

ANÁLISIS CINEMÁTICO Y EVOLUTIVO DEL ANTICLINAL DE
ZIPAQUIRÁ (CORDILLERA ORIENTAL, COLOMBIA)

Helbert Schneider García Delgado

Universidad Industrial de Santander
Facultad de Ingenierías Físico-Químicas
Escuela de Geología
Bucaramanga
2015

ANÁLISIS CINEMÁTICO Y EVOLUTIVO DEL ANTICLINAL DE
ZIPAQUIRÁ (CORDILLERA ORIENTAL, COLOMBIA)

Helbert Schneider García Delgado

Trabajo de Grado para optar al título de:
Geólogo

Director:
Giovanny Jiménez
Geólogo PhD.

Universidad Industrial de Santander
Facultad de Ingenierías Físico-Químicas
Escuela de Geología
Bucaramanga
2015

DEDICATORIA

*En mi vida siempre ha existido un soporte clave para mi formación tanto personal como educativa y cuyo nombre es: **Margarita Delgado Ardila**. Le dedico este pequeño triunfo a mi madre por ser la piedra angular de este proyecto y creer en mí en los momentos más difíciles. También a mi hermano Jhon por apoyarme incondicionalmente.*

AGRADECIMIENTOS

A mi director Giovanni Jiménez por su paciencia y actitud para llevar a cabo este proyecto que inicia.

A los profesores de la UIS, quienes me ayudaron en el proceso de formación y cuyas correcciones han sido fundamentales, dentro de los cuales puedo nombrar a Hernando Mendoza, Juan Carlos Ramírez, Yasmin Pelayo, Francisco Velandia, Georgina Guzmán, Carlos García, Luis Carlos Mantilla, Jairo Clavijo y Ricardo Mier.

A mis amigos que siempre me han motivado para continuar creciendo personalmente.

A Tatiana Bastos por ser mi soporte durante mis estudios.

A la Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo (ACGGP) y la Corporación geológica ARES por financiar esta investigación a través del Fondo Corrigan-2014.

Al Grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada (GIGBA) por el apoyo económico.

A Ricardo Trindade, Daniele Brandt, Giovanni Moreira y al resto del equipo de trabajo del IAG en la USP por su apoyo e incondicionalidad durante la fase de laboratorio.

A mis familiares y demás personas que colaboraron de una u otra forma, MIL GRACIAS A TODOS.

Tabla de contenido

INTRODUCCIÓN	1
1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	4
2 JUSTIFICACIÓN	6
3 OBJETIVOS	6
3.1 OBJETIVO GENERAL	6
3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	6
4 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA	7
5 GEOLOGÍA REGIONAL	8
5.1 MARCO GEOLÓGICO	8
5.2 ESTADO DEL ARTE	10
5.3 ESTRATIGRAFÍA	12
6 MARCO TEÓRICO	14
6.1 ESFUERZO Y DEFORMACIÓN	14
6.2 FÁBRICA DE LA ROCA	15
6.3 ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM)	17
6.4 MINERALOGÍA MAGNÉTICA	19
6.5 TECTÓNICA SALINA	20
7 METODOLOGÍA	24
7.1 FASE DE CAMPO	24
7.2 FASE DE OFICINA	24
7.3 FASE DE LABORATORIO	26
8 RESULTADOS	28
8.1 CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA	28
8.2 MINERALOGÍA MAGNÉTICA	40
8.3 FÁBRICA MAGNÉTICA	41
8.4 FRACTURAMIENTO EN EL ANTICLINAL DE ZIPAQUIRÁ	44
8.5 DATOS CINEMÁTICOS EN EL ANTICLINAL DE ZIPAQUIRÁ (AZ)	51
8.6 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	54
9 DISCUSIÓN	60

9.1	ORIGEN DE LAS FRACTURAS EN EL ANTICLINAL DE ZIPAQUIRÁ	60
9.2	SIGNIFICADO DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA	62
9.3	MODELO DE EMPLAZAMIENTO DEL DIAPIRO SALINO DE ZIPAQUIRÁ	69
9.4	SÍNTESIS DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL ANTICLINAL DE ZIPAQUIRÁ	72
9.5	CONTROL ESTRUCTURAL EN LOS HIDROCARBUROS	74
10	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	75
11	BIBLIOGRAFÍA	76

Índice de figuras

F.1	Mapa de localización regional de la zona de estudio (cuadro amarillo, ver detalle en la Figura 11) y las principales estructuras a lo largo de la Cordillera Oriental. Modificado de Bayona et al. (2013).	3
F.2	Esquema de una zona transversal con desarrollo de una rampa lateral. Nótese el control en la extensión de los pliegues con cabeceo (flechas) y fallas. Los cortes A-A', B-B', C-C' y D-D' representan la evolución de la rampa a medida que aumenta la deformación en la dirección de transporte tectónico. Modificado de Thomas (1990).	5
F.3	(a-c) Secciones transversales corticales que muestran la interacción entre las placas Caribe y Suramericana, la reactivación de fallas y formación de cuencas sin-orogénicas. Durante el Paleógeno se invierte el flanco oeste de la CO, mientras que para el Eoceno la inversión en ambos flancos permite la exposición de rocas Cretácicas (Bayona et al., 2013). (d) y (e) interacción entre las placas Caribe y Suramericana desde el Paleoceno hasta el Eoceno medio. Tomado de Bayona et al. (2013).	9
F.4	Columna estratigráfica generalizada de la zona de estudio donde se muestran las litologías dominantes para cada formación observadas en campo. Las edades son tomadas de Sarmiento (1992) y Montoya & Reyes (2003).	13
F.5	Diferentes tipos de fábrica. (a) Capa composicional. (b) Orientación preferencial de minerales planares (e.g. micas). (c) Orientación preferencial de las bordes de los granos. (d) Variación del tamaño de grano. (e) Orientación preferencial de minerales planares en una matriz sin orientación preferencial. (f) Orientación preferencial de agregados minerales lenticulares. (g) Orientación preferencial de microfallas. (h) Combinación de fábricas a, b y c; común en rocas metamórficas. Tomado de Passchier & Trouw (2005).	16
F.6	Elipsoide de magnitud con los tres ejes de susceptibilidad perpendiculares entre sí. Modificado de Caballero (2010).	17

F.7	Proyecciones estereográficas que representan diferentes fábricas magnéticas, donde la Tipo I es una fábrica deposicional y a medida que aumenta la deformación se convierte en una fábrica tectónica (Tipos IV, V, VI). K1=cuadrados K3=círculos. Modificado de Robion et al. (2007).	18
F.8	Comportamiento de los diferentes minerales magnéticos. Las flechas negras representan el campo magnético aplicado y las vacías la dirección del material sin campo magnético. Modificado de Caballero (2010).	20
F.9	Representación de los diversos tipos de escamas asociados a tectónica salina. Las líneas blancas representan marcadores de deformación de una grilla rectangular inicial a un tiempo cualquiera. Modificado de Hudec & Jackson (2006).	23
F.10	Mapa geológico de la zona de estudio. Se muestran las principales estructuras, la localización de las secciones transversales y los puntos de muestreo para ASM. Modificado de Montoya & Reyes (2003).	29
F.11	Afloramiento representativo de la Formación Chipaque en una cantera de hierro abandonada. En la parte inferior se observa la hematita botroidal que era extraída como mineral de hierro. . . .	31
F.12	Afloramiento con predominio de areniscas típico de la Formación Arenisca Dura. Sector de la Caldera, AZS.	33
F.13	Niveles de chert con algunas capas centimétricas de lodolitas, sector río Guandoque.	34
F.14	Niveles de arenitas blancas en capas tabulares aflorantes en el flanco oeste del AZS.	35
F.15	Intercalaciones de lodolitas ricas en materia orgánica y arenitas cuarzosas con estratificación cubetiforme. Afloramiento en el flanco oeste del AZS, mina de carbón Don Claudio.	36
F.16	Arenitas sublíticas con estratificación cruzada de la Formación Cacho con lodolitas hacia la base. En la esquina inferior detalle del material ferruginoso que cubre la superficie de la roca. . . .	38
F.17	Lodolitas rojizas de la Formación Bogotá aflorando en el flanco oeste del AZS.	39
F.18	Gráficas de desmagnetización de la IRM para cuatro sitios. Los rombos, cuadrados y triangulos representan las fracciones de alta, media y baja coercividad respectivamente.	40
F.19	Diagrama de Flinn (foliación magnética vs lineación magnética) para cada uno de los sitios de muestreo.	41
F.20	Gráfica de grado de anisotropía vs parámetro de forma para cada una de los sitios de muestreo. La mayoría de los sitios muestran una fábrica triaxial	42

F.21	Proyecciones estereográficas en el hemisferio inferior de la ASM en los sitios de muestreo. El cuadrado, el triángulo y el círculo representan los ejes de susceptibilidad mayor, intermedio y menor respectivamente. Además se ploteó la estratificación (plano naranja) para observar las relaciones estructurales.	43
F.22	Patrón de fracturamiento espaciado con una falla normal afectando un nivel de calizas. Sector río Guandoque. Las líneas rojas representan fracturas (s.l.)	45
F.23	Niveles de Plaeners con alto fracturamiento. Se observa el conjunto de fracturas J1 (perpendicular a la estratificación) y J2 (oblicuo a la estratificación). Sector río Guandoque.	45
F.24	Formación Plaeners en el flanco este del AZN. Se observa el alto fracturamiento acompañado por una falla normal. Los conjuntos J1 y J2 están presentes. Las líneas rojas representan fracturas (s.l.)	47
F.25	Diagramas de rosa donde se muestra la orientación preferencial de las fracturas en el AZN y AZS. Se representa el azimuth de rumbo.	48
F.26	Clivaje de fractura afectando las sedimentitas de la Formación Chipaque. En la parte inferior se observa un plano de falla con brechamiento. Sector La Caldera.	49
F.27	Patrón de fracturamiento perpendicular a la estratificación (J1) junto con un conjunto oblicuo (J1B) en rocas de la Formación Chipaque. Se observa el conjunto J2 controlado por la orientación del J1.	50
F.28	Plano de fractura que funciona como nivel de anisotropía mecánica para la propagación de nuevas fracturas.	51
F.29	Proyecciones con los tensores principales calculados a partir de los planos estriados, procesados en Win-Tensor por el método de rotación. (a) Campo de esfuerzos dominante, conjunto 1. (b) y (c) conjuntos 2 y 3 respectivamente mostrando la orientación de los esfuerzos principales. El círculo, el cuadrado y el triángulo representan el esfuerzo máximo, intermedio y menor respectivamente.	52
F.30	Diagramas de Mohr para cada uno de los subconjuntos establecidos durante el procesamiento de los planos estriados.	53
F.31	Mapa estructural con diagramas rosas que muestran la orientación de los principales conjuntos de fracturas en <i>azimuth</i> de rumbo a lo largo del Anticlinal de Zipaquirá.	56

