañez-Mejía M., Ruiz J., Valencia V., Cardona A., Gehrels G., Mora A., (2011). The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: new U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Res*, 191, 58–77.

Ibañez–Mejia, M., Pullen, A., Arenstein, J., Gehrels, G.E., Valley, J., Ducea, M.N., Mora, A.R., Pecha, M. & Ruiz, J. (2015). Unraveling crustal growth and reworking processes in complex zircons from orogenic lower–crust: The Proterozoic Putumayo Orogen of Amazonia. *Precambrian Research*, 267: 285–310. <http://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.06.014>.

Ibañez-Mejia, M., Bloch, E. M., & Vervoort, J. D. (2018). Timescales of collisional metamorphism from Sm-Nd, Lu-Hf and U-Pb thermochronology: A case from the Proterozoic Putumayo Orogen of Amazonia. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 235, 103–126. <http://doi.org/10.1016/j.gca.2018.05.017>

Ibañez-Mejia, M. (2020). The Putumayo Orogen of Amazonia: A synthesis. In J. Gomez & D. Mateus-Zabala (Eds.), *The Geology of Colombia* (Vol. 1, pp. 101–131). Bogotá: Servicio Geológico Colombiano. <http://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.06>.

Ibañez–Mejia, M. & Cordani, U.G. (2020). Zircon U–Pb geochronology and Hf–Nd–O isotope geochemistry of the Paleo– to Mesoproterozoic basement in the westernmost Guiana Shield. In: Gómez, J. & Mateus–Zabala, D. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 1 Proterozoic – Paleozoic*. Servicio Geológico Colombiano, *Publicaciones Geológicas Especiales* 35, p. 65–90. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.04>.

Isles, D., Rankin, L. (2013). Geological interpretation of aeromagnetic data. Australian society of Exploration Geophysicist. ISBN 0-521-33938-3.

Jacoby, W., Smilde, P. 2009. Gravity Interpretation: Fundamentals and Application of Gravity Inversion and Geological Interpretation. Springer. ISBN: 978-3-540-85328-2.

Jackson, D., 1972. Interpretation of inaccurate, Insufficient and Inconsistent data. Geophys, J. R. astr. Soc., 28, 97-109.

Kearey, P., Brooks, M. 1991. An Introduction to Geophysical Exploration, 2nd Edition. Blackwell scientific publications. Oxford.

Kohanpour, F., Lindsay, M., Occhipinti, S., Gorczyk, W. (2018). Structural controls on proterozoic nickel and gold mineral systems identified from geodynamic modelling and geophysical interpretation, east Kimberley, Western Australia. Ore Geology Reviews 95 (2018), pp 552-568. Elsevier.

Kroonenberg, S., De Roever E., (2010). Geological Evolution of the Amazonian Craton, in: Amazonia, Landscape and Species Evolution. Edited by C. Hoorn and F Wesselingh. Wiley, p. 9-28.

Kroonenberg, S., Reeves, C., 2012. Geology and petroleum potential, Vaupés-Amazonas Basin, Colombia. In: Cediél, F. (Ed.), Petroleum Geology of Colombia, 15. Universidad EAFIT, Medellín (92 pp.).

Kroonenberg, S., 2019. The Proterozoic basement of the Western Guiana shield and the Northern Andes. In: Cediél, F., Shaw, R. (Eds.), Geology and Tectonics of Northwestern South America. The Pacific-Caribbean-Andean Junction. Springer, Switzerland, pp. 115–192

Kumar, K. (2008) Potential Theory in Applied Geophysics. Springer, New York. ISBN 978-3-540-72089-8.

Lahti, I. & Karinen, T. 2010. Tilt derivative multiscale edges of magnetic data. The Leading Edge. Volume 29, issue 1. DOI 10.1190/1.3284049.

Li, Y., Melo, A., Martinez, C., Sun, J., (2019). Geology differentiation: A new frontier in quantitative geophysical interpretation in mineral exploration. *The Leading Edge*, January 2019, p 60-66. <https://doi.org/10.1190/tle38010060.1>.