F.32	Panorámica del flanco este del AZS donde se observa la inversión de la Formación Arenisca Dura, el núcleo formado por la depresión geomorfológica de la Formación Chipaque y parte del flanco oeste. K2c: Fm. Chipaque; K2d: Formación Arenisca Dura; K2p: Fm. Plaeners.	57
F.33	Secciones transversales a lo largo del AZ donde se muestran las relaciones entre las diferentes estructuras. La escala vertical es 1:25.000 mientras la horizontal 1:50.000. Localización en la Figura 10.	58
F.34	Panorámica donde se observa el contacto fallado de la Formación Arenisca Tierna (K2t) con la Formación Guaduas (K2E1g) en el flanco oeste del AZN.	59
F.35	Proyecciones en hemisferio inferior de los contornos de los polos de las fracturas después de hacer la corrección por el pliegue, siguiendo el método de fisher a partir del software OpenStereo (Grohmann & Campanha, 2010). Se observa como la mayoría de los planos son verticales a la superficie de estratificación (polos horizontales). La línea azul punteada representa el intervalo de confianza para el 95 % de los datos por sitio.	62
F.36	Esquema de evolución de la fábrica de la roca en diferente sectores de un pliegue por propagación de falla. Modificado de Saint-Bezar et al. (2002).	63
F.37	Mapa estructural del AZ con las proyecciones de la ASM para cada una de las estaciones. K1=cuadrados, K2=triángulos, K3=círculos.	64
F.38	Mapa estructural con la dirección de las lineaciones magnéticas (flechas). Se graficaron sólo los sitios con un e12 menor a 20, ver Tabla 2 en Anexos.	66
F.39	Diagramas de desmagnetización para los sitios 24 y 25 donde se muestra la caída de la goetita a los 100 °C y la magnetita a los 580 °C.	67
F.40	Gráfica de porcentaje de acortamiento (%) vs Parámetro de forma (T). Los valores máximos corresponden a sitios cercanos a las estructuras que controlan el AZ.	68
F.41	Esquema de emplazamiento para el diapiro salino de Zipaquirá. (a) Para el Santoniano la depositación de unidades más espesas hacia los flancos ha inducido un flujo salino horizontal hacia la parte axial de la CO. (b) Con la depositación de la Fm. Guaduas, la carga diferencial y las fracturas J1 liberan presión en el techo y empieza la intrusión. (c) Corte esquemático del diapiro en la actualidad mostrando el régimen extensivo que induce, modificado de López et al. (1990). El esquema no está balanceado estructuralmente.	71

F.42	Fallas normales afectando las rocas de la Formación Plaeners en el sector de la Falla de Neusa. La escala en la margen inferior derecha representa un metro.	72
F.43	Esquema de evolución de las fracturas con relación a la formación del AZ siguiendo el modelo de Bergbauer & Pollard (2004). (a) Formación de fracturas por carga litostática pre-plegamiento orientadas perpendicular a la estratificación. (b) Control de las fracturas heredadas J1 sobre la formación de un nuevo set J2 en los flancos y la charnela del AZ con desarrollo de fallas normales por propagación de las fracturas.	73

RESUMEN

TÍTULO:

ANÁLISIS CINEMÁTICO Y EVOLUTIVO DEL ANTICLINAL DE ZIPAQUIRÁ (CORDILLERA ORIENTAL, COLOMBIA)

AUTOR:

HELBERT SCHNEIDER GARCÍA DELGADO

PALABRAS CLAVES:

FALLA DE NEUSA, ZONAS TRANSVERSALES, TECTÓNICA SALINA, OROGENIA ANDINA, ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA, FÁBRICA MAGNÉTICA.

El Anticlinal de Zipaquirá (AZ) es una estructura que presenta curvatura en su eje axial, además de existir fallas transversales reconocidas previamente que lo intersectan en diversos sectores. Se llevó a cabo un análisis estructural a partir de una revisión cartográfica, datos cinemáticos y de fracturas, el tensor de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética y secciones transversales a lo largo del pliegue, además se propuso un modelo de emplazamiento del diapiro salino de Zipaquirá y su posible influencia en la evolución del AZ. A partir de lo anterior, se obtuvo una distribución de fracturas formadas pre-plegamiento (J1) que controlaron la formación y propagación de un set sin-plegamiento (J2). Las fallas y lineamientos transversales controlaron la orientación de las fracturas así como la extensión del AZ y las fallas adyacentes (e.g. Falla de Neusa). El diapiro salino de Zipaquirá fue emplazado al menos desde el Maastrichtiano facilitado por el fracturamiento de la roca de sobrecarga, intruyendo y desplazándose lateralmente hacia el AZ. La fábrica magnética indica que la deformación es baja, dominada por deformación de cuerpo-rígido asociada a rotación de los flancos del AZ. En las zonas más complejas donde interactúa la Falla de Neusa con la Falla de Carupa, el desarrollo de una fábrica tectónica es visible. Hacia el flanco oeste del AZ, lineaciones oblicuas a perpendiculares al eje axial tienen su origen en la intersección entre la estratificación y vetillas rellenas con óxidos, principalmente hematita y goetita, además de una combinación entre minerales de fábricas normales e inversas en al menos un sitio.

ABSTRACT

TITLE:

KINEMATIC AND EVOLUTIVE ANALYSIS OF THE ZIPAQUIRA ANTICLINE (EASTERN CORDILLERA, COLOMBIA)

AUTHOR:

HELBERT SCHNEIDER GARCÍA DELGADO

KEYWORDS:

NEUSA FAULT, TRANSVERSE ZONES, SALT TECTONICS, ANDEAN OROGENY, ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY, MAGNETIC FABRIC

The Zipaquira Anticline (ZA) is an asymmetrical fold with variation in the strike of fold axis and affected by some transverse faults along its extension. Geological mapping, recollection of fracture data, Anisotropy of Magnetic Susceptibility and transverse sections were used to recognize the deformation mechanisms involved in the evolution of the ZA. Moreover, an emplacement model was developed for the Zipaquira Diapir and its relationship with the AZ. The main fracture pattern in the AZ was formed in a pre-folding stage (J1), controlling the formation and propagation of sin-folding fractures (J2). Transverse faults were a key factor in the evolution of the ZA, because of the control in the length of the fold, creating two different domains: north and south, and being a structural boundary for faults (e.g. Neusa Fault). The Zipaquira Diapir was emplaced at least during Maastrichtian time due to the fracturing in the overburden, intruding and moving laterally from the feeder to the ZA core. The magnetic fabric represents a state of low deformation, dominated by rigid-body rotation in the ZA limbs. In complex areas as the Junction of Neusa and Carupa Faults a tectonic fabric is developed. In the western limb of the south ZA an oblique lineation to the ZA axis is formed in the intersection of bedding and veins filled with iron oxides, mainly hematite and goethite, as well as the presence of mixture of normal and inverse minerals fabrics in at least one site.

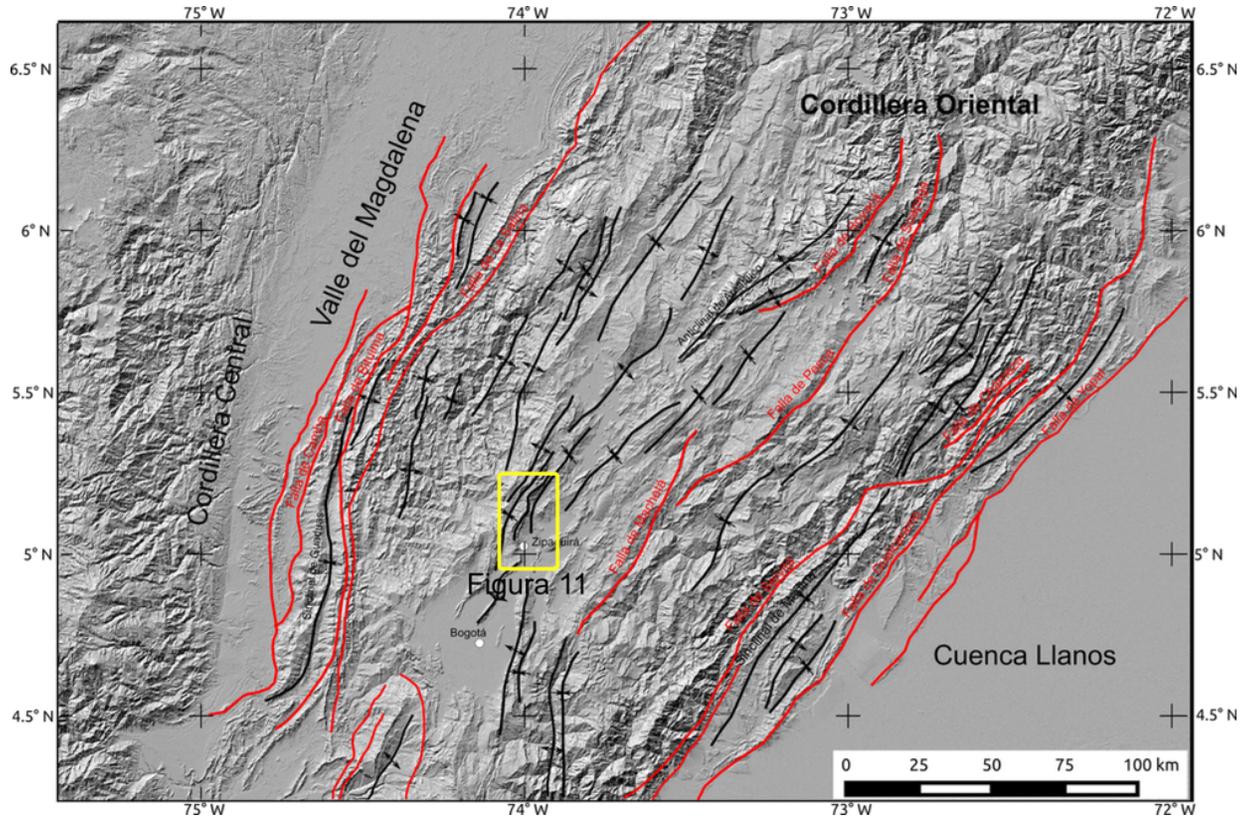
INTRODUCCIÓN

La Cordillera Oriental de Colombia (CO) es un cinturón plegado bivergente que hace parte del bloque norandino y cuya evolución ha sido influenciada por múltiples factores que afectaron su desarrollo y formación. Por ser considerada una cuenca extensional invertida durante el Cenozoico, se incluyen elementos heredados que jugaron un papel fundamental durante la Orogenia Andina. El análisis de estructuras plegadas a menor escala, controladas por factores que se encuentran a nivel regional como fallas normales y zonas de acomodación reactivadas, fallas transversales, extensos niveles salinos en la base de la secuencia sedimentaria y fracturas (*sensu lato*), permitiría conocer los caminos de evolución y formación de las diferentes estructuras y así realizar comparaciones a nivel regional que permitan estimar las fases de desarrollo del orógeno.

El Anticlinal de Zipaquirá (AZ), localizado en la zona central de la CO (Figura 1), presenta curvatura y variación en el rumbo de su eje axial, está limitado en diversos sectores por fallas inversas de alto ángulo consideradas fallas normales reactivadas y cuyo núcleo está intruido por cuerpos salinos del Cretácico Inferior, lo cual lo convierte en un modelo a escala de la CO y un caso de interés para entender los caminos de evolución de una estructura que ha sido afectada por múltiples elementos. Este estudio se llevó a cabo en el AZ para analizar la evolución de la estructura tanto pre como sintectónicamente con la Orogenia Andina, para lo cual se utilizaron datos de fracturas tomados en los flancos y las zonas transversales, además de integrar datos de Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM), la cual permite relacionar la fábrica magnética de la roca con procesos de deformación que han afectado a la estructura y así determinar los estados de deformación bajo un parámetro confiable e intrínseco de la roca. Determinar la distribución espacial y evolución temporal de la deformación dentro de un orógeno es importante para caracterizar la historia cinemática y de esta forma la historia evolutiva del sistema montañoso, para lo cual el uso de herramientas que brinden información acerca de la fábrica de la roca, y por lo tanto de la orientación preferencial de ciertos minerales (Weil & Yonkee, 2009) bajo un estado de esfuerzos es vital. Es por esto que la ASM se puede emplear como herramienta complementaria junto con otros tipos de análisis

cinemático para así poder establecer un modelo evolutivo de la estructura plegada, en este caso el AZ.

Figura 1: Mapa de localización regional de la zona de estudio (cuadro amarillo, ver detalle en la Figura 11) y las principales estructuras a lo largo de la Cordillera Oriental. Modificado de Bayona et al. (2013).



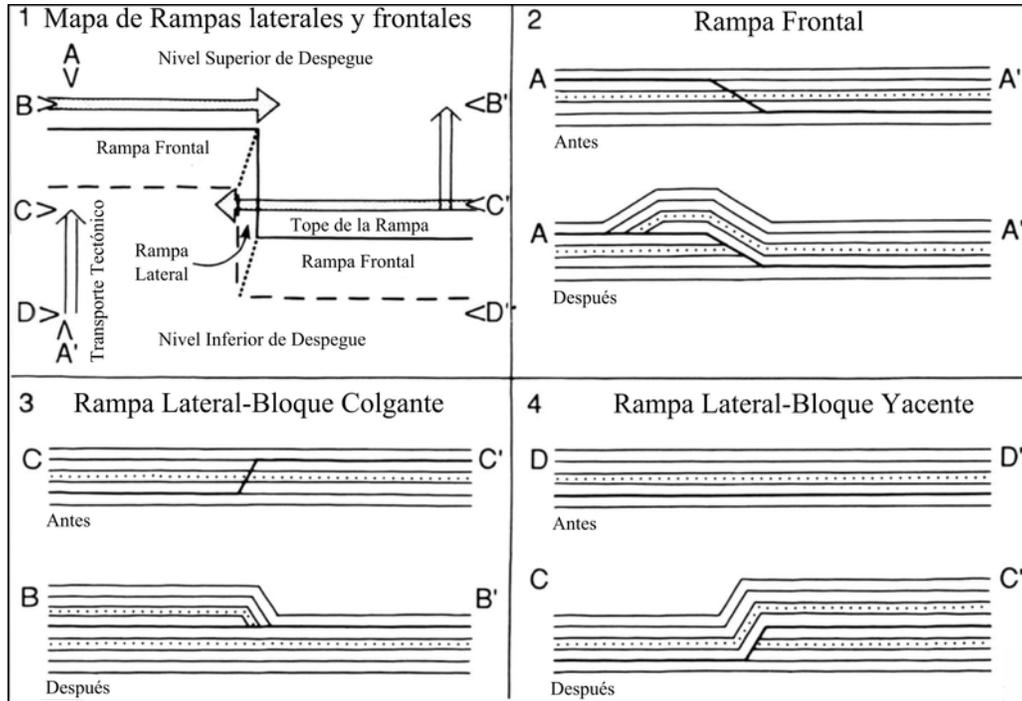
1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El estudio de estructuras curvas dentro cinturones fallados y plegados ha permitido asociar su evolución con factores estructurales y estratigráficos (e.g. Weil et al., 2000). En la sub-cuenca de Cundinamarca se observa curvatura y variación en el rumbo de estructuras que podrían estar vinculadas con rasgos heredados de la cuenca durante la fase transtensiva Mesozoica que abarca desde el Triásico hasta el Cretácico Superior (Maastrichtiano; Sarmiento-Rojas et al., 2006). Uno de estos casos es el AZ, que presenta cambios en el rumbo de su eje axial, con dirección N35°E en el segmento sur, N35°W en su parte central y N35°E en el segmento norte. Se encuentra limitado al este por los Sinclinales de Checua y de Neusa y el Anticlinal de Tausa. Al oeste lo limita el Sinclinal de Rio Frio. En el núcleo se encuentran rocas Cretácicas de la Formación Conejo, mientras que hacia sus flancos aparecen las formaciones Arenisca Dura, Plaeners, Labor-Tierna (Grupo Guadalupe) y Guaduas (Montoya & Reyes, 2003). Estas rocas sedimentarias comprenden el intervalo Campaniano-Paleoceno y varían entre limolitas silíceas con niveles de chert de origen marino hasta secuencias areno-lodosas con mantos de carbón de un ambiente transicional a lacustre. López et al. (1990) determinaron que el núcleo del AZ está compuesto por cuerpos salinos estratiformes y diapiros de edad Valanginiano que generan un régimen distensivo, concluyendo que estos niveles desplazan los ejes de los anticlinales por representar zonas de debilidad. Otros autores han relacionado el desplazamiento del Anticlinal con fallas de rumbo sinestrales (Montoya & Reyes, 2003) o rampas laterales con desarrollo de pliegues por despegue en las secuencias pelíticas del Cretácico Superior (Lozano et al., 2003), sin embargo ninguno de los trabajos realizados previamente ha considerado un enfoque multivariable para explicar la evolución ni la curvatura del AZ y las estructuras adyacentes.

La primer hipótesis de trabajo se basa en el concepto de las zonas transversales, definidas como grupos de conectores laterales, perpendiculares u oblicuos al rumbo de las estructuras y cuya expresión puede ser representada por terminación de las fallas de cabalgamiento y anticlinales de rampa, curvaturas y desplazamientos del rumbo, cambios en el ángulo y dirección de cabeceo, despegues en diferentes niveles estratigráficos, entre otros (Figura 2) (Thomas, 1990). Estas zonas transversales han sido estudiadas y reconocidas en diferentes cinturones plegados y fallados como los Apalaches (Pohn, 2000; Thomas & Bayona, 2002; Bayona et al., 2003). Las zonas transversales pueden tener diversos orígenes dentro de los cinturones y pliegues, ya sea asociado a rampas laterales, fallas transversales y/o estructuras heredadas y reactivadas por procesos de inversión tectónica relacionadas a zonas de transferencia (Thomas, 1990). Recientemente Jiménez et al. (2012), determinaron que la curvatura del Anticlinal de la Hocha y el Sinclinal de Tesalia (Valle Superior del Magdalena) está relacionada a zonas transversales y mo-

vimientos de rumbo de las Fallas de San Jacinto y Chusma.

Figura 2: Esquema de una zona transversal con desarrollo de una rampa lateral. Nótese el control en la extensión de los pliegues con cabeceo (flechas) y fallas. Los cortes A-A', B-B', C-C' y D-D' representan la evolución de la rampa a medida que aumenta la deformación en la dirección de transporte tectónico. Modificado de Thomas (1990).



La segunda hipótesis que se plantea es la relación de las zonas transversales con la presencia de niveles de despegue como cuerpos salinos estratiformes y diapiros. Los niveles de despegue favorecen la deformación diferencial a lo largo del rumbo y son definidos por Macedo & Marshak (1999) como un factor que afecta la geometría y genera curvatura en un sistema orogénico. En el Mar del Norte, Lewis et al. (2013) reconoce la importancia regional de las evaporitas, como un despegue mecánico importante, facilitando el desarrollo de fallas normales y pliegues forzados. En este documento se pretende reconstruir la historia deformativa y cinemática del AZ a partir de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética, secciones estructurales y el tensor de esfuerzos a partir de indicadores cinemáticos (e.g. estrías).