López J., Mora B., Jiménez D., Khurama S., Marín E., Obando G., Páez T., Carrillo L., Bernal V., Celada C., (2010). Cartografía geológica y muestreo geoquímico de las Planchas 297 – Puerto Inírida, 297 Bis – Merey Y 277 Bis – Amanaven, Departamento del Guainia. Ingeominas, Bogotá. 158 pp.

MacLeod, I., Ellis, R., (2013). Magnetic Vector Inversion, a simple approach to the challenge of varying direction of rock magnetization. ASEG-PESA 23rd International Geophysical Conference and Exhibition. Melbourne, Australia.

Meyer, B., Saltus, R., Chulliat, A., (2017). EMAG2: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution) Version 3. National Centers for Environmental Information, NOAA. Model. doi:10.7289/V5H70CVX.

Miller, H., Singh, V. 1994. Potential field tilt – a new concept for the location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32, 213–217.

Moyano, I., Lara, N., Ospina, D., Salamanca, A., Arias, H., Gómez E., Puentes, M., Rojas, O., (2018). Mapa de anomalías Geofísicas de Colombia para Recursos Minerales, Versión 2018. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

Moyano, I, Cordani, R., Cárdenas, L., Lara, N., Rojas, O, Puentes, M., Ospina, D., Salamanca, A. & Prieto, G. (2020). Contribution of new airborne geophysical information to the geological knowledge of eastern Colombia. In: Gómez, J. & Mateus-Zabala, D. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 1 Proterozoic – Paleozoic*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 35, p. 17–36. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.02>

Moyano, I & Prieto, G. (2021a). Structural signatures of the Amazonian Craton in eastern Colombia from gravity and magnetometry data interpretation. *Tectonophysics* 800(2021) 228705. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228705>.

Moyano, I, Prieto, G., Ibáñez-Mejía, M. (2021b). Tectonic domains in the NW Amazonian Craton from geophysical and geological data. *Precambrian Research* (en revision)

Nabighian, M, 1972. The analytic signal of two - dimensional magnetic bodies with polygonal cross - sections: it's properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 507-517.

Ochoa, A., Ríos, P., Cardozo, A., Cubides, J., Giraldo, D., Rincón, H., Mendivelso, D., (2012). Cartografía geológica y muestreo geoquímico de las planchas 159, 160, 161, 179, 180 y 181 Puerto Carreño, Vichada. Memoria explicativa. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá. 127 pp.

Ochoa, A., Ríos, P., Oviedo, J., Cardozo, A., Cubides, J., (2014). "Cartografía geológica y muestreo geoquímico de las planchas 237 y 256 Departamento de Vichada": Memoria explicativa. Memoria explicativa. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá. 85 pp.

Park, Y., Rim, H., Lim, M., Hong, Y, Jeon, T., (2013). Magnetic characteristics of tectonic provinces of Korea. *Proceedings of the 11th SEGJ International Symposium, Yokohama, Japan.* pp 146-149.

Parker, R., 1977. Understanding inverse theory. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 5, 35-64.

Rodríguez G, Sepúlveda J, Ortiz F., Ramírez C, Ramos K, Bermúdez J., Sierra M., (2010). Mapa Geológico Plancha 443 Mitú – Vaupés. Ingeominas.

Pérez-Aguirre, X., Chávez-Cabello, G., Ramírez-Peña, C., Méndez-Delgado, S., Romero-de la Cruz, O. (2021). Geophysical modeling of the crustal boundary between the Central and Oaxaquia terranes in northern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 110 (2021) 103288. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103288>.

Pessano, P. C., Ganade, C. E., Tupinambá, M., & Teixeira, W. (2021). Updated map of the mafic dike swarms of Brazil based on airborne geophysical data. *Journal of South American Earth Sciences*, 107(1–2), 103076. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103076>.