2. JUSTIFICACIÓN

La reactivación de fallas normales y sus rasgos asociados (zonas de transferencia, entre otros) ha sido reconocida dentro de la Cordillera Oriental en diferentes zonas, incluyendo el piedemonte llanero y la zona axial de la cuenca. El desarrollo de zonas transversales (Thomas, 1990) a partir de zonas de relevo y fallas transversales favorecen el control estructural, ya que permiten la formación de diferentes fallas y pliegues bajo un mismo acortamiento, pero con variaciones en la deformación. Otros rasgos generados a partir de las zonas transversales pueden ser la curvatura de las estructuras, cabeceo de los pliegues y el cambio de los despegues en diferentes niveles estratigráficos, todos aparentemente reconocibles en el AZ, tanto sur como norte. Dentro de los mecanismos de deformación también se puede considerar el desarrollo de una tectónica salina que ha afectado el AZ (López et al., 1990) y que favorecería la formación de fallas singenéticas y posgenéticas, reactivadas posteriormente bajo un régimen compresivo. El análisis cinemático y evolutivo del AZ, integrando el concepto de las zonas transversales y los despegues en niveles salinos permitiría conocer los caminos de evolución de la sub-cuenca de Cundinamarca durante la Orogenia Andina y así entender como las zonas transversales controlan el estilo estructural y la cinemática de diferentes estructuras, y de esta forma, reconocer su comportamiento y posible influencia en la migración de hidrocarburos a lo largo de la Cordillera Oriental.

3. OBJETIVOS

3.1. OBJETIVO GENERAL

Determinar la evolución del Anticlinal de Zipaquirá y así los factores que afectan su curvatura mediante el uso de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM), secciones estructurales e indicadores cinemáticos.

3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar un control cartográfico a escala 1:50000 del Anticlinal de Zipaquirá, recolectando datos cinemáticos de estrías, fallas, pliegues, etc.
- Determinar la influencia y el control de las zonas transversales en la geometría de los pliegues.
- Determinar la influencia de los niveles y diapiros salinos en la deformación y curvatura del Anticlinal de Zipaquirá.

- A partir de secciones estructurales reconstruir los eventos que favorecieron el desarrollo de las estructuras curvas.
- Calcular el tensor de esfuerzos y su relación con el Anticlinal de Zipaquirá y las fallas adyacentes a partir de indicadores cinemáticos y la ASM.

4. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

El Anticlinal de Zipaquirá (Sur y Norte) que corresponde con la zona de estudio, se encuentra localizado en el eje axial de la Cordillera Oriental dentro de la Sabana de Bogotá y justo al norte del municipio de Zipaquirá (Figura 1), donde se extiende por cerca de 30 Km en dirección NE. Se encuentra limitado al este por los Sinclinales de Checua y de Neusa, los Anticlinales de Tausa y Nemocón, y la Falla de Sutatausa, mientras que al oeste lo limita el Sinclinal de Río Frio junto con el Sistema de Fallas de Carupa, que afecta la secuencia del Cretácico y pone en contacto las rocas de la Formación Tierna con la Formación Guaduas. Cabe resaltar que autores como McLaughlin & Arce (1975) han considerado el Anticlinal en dos segmentos o partes: El Anticlinal de Zipaquirá Sur que va desde Zipaquirá hasta el embalse de Neusa y el Anticlinal de Zipaquirá Norte que va desde el Embalse de Neusa hasta el sur de Ubaté donde pierde continuidad y no ha sido cartografiado.

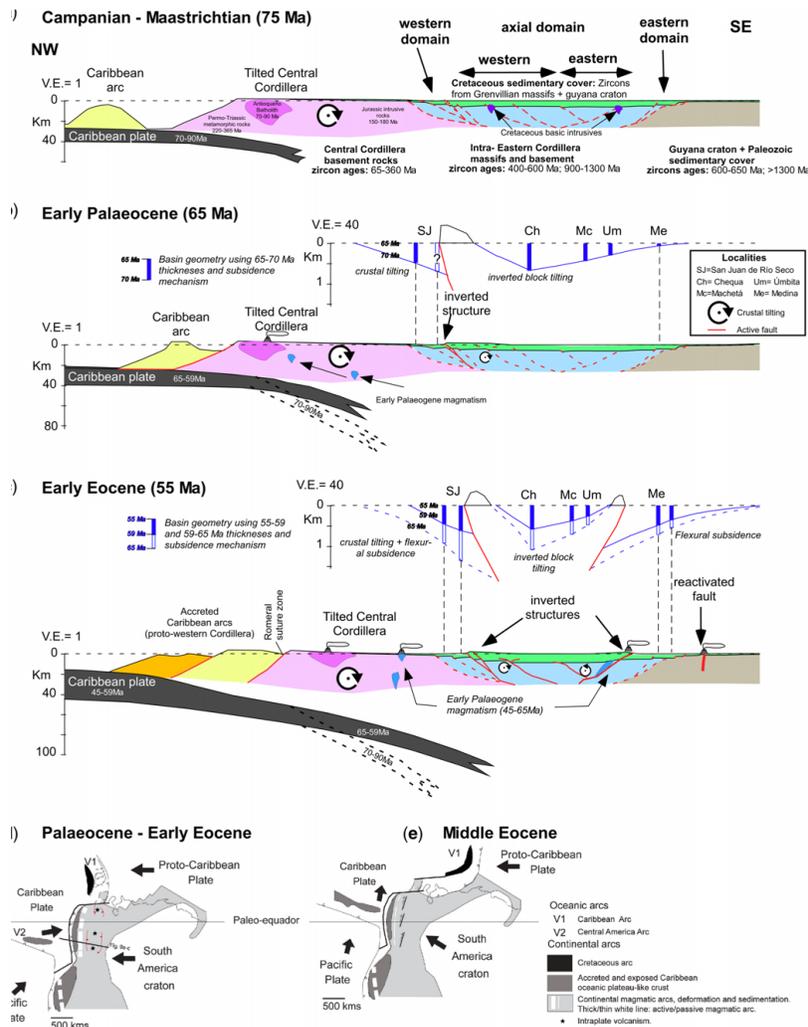
5. GEOLOGÍA REGIONAL

5.1. MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio esta localizada en la sub-cuenca de Cundinamarca, en el eje axial de la Cordillera Oriental (CO), la cual hace parte de los Andes del Norte. En esta zona se presenta la interacción de las placas Nazca, Caribe (ambas de afinidad oceánica) y Suramericana (de afinidad continental), además de numerosas subplacas y bloques tectónicos que presentan una historia geológica evolutiva que puede ser diferente respecto a la tectónica regional (e.g. Bloque Maracaibo). El bloque norandino ha sido afectado por múltiples eventos orogénicos que registran la actividad entre las placas Suramericana, Farallón (Nazca-Cocos) y Caribe al menos desde el Cretácico Superior con la acreción de los terrenos occidentales y la colisión del Plateau Caribe con la margen noroccidental de Suramérica (Kerr et al., 2005). Esta interacción ha sido estudiada y compilada por diferentes autores, los cuales a partir de datos geoquímicos, petrológicos, sísmicos y secciones transversales han integrado una serie de eventos que han dominado la tectónica regional como la colisión tanto del Plateau Caribe como el Plateau Gorgona (Kerr et al., 2005), influenciando el desarrollo de un régimen transpresivo expresado en estructuras regionales como el Sistema de Fallas Cauca-Almaguer, Silvia-Pijao, entre otras. Esta colisión ha sido considerada un factor clave para el levantamiento de la CO, con una configuración de doble vergencia con formación de dos cuencas foreland hacia las margenes oriental (cuenca Llanos) y occidental (cuenca del Valle Medio del Magdalena), lo cual evidencia la estructura y evolución atípica del bloque norandino (Cediell et al., 2003). El inicio de la deformación para la CO ha sido tema de debate los últimos años, sin embargo trabajos recientes han permitido estimar que los primeros pulsos están asociados a la reactivación de fallas normales heredadas del régimen extensivo que fue dominante durante el Mesozoico (Sarmiento-Rojas et al., 2006). Con base en análisis de proveniencia y cambios espacio temporales en las tasas de sedimentación en la zona axial de la CO, Bayona et al. (2013) establecen un modelo de reactivación de fallas, desarrollo de cuencas sin-orogénicas y magmatismo como evidencia de la colisión y subducción de la placa Caribe bajo la placa Suramericana durante el Paleoceno (Figura 3). Para el Eoceno, la reactivación de fallas y el desarrollo de un régimen compresivo a transpresivo fue evidenciado en la parte oriental de la Cordillera Oriental, donde el estilo estructural fue dominado por la formación de abanicos imbricados que fueron erodados y posdatados por rocas del Oligoceno Superior (Corredor, 2003) y en la parte occidental de la CO por el inicio del levantamiento del Anticlinal de los Cobardes, estimado a partir de datos de proveniencia, paleocorrientes y secciones estratigráficas obtenidas en el Sin-

clinal de Nuevo Mundo y que incluyen las Formaciones La Paz, Esmeraldas, Mugrosa, Colorado y Real (Caballero et al., 2010).

Figura 3: (a-c) Secciones transversales corticales que muestran la interacción entre las placas Caribe y Suramericana, la reactivación de fallas y formación de cuencas sin-orogénicas. Durante el Paleógeno se invierte el flanco oeste de la CO, mientras que para el Eoceno la inversión en ambos flancos permite la exposición de rocas Cretácicas (Bayona et al., 2013). (d) y (e) interacción entre las placas Caribe y Suramericana desde el Paleoceno hasta el Eoceno medio. Tomado de Bayona et al. (2013).



Para el Neógeno, se presenta la mayor deformación de la cuenca, con la inversión tectónica de las estructuras normales que limitaban el sistema de rift Mesozoico, incluyendo las fallas de Servitá-Lengupa y Pajarito en el piedemonte oriental (Mora et al., 2010), así como las fallas de Soápage y

Boyacá en la parte axial de la CO, donde han sido consideradas estructuras que afectan basamento (e.g. Kammer, 1996).

5.2. ESTADO DEL ARTE

En el Anticlinal de Zipaquirá, se han llevado a cabo investigaciones orientadas a estudios estratigráficos y de cartografía principalmente, mientras que algunos autores han realizado aportes desde el punto de vista estructural:

Hubach (1957) realiza un análisis estratigráfico de las formaciones que abarcan la cuenca de la Sabana de Bogotá y además establece que ésta es dominada por plegamientos junto con fallamiento y tectónica gravitacional. Los pliegues son generalmente apretados, en algunos casos con sus flancos invertidos y cabeceo.

Julivert (1963) reconoce variaciones en el rumbo del Anticlinal de Chía (prolongación sur del Anticlinal de Zipaquirá?) y segmentación por fallas de rumbo oblicuas que cortan los flancos abruptos de los pliegues, sirviendo de límites en los cuales la estructura esta formada por sectores invertidos y sectores normales. Esta inversión estaría asociada a zonas de debilidad con presencia de arcillolitas y porcelanitas de la Formación Plaeners (Nivel de Plaeners), concepto incluido en Julivert (1963) donde establece 4 mecanismos que influenciaron la evolución de la Sabana de Bogotá: Tectónica de revestimiento, haloquinesis, gravedad y erosión diferencial. Entre estos la haloquinesis es considerada un factor a tener en cuenta, ya que aparece asociada con los anticlinales, sin embargo la ausencia de información en profundidad no permite determinar su verdadera influencia.

McLaughlin & Arce (1975) realizan la cartografía del cuadrángulo K-11 Zipaquirá, donde separan el AZ en dos estructuras: Anticlinal norte y Anticlinal sur, separados por una falla transversal que corre paralela al río Cubillos.

Camargo (1995) realiza un análisis donde define los principales rumbos estructurales, establece lineamientos y fallas con dirección NE-SW que afectan los anticlinales y sinclinales, además de lineamientos importantes con dirección NW-SE que generan la inflexión de rocas del Cretácico Superior, siendo de especial interés aquellos situados al SW del Embalse de Neusa y al NW de Zipaquirá (Lineamiento de Neusa y de Zipaquirá respectivamente), cuyo movimiento es considerado sinistral. Según el autor se propone un esquema de escamación delgada (*thin-skin tectonics*), sin embargo no descarta la presencia de estructuras heredadas como fallas normales, las cuales pudieron

ejercer control en las variaciones de espesor de la cobertera sedimentaria y afirma que tanto la sal como los elementos considerados por Julivert (1963) no son los mecanismos principales que generaron la configuración actual de la Sabana.

Velandia & De Bermoudes (2002) a partir de interpretaciones obtenidas en el procesamiento de imágenes Landsat, sondeos eléctricos verticales, registros de pozo y cartografía geológica pre-existente establecen un modelo estructural en el cual se reconocen fallas longitudinales en dirección NE representadas por cabalgamientos y retrocabalgamientos y fallas transversales de rumbo NW que se relacionan con rampas laterales o fallas de rumbo de movimiento sinistral, las cuales son elementos claves que ejercen un control importante en la tectónica, favoreciendo la formación de bloques que involucran incluso fallas longitudinales. Dentro de estas estructuras transversales sobresale la Falla El Salitre (Lineamiento de Zipaquirá en Camargo, 1995), el cual controla el valle del río Teusaca y atraviesa el sector de Zipaquirá hasta Pacho.

Castro & Lozano (2003) son los únicos autores que han realizado un análisis estructural de la parte central del Anticlinal de Zipaquirá, en el sector del Embalse de Neusa, utilizando información geológica de superficie, datos estructurales y secciones balanceadas, determinando que el Anticlinal de Zipaquirá y los pliegues aledaños son el producto de cabalgamientos, retrocablagamientos y cuñas tectónicas originadas a partir de la tectónica compresiva generada durante la Orogenia Andina, además establecen que la complejidad estructural es producto del alto grado de deformación asociado a dos zonas de despegue en la Formación Chipaque y a rampas laterales.

Montoya & Reyes (2003) realizan la cartografía de la plancha 209 Zipaquirá, que incluye la zona de estudio. Son los primeros en definir la Falla de Neusa como una estructura sinistral que desplaza el eje axial del AZ. Sus resultados difieren en aspectos estratigráficos con la cartografía realizada por McLaughlin & Arce (1975) y la extensión de ciertas fallas en Zipaquirá.

Reyes (2004) integrando datos obtenidos por magnetometría, teledetección e información geológica pre-existente establece a partir de cambios texturales y contrastes del campo magnético las relaciones estructurales de las Fallas de Cucunubá y Chocontá, las cuales forman un “pop-up”, permitiendo deducir una tectónica de escamación gruesa (*thick-skin tectonics*), mientras que en las zonas aledañas las otras fallas se asocian a escamación delgada (*thin-skin tectonics*).

Mojica et al. (2007) a partir de una extensa revisión bibliográfica, análisis estructural basado en publicaciones geológicas locales y regionales, mapas topográficos, imágenes satelitales, entre otros métodos geofísicos, reconocen el patrón de lineamientos NW-SE, los cuales muestran en su historia sub-reciente movimientos verticales acompañados por discretos desplazamientos de rumbo de tipo sinistral. Además proponen la formación de un bloque central romboidal hundido donde la sedimentación Plioceno-Cuaternaria de tipo fluvial a lagunar a sido controlada, dando lugar a espesor variables a lo largo de la Sabana de Bogotá.

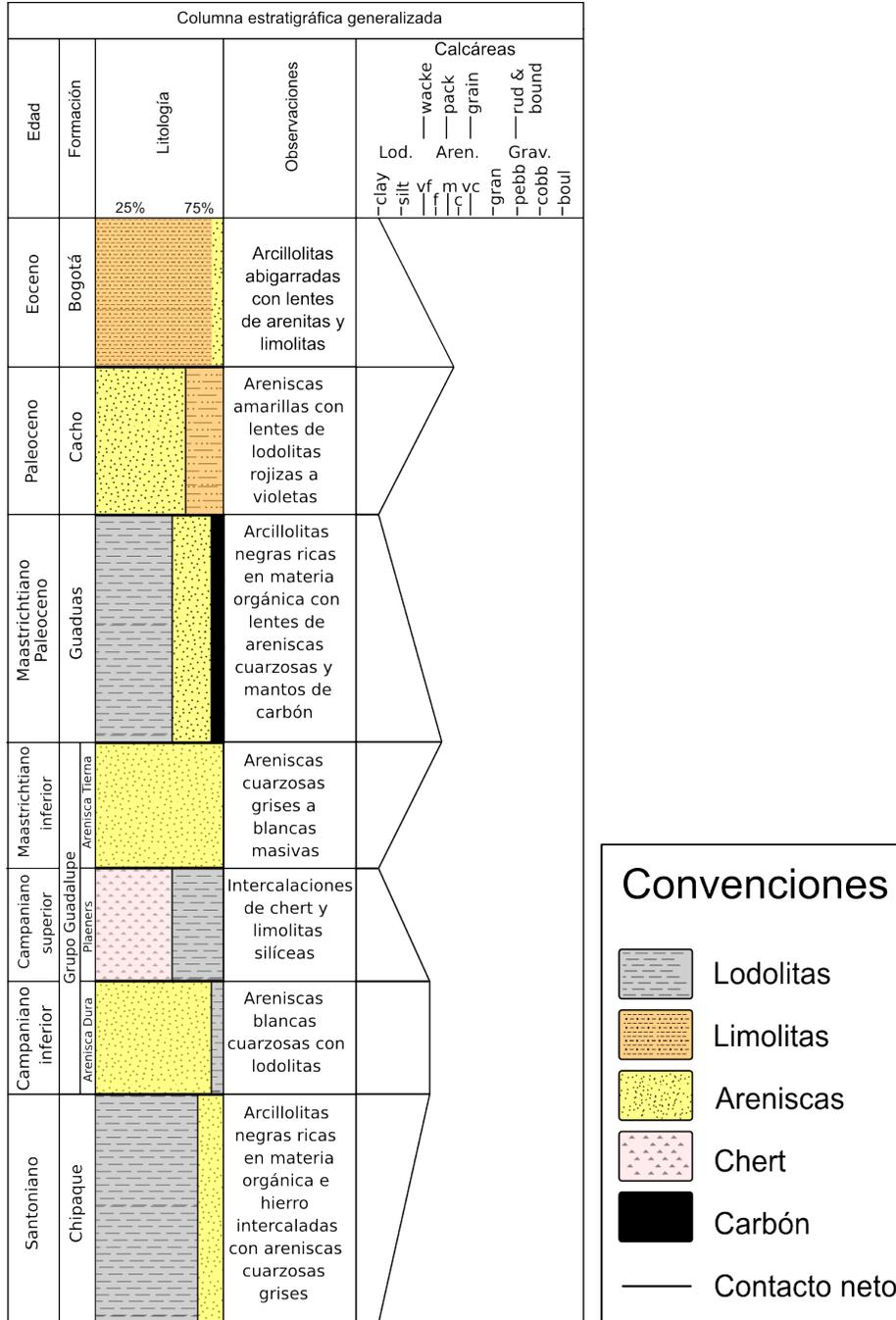
Fierro-Morales & Angel-Amaya (2008) determinan a partir de interpretación de sensores remotos, análisis de fracturas, paleoesfuerzos y sismos históricos y recientes, que la zona que comprende el área de estudio es afectada por estructuras regionales con tendencia NNE-SSW, sin embargo las mayores deformaciones se pueden asociar a un sistema sinistral NW. Este último sistema se superpone a la Orogenia Andina y permite inferir un estilo estructural heredado, transversal a la tendencia NNE-SSW, con movimiento sinistral normal predominante y que podría estar relacionado con una tectónica antigua.

5.3. ESTRATIGRAFÍA

Las unidades litoestratigráficas definidas en la sub-cuenca de Cundinamarca presentan variedad en la nomenclatura, con nombres provenientes de la región de Chiquinquirá y el piedemonte oriental. Es por esto que se decide utilizar la nomenclatura propuesta por Renzoni (1962) para las rocas del Cretácico Superior y Paleógeno (Figura 4) y que son presentadas en la memoria de la Plancha 209 Zipaquirá (Montoya & Reyes, 2003) y cuyo orden de base a techo es:

- Grupo Villeta:
 - Formación Chipaque
- Grupo Guadalupe:
 - Formación Arenisca Dura
 - Formación Plaeners
 - Formación Arenisca Tierna
- Formación Guaduas
- Formación Cacho
- Formación Bogotá

Figura 4: Columna estratigráfica generalizada de la zona de estudio donde se muestran las litologías dominantes para cada formación observadas en campo. Las edades son tomadas de Sarmiento (1992) y Montoya & Reyes (2003).