Priem HNA, Andriessen PAM, Boelrijk NAIM, De Boorder H, Hebeda EH, Huguett A et al (1982). Geochronology of the precambrian in the Amazonas region of southwestern Colombia western Guiana shield. *Geologie & Mijnbouw*:229–242

Reeves, C. 2005. Aeromagnetic Surveys: Principles, Practice & Interpretation. Geosoft. www.geosoft.com/media/uploads/resources/technical-papers/Aeromagnetic_Survey_Reeves.pdf

Restrepo, P. & Cediél, F. 2010. Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. *Journal of South American Earth Sciences* 29 (2010) 764–771.

Rodríguez G, Sepúlveda J, Ortiz F., Ramírez C, Ramos K, Bermúdez J., Sierra M., (2011). Geología de la Plancha 443 Mitú – Vaupés. Escala 1:100.000. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá.

Rodriguez-Corcho, A., Rojas-Agramonte, Y., Barrera-Gonzalez, J., Marroquin-Gomez, M., Bonilla-Correa, S., Izquierdo-Camacho, D., Delgado-Balaguera, S., Cartwright-Buitrago, D., Muñoz-Granados, M., Carantón-Mateus, W., Corrales-García, A., Laverde-Martinez, A., Cuervo-Gómez, A., Rodriguez-Ruiz, M., Marin-Jaramillo, J., Salazar-Cuellar, N., Esquivel-Arenales, L., Daroca, M., Carvajal, S., Perea-Pescador, A., Solano-Acosta, J., Diaz, S., Guillen, A., Bayona, G., Cardona-Molina, A., Eglinton, B., Montes, C. (2021): The Colombian geochronological database (CGD), *International Geology Review*, DOI:10.1080/00206814.2021.1954556

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. (2000). A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Res.* 3, 453–488.

Soares, L., Da Costa, M., (2013). New concepts of continental passive margins: gravity and magnetic interpretation in Western Iberia. Thirteenth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil. pp 344-349.

Tassinari, C., Cordani, U. G., Nutman, A., van Schmus, W., Bettencourt, J. S., & Taylor, P. (1996). Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, 38(2), 161–175.

Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22, 174–182.

Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. 1990. *Applied Geophysics*. 2nd edition. Cambridge University Press. ISBN 0-521-33938-3.

Teixeira, W., Geraldes, M. C., Matos, R., Ruiz, A. S., Saes, G., & Vargas-Mattos, G. (2010). A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 47–60. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.09.007>.

Thébaud, E., Finlay, C., Beggan, D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., ; Bondar, T., Boness, A., Brocco, L., Canet, E., Chambodut, A., Chulliat, A., Coïsson, P., Civet, F., Du, A., Fournier, A., Fratter, I., Gillet, N., Hamilton, B., Hamoudi, M., Hulot, G., Jager, T., Korte, M., Kuang, W., Lalanne, X., Langlais, B., Léger, J., Lesur, V., Lowes, F., Macmillan, S., Manda, M., Manoj, C., Maus, S., Olsen, N., Petrov, V., Ridley, V., Rother, M., Sabaka, T., Saturnino, D., Schachtschneider, R., Sirol, O., Tangborn, A., Thomson, A., Tøffner-Clausen, L., Vigneron, P., Wardinski, I., Zvereva, T. 2015 International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. *Earth, Planets and Space*, 67 (79). <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9>

VanDecar, J., Snieder, R., 1994. Obtaining smooth solutions to large, linear, inverse problems. *Geophysics*, Vol. 59, No. 5; pp 818-829.

Veras, R., Nascimento, R., Almeida, M., Paquette, J. & Carneiro, M. 2018. Paleoproterozoic basement of Içana Domain, Rio Negro Province, northwestern Amazonian Craton: Geology, geochemistry and geochronology (U–Pb and Sm–Nd). *Journal of South American Earth Sciences*, 86: 384–409. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.07.003>.

Yan, J., Lü, Q., Deng, Z., Meng, G., Liu, Y., Zhao, J. 2011. Gravity and Magnetic Multi-scale Edge Detection and Its Application on Tectonic Framework Research of the Lower and Middle Reaches of the Yangtze River Metallogenic Belt, China. *GEM Beijing 2011: International Workshop on Gravity, Electrical & Magnetic Methods and Their Applications Beijing, China. October 10-13, 2011.*