6. MARCO TEÓRICO

6.1. ESFUERZO Y DEFORMACIÓN

En Geología Estructural, así como en el campo de la Geodinámica, los estudios llevados a cabo parten de la premisa de la causa-efecto que permite definir la historia geológica de una región. Aunque la relación causa-efecto no es necesariamente lineal con la relación esfuerzo-deformación, se pueden establecer parámetros básicos que así lo permitan, tales como campos de esfuerzos homogéneos y desarrollo de fracturas bajo un mismo tensor de esfuerzos, entre otras.

Esfuerzo es definido en términos físicos y para un punto en el espacio como un tensor de segundo orden con nueve componentes y que puede ser equivalente a fuerza por unidad de área con unidades de Nm^{-2} (Gudmundsson, 2011). El vector de esfuerzos en un plano, como todo vector, puede ser resuelto en tres componentes las cuales suelen ser tangeenciales o contenidas en el plano y que mantienen la condición de perpendicularidad entre ellas (Gudmundsson, 2011). La componente normal es referida como el esfuerzo normal al plano y es representada por el símbolo σ , mientras que la componente tangencial está dada por el símbolo τ y es llamada componente de esfuerzo de cizalla o simplemente esfuerzo de cizalla (Gudmundsson, 2011). En términos generales el vector de esfuerzos actúa sobre un plano, mientras que el tensor de esfuerzos actúa sobre un cuerpo de roca.

Debido a que los esfuerzos en cada uno de los planos contenidos dentro de un volumen de roca deben ser compensados (Tercera Ley de Newton) y las magnitudes de los vectores están en función de la orientación, podemos definir una elipse que puede ser extrapolada a tres dimensiones, para lo cual se obtiene un elipsoide de esfuerzos, el cual describe el estado de esfuerzos en cualquier punto en el espacio (van der Pluijm & Marshak, 2004). El elipsoide de esfuerzos está definido por tres ejes perpendiculares entre sí, denominados planos principales y a partir de este concepto se puede describir el estado de esfuerzos de un cuerpo sólo con especificar la orientación y magnitud de los tres principales esfuerzos (van der Pluijm & Marshak, 2004). Cabe resaltar que debido a que los vectores están limitados a un sistema de referencia estático, muchos ejemplos en Geología se ven limitados por mecanismos como rotaciones o traslaciones de los cuerpos, por lo cual se hace más plausible utilizar el **Tensor de esfuerzos** como punto de partida (van der Pluijm & Marshak, 2004). Una vez se haya determinado el tensor de esfuerzos y la relación entre los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 se puede proceder al análisis dinámico.

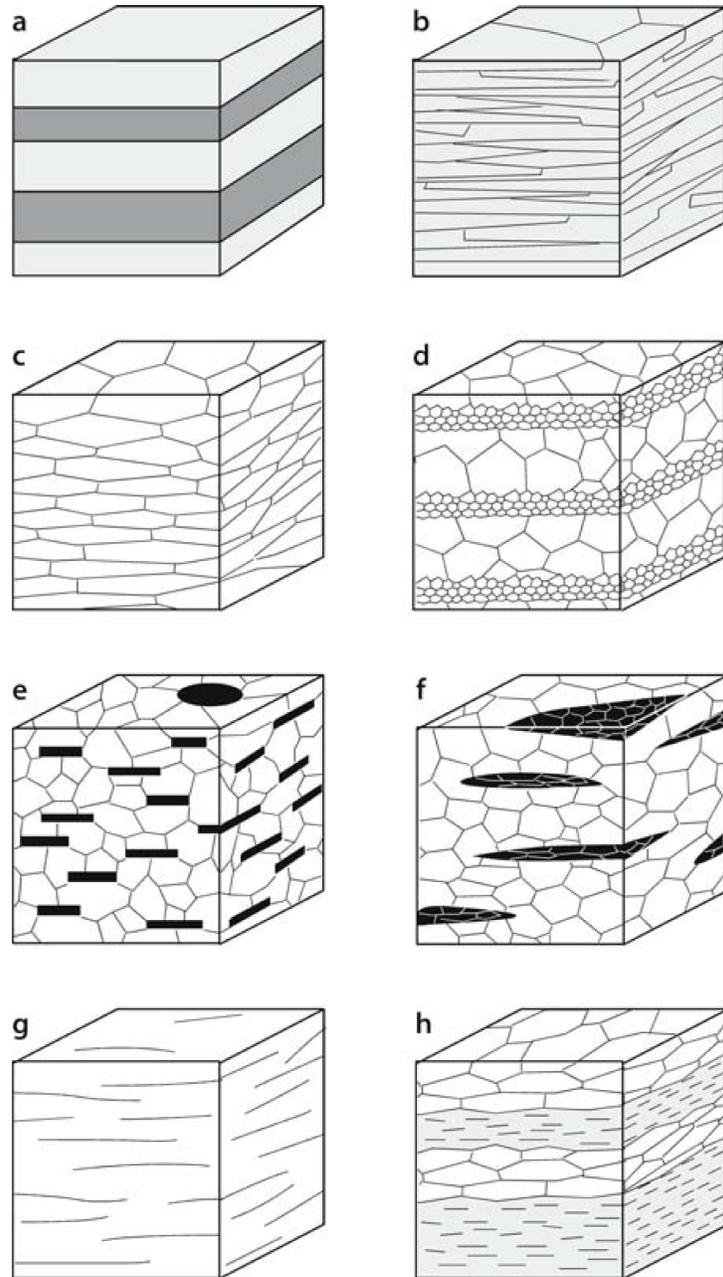
Deformación es definida generalmente como el cambio en la forma de un cuerpo (Fossen, 2010) , sin embargo existen algunas variaciones entre los

términos originales *Deformation* y *Strain*. Debido a que algunos cuerpos de roca pueden ser trasladados o rotados sin ningún cambio interno en su estructura, como pueden ser movimientos a lo largo de planos de fallas, Fossen (2010) plantea dos términos que incluyen ambos casos: deformación de cuerpo rígido (*deformation*) y deformación de cuerpo no rígido (*strain*). En el primer caso se presenta movimiento del cuerpo de roca como un todo sin distorsión o cizallamiento interno y puede incluir traslación y rotación, mientras que el segundo considera mecanismos de deformación interna de la roca como reptación, distorsión, entre otros.

6.2. FÁBRICA DE LA ROCA

La fábrica incluye la configuración espacial y geométrica de todos los componentes que hacen parte de la roca y de la cual hacen parte la textura, estructura y orientación cristalográfica preferencial de los minerales (Passchier & Trouw, 2005). Los componentes de la fábrica son conocidos como elementos de fábrica, los cuales deben ser repetitivos y penetrativos a lo largo de un volumen de roca, siendo expresados de diversas formas, donde las más comunes son las lineaciones y foliaciones (Passchier & Trouw, 2005). En un sentido amplio, la foliación es definida como cualquier rasgo planar que ocurre penetrativamente en un cuerpo de roca (e.g. clivaje, estratificación), mientras que la lineación es definido como un rasgo lineal que ocurre de forma penetrativa (e.g. lineación mineral) (Passchier & Trouw, 2005). De acuerdo a éstas definiciones, se puede considerar que una foliación puede representar por la estratificación en rocas sedimentarias (Figura 5), laminado composicional en rocas ígneas, clivaje, esquistosidad, etc (Passchier & Trouw, 2005). Una lineación puede ser representada por objetos o por la intersección de dos rasgos planares definidos en la roca (e.g. intersección del clivaje y la estratificación). Existen diferentes tipos de fábrica, las cuales se diferencian tanto por su génesis como por las relaciones entre sus componentes. De esta forma se puede considerar una fábrica primaria a la organización de los minerales o granos en una roca sedimentaria justo después de su diagénesis, mientras que una fábrica tectónica se refiere a la configuración en la cual se ha involucrado la deformación de los constituyentes, ya sea de cuerpo rígido o no rígido y hay poco o nada de la fábrica primaria.

Figura 5: Diferentes tipos de fábrica. (a) Capa composicional. (b) Orientación preferencial de minerales planares (e.g. micas). (c) Orientación preferencial de las bordes de los granos. (d) Variación del tamaño de grano. (e) Orientación preferencial de minerales planares en una matriz sin orientación preferencial. (f) Orientación preferencial de agregados minerales lenticulares. (g) Orientación preferencial de microfallas. (h) Combinación de fábricas a, b y c; común en rocas metamórficas. Tomado de Passchier & Trouw (2005).



6.3. ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM)

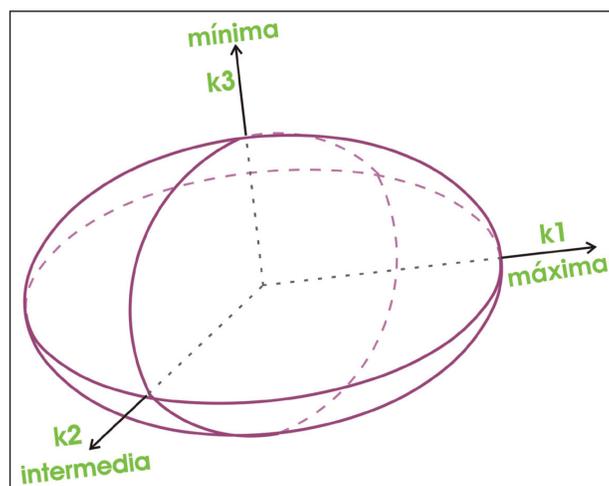
Las propiedades magnéticas de un material se generan por el movimiento de partículas cargadas eléctricamente, por lo cual, cuando un material se expone a un campo magnético, los electrones oscilan hasta producir un momento magnético paralelo al campo al que está expuesto (Caballero, 2010), esto es, en el material se ha inducido una magnetización que es proporcional al campo de exposición y puede ser definida así:

$$M = k \cdot H$$

La intensidad del campo de exposición H es proporcional al campo de inducción magnética B , que es aplicado en instrumentos de laboratorio y medido en Teslas, mientras que la magnetización M , es el momento del dipolo magnético (grado de alineación de los dipolos magnéticos) por unidad de volumen (Caballero, 2010).

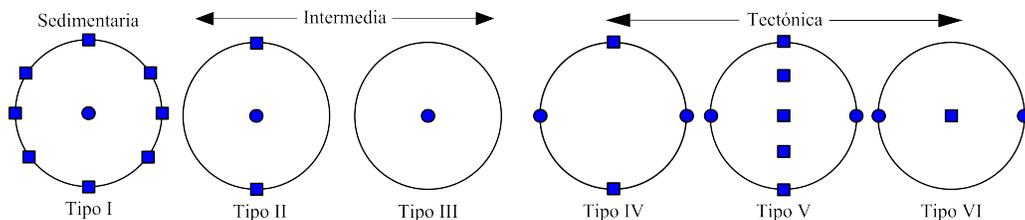
El grado de proporcionalidad k , llamado tensor de susceptibilidad, es definido como un tensor de segundo orden cuyos elementos no diagonales son diferentes de cero (Winkler et al., 1997). Los eigenvalores $k_1 > k_2 > k_3$ son llamados susceptibilidades principales y sus direcciones (eigenvectores) son los ejes de susceptibilidad principales (Winkler et al., 1997; van der Pluijm & Parés, 2002). La Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) es frecuentemente representada de una forma geométrica por un elipsoide, llamado elipsoide de magnitud (Figura 6), en el cual los semi-ejes son proporcionales a los eigenvalores del tensor de la ASM (Winkler et al., 1997).

Figura 6: Elipsoide de magnitud con los tres ejes de susceptibilidad perpendiculares entre sí. Modificado de Caballero (2010).



La ASM esta dada por la contribución total de los constituyentes de la roca, minerales magnéticos dentro de lo cuales se consideran aquellos de comportamiento paramagnético (e.g. filosilicatos, feldespatos), diamagnético (e.g. cuarzo, calcita) y ferromagnético (e.g. magnetita, hematita, goetita) (Caballero, 2010). En la mayoría de rocas pelíticas, la ASM representa la medida de la orientación preferencial de los ejes cristalográficos de los filosilicatos y demás minerales tabulares (Parés & van der Pluijm, 2002). Debido a que a partir de la ASM se obtiene una caracterización rápida y confiable de la fábrica de la roca, ha sido utilizada para realizar comparaciones entre la fábrica magnética y los principales elementos estructurales (Borradaile, 1988; Borradaile & Henry, 1997; Mattei et al., 1999; Parés et al., 1999; Parés & van der Pluijm, 2002; Borradaile & Jackson, 2004; Parés & van der Pluijm, 2004), y así establecer una relación uno a uno entre el elipsoide de deformación y el de magnitud, sin embargo, dependiendo del contexto geodinámico, se pueden obtener situaciones intermedias o totales de correlación, y es así como se ha planteado que las lineaciones magnéticas (Lm), definidas como agrupaciones de K1, pueden ser determinadas por la intersección de dos fábricas planares, o incluso estar orientadas en la misma dirección del eje X de máxima extensión. El significado más obvio de determinar el origen de las Lm es obtener un registro de la ASM para rocas deformadas bajo diferentes condiciones iniciales y así comparar el tensor de la anisotropía magnética y sus ejes con los elementos estructurales (Parés & van der Pluijm, 2002). Si se considera un escenario en el cual existe una relación directa entre la ASM y la tectónica, se esperaría que el k_{max} (K1) sea paralelo a la intersección entre el clivaje y la estratificación, pero a medida que avanza la deformación, éste sería paralelo con la dirección de extensión, debido a que la fabrica primaria de la roca (sedimentaria) sería sobreimpuesta por una fábrica tectónica, lo que implica un desarrollo del eje k_{max} paralelo con el eje de deformación X y por lo tanto la ASM tendría el potencial de registrar el elipsoide de deformación finita (Figura 7) (van der Pluijm & Parés, 2002).

Figura 7: Proyecciones estereográficas que representan diferentes fábricas magnéticas, donde la Tipo I es una fábrica deposicional y a medida que aumenta la deformación se convierte en una fábrica tectónica (Tipos IV, V, VI). K1=cuadrados K3=círculos. Modificado de Robion et al. (2007).



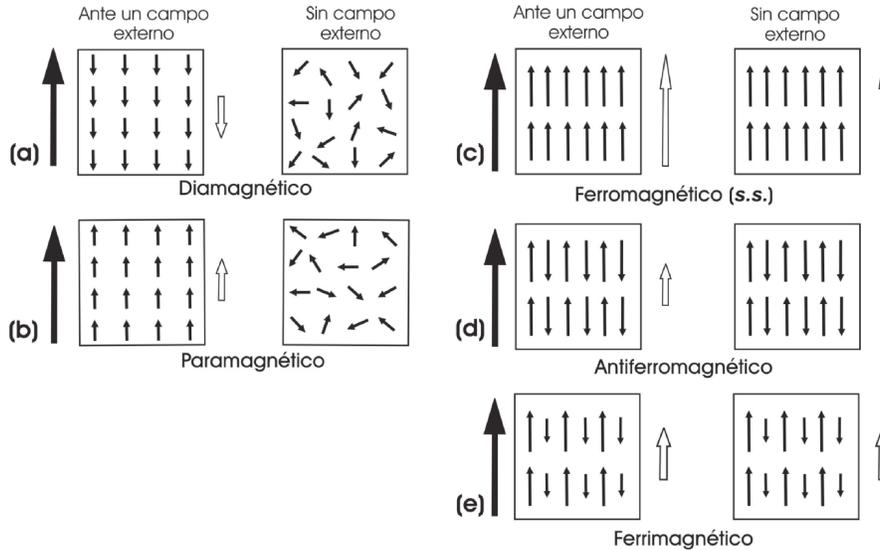
6.4. MINERALOGÍA MAGNÉTICA

Existen tres grandes grupos de minerales que se pueden diferenciar por su comportamiento bajo un campo magnético:

- Minerales paramagnéticos: Caballero (2010) los define como aquellos minerales que al estar expuestos a un campo magnético externo, los espines de sus átomos se orientan paralelos y en el mismo sentido que el campo magnético aplicado (Figura 8). Su susceptibilidad k es positiva y de magnitud baja, pero mayor que los diamagnéticos. Algunos minerales que muestran este comportamiento son: biotita, clorita, anfíboles, piroxenos, olivino, entre otros.
- Minerales diamagnéticos: Son minerales que al estar sometidos a un campo externo se orientan paralelos al campo pero en sentido inverso (Figura 8) (Caballero, 2010); su magnetización es débil y su susceptibilidad k negativa. Los minerales más representativos son: cuarzo, calcita, feldespatos, carbono, material orgánico y la mayoría de los metales.
- Minerales ferromagnéticos: Son minerales que conservan un magnetismo remanente aún en ausencia de un campo externo (Figura 8). El ferromagnetismo se impone al paramagnetismo de tal forma que ante un calentamiento por sobre una temperatura crítica, los materiales ferromagnéticos se comportan paramagnéticamente (Caballero, 2010). Esta temperatura crítica es diferente para cada mineral por lo cual se puede usar como un criterio de reconocimiento de la trama mineral que aporta a la fábrica magnética, y es denominada **Temperatura de Curie**. Los minerales reconocidos por este comportamiento son la magnetita, hematita, pirrotina, goetita, maghemita, entre otros.

Debido a que todos los minerales aportan a la susceptibilidad magnética y a su vez presentan valores muy variados, con desarrollo incluso de fábricas inversas que afectan la interpretación de la ASM, se deben calcular las proporciones de minerales ferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos, con el objetivo de poder obtener interpretaciones correctas (e.g. Rochette et al., 1992; Richter & van der Pluijm, 1994).

Figura 8: Comportamiento de los diferentes minerales magnéticos. Las flechas negras representan el campo magnético aplicado y las vacías la dirección del material sin campo magnético. Modificado de Caballero (2010).



6.5. TECTÓNICA SALINA

El concepto de tectónica salina proviene de la interacción de la “sal” durante la deformación de la roca que la contiene y que involucra flujo y una influencia considerable en el tipo, geometría, localización y/o extensión de las estructuras de deformación que se formen (Fossen, 2010). El término “sal” se ha utilizado en forma amplia para agrupar a los minerales que se forman en condiciones marinas someras por evaporación: halita (principal), yeso (anhidrita), silvina, entre otros (Hudec & Jackson, 2007). Las rocas salinas se caracterizan por la variación en la extensión lateral debido a que necesitan grandes cantidades de salmueras para su formación, además de las condiciones fisico-químicas óptimas, presentes en lugares como cuencas restringidas con poco flujo de agua o por evaporación repentina con poco aporte de agua (Hudec & Jackson, 2007). Debido a que la sal tiene densidad más baja que las rocas sedimentarias ($\rho=2.2 \text{ g/cm}^3$) se considera que a escala de tiempo geológico y bajo tasas de deformación constantes, la sal se comporta de manera viscosa y tiende a fluir bajo la superficie terrestre, proceso denominado haloquinesis (Hudec & Jackson, 2007). Una vez se ha alcanzado el desequilibrio gravitacional por el contraste de densidad entre el cuerpo salino y las rocas de sobrecarga, no es suficiente para que la sal inicie su flujo, debido a que existen fuerzas que limitan su movimiento: Fricción interna y fuerza de la roca de sobrecarga (Hudec & Jackson, 2007). Por lo tanto, deben existir

factores que faciliten el flujo como puede ser: carga diferencial, que corresponde con variaciones en los esfuerzos verticales ejercidos por la roca de sobrecarga sobre las capas de sal y que puede exceder las fuerzas de fricción internas, facilitando el tránsito de los cuerpos salinos a zonas de menores presiones, lo cual permite deducir que incluso en poca profundidad bajo una columna de sedimentos (sin diagénesis), la sal puede iniciar su movimiento bajo la cobertera sedimentaria (Fossen, 2010). Otro mecanismo que permite el flujo de la sal es la carga termal, que inicia por variaciones volumétricas que inducen un cambio de temperatura; de esta forma la sal se expande, se vuelve buoyante y produce convección intrasalina (Hudec & Jackson, 2007). La forma más efectiva para que exista flujo de sal e incluso formación de diapiros está asociada con la liberación de espacio y comportamiento frágil en la parte superior del sistema, provocando un ascenso buoyante de la sal por inversión de densidades (Hudec & Jackson, 2007; Fossen, 2010). Éste proceso es observable comunmente en zonas que han sido afectadas por fallas normales, donde el desplazamiento sobre el bloque colgante (roca de sobrecarga) abre espacios por los cuales el diapiro asciende y corta las rocas suprayacentes (Hudec & Jackson, 2007). Una vez la sal ha iniciado su flujo, ésta controla el tipo, geometría, localización y/o extensión de las estructuras de deformación que se formen (Fossen, 2010). La influencia de la sal durante la deformación depende de su espesor, extensión y posición estratigráfica, el grado de reactivación de fallas de basamento y las propiedades físicas de las rocas que la suprayacen (Fossen, 2010).

Escamas salinas: Una escama o lámina salina (*salt sheet* en inglés) se define como una escama de sal alóctona formada por el flujo lateral desde uno o más diapiros, generalmente en o cerca de la superficie (Fossen, 2010). Hudec & Jackson (2006) establecen cuatro modelos (Figura 9) de emplazamiento de las escamas:

1. **Avance extrusivo:** La forma más simple de este modelo es cuando la sal alcanza la superficie y se expande sobre ésta sin un techo remanente. La sal fluye por gravedad y se mueve a una mayor velocidad en la parte alta del centro de expansión que en la parte frontal, lo cual produce el desarrollo de estructuras como pliegues *roll-over* o recumbentes.
2. **Avance por frente abierto:** Se considera una escama de avance extrusivo que ha sido parcialmente enterrada por un techo lo suficientemente fuerte como para modificar el flujo salino que lo infrayace. Debido a que el nuevo techo ejerce fuerza de fricción sobre la sal en movimiento, ésta puede ser suficiente para deformar las rocas suprayacentes, y las fallas normales o inversas formadas, revelarán la cinemática del flujo interno. La deformación del techo puede ser de tres tipos:

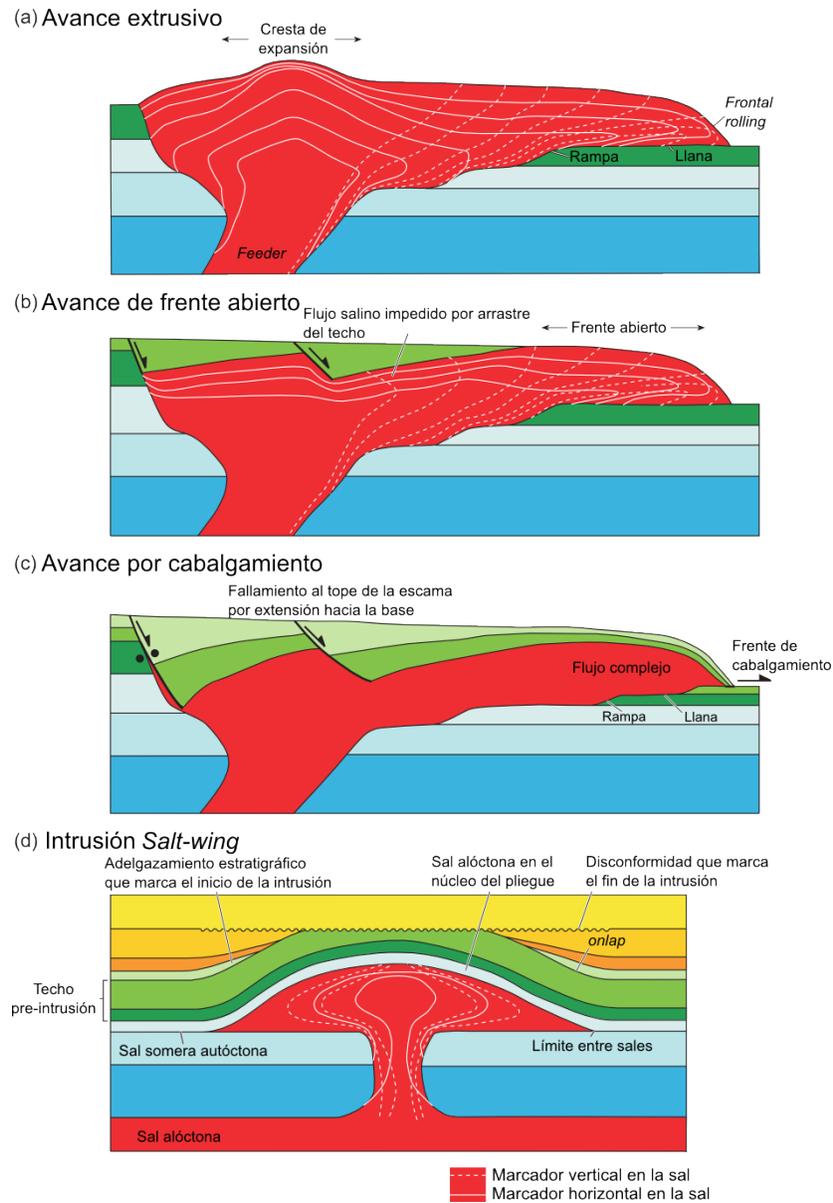
- Sinclinal minicuenca

- Techo progradante
 - Ruptura salina
3. **Avance por cabalgamiento:** Una escama puede avanzar con su techo en el bloque colgante de una falla de cabalgamiento, donde el principal mecanismo es la expansión por gravedad o la tectónica de placas, donde éstos afectan canopis u otras escamas. Debido a que la sal puede actuar como una superficie de despegue, es común la formación de abanicos imbricados en la parte frontal de las margenes pasivas, en cuyo extremo opuesto se forman fallas normales.
 4. **Intrusiones tipo *salt-wing*:** Son intrusiones en forma de cuña que se emplazan a lo largo de horizontes estratigráficos o capas delgadas en la roca encajante.

El emplazamiento de las escamas salinas se puede presentar tanto en margenes pasivas con un estilo estructural dominado por fallas normales con creación de espacios de acomodación y alta sedimentación, así como en cinturones fallados debido a que los mecanismos de formación (expansión gravitacional, acortamiento regional y sedimentación) existen en ambos ambientes tectónicos (Hudec & Jackson, 2006). Esto puede ser explicado ya que en algunas ocasiones, independiente del ambiente tectónico, el factor dominante sobre el desplazamiento y expansión de las escamas salinas es la gravedad y la topografía, una vez que se ha alcanzado la superficie (Hudec & Jackson, 2006) siguiendo alguno de los cuatro métodos de emplazamiento mencionados previamente.

Diversos estudios han demostrado como las escamas salinas y otras estructuras salinas influyen en la deformación de las unidades suprayacentes, teniendo espesores que varían desde pocos metros hasta kilómetros. Por ejemplo Maillard et al. (2003) a partir de modelamiento análogo e interpretación de líneas sísmicas en la cuenca Liguriana (Mar Mediterráneo) demuestran que la presencia de altos de basamento pueden afectar la deformación de la sal que los suprayace, así como de los sedimentos que se depositan sobre la misma. Igualmente reconocen la importancia de zonas de transferencia asociadas al basamento, las cuales pudieron influenciar las estructuras salinas y su distribución a lo largo de la cuenca. Ferrer et al. (2012) realizan un análisis de los diapiros presentes en la cuenca Parentis (Bahía de Biscaya, España) donde prueban la importancia de las estructuras salinas como elementos que ayudan a la amplificación de anticlinales, absorben la deformación y pueden ser reactivados e intruir las secuencias sedimentarias suprayacentes. Lewis et al. (2013) determinan que la distribución y espesor de la sal, especialmente en el bloque yacente, es el principal elemento de control en la unión entre las estructuras que infrayacen y suprayacen los niveles salinos durante el crecimiento de fallas normales.

Figura 9: Representación de los diversos tipos de escamas asociados a tectónica salina. Las líneas blancas representan marcadores de deformación de una grilla rectangular inicial a un tiempo cualquiera. Modificado de Hudec & Jackson (2006).



7. METODOLOGÍA

7.1. FASE DE CAMPO

Se realizaron dos salidas de campo, cada una de 30 días, en las cuales se llevó a cabo la cartografía geológica a escala 1:50.000 de 130 Km² para realizar control tanto estratigráfico como estructural de las formaciones aflorantes. Se definieron los contactos de las diferentes unidades litoestratigráficas y se establecieron los puntos de muestreo para los núcleos de ASM.

7.2. FASE DE OFICINA

Para los análisis de los datos estructurales (fracturas *s.l.*) se utilizó el programa de procesamiento Win-Tensor 5.0.5 (Delvaux & Sperner, 2003). Para la inversión de los datos se utilizó el método de diedros rectos mejorado y de optimización rotacional propuestos por Delvaux & Sperner (2003) e integrados en Win-Tensor (explicación a continuación). Las secciones transversales se construyeron con información estructural tomada en campo y complementada con los trabajos cartográficos realizados previamente por McLaughlin & Arce (1975) y Montoya & Reyes (2003).

Método de Diedros Mejorado El método de diedros fue desarrollado por Angelier & Mechler (1977) con el objetivo de determinar las posibles orientaciones de los esfuerzos σ_1 y σ_3 . Éste método está basado en la orientación de una grilla de referencia predeterminada. A partir de los datos iniciales, los cuadrantes de extensión y compresión son calculados de acuerdo a la orientación de los planos de falla, sentido de movimiento y rasgos lineales de movimiento. Los valores son plotados en la grilla de referencia y todas las orientaciones que caen en el cuadrante de extensión se les asigna un valor de conteo de 100 % mientras que aquellos valores que caen en el cuadrante de compresión son asignados con el valor de conteo de 0 %. Posteriormente los valores de conteo son sumados y divididos por el total de datos introducidos. El total de valores de conteo para una falla define una red de conteo. La grilla resultante del promedio de valores de conteo para un subconjunto de datos forma un promedio para las redes de conteo. Las posibles orientaciones de σ_1 y σ_3 son estimadas por la orientación promedio de la red de conteo que tienen valores de 0 % y 100 % respectivamente. Debido a que éste método no tiene en cuenta el criterio de fracturamiento de Coulomb, se utiliza como análisis preliminar complementado con el método de optimización rotacional. El método de diedros mejorado desarrollado por Delvaux & Sperner (2003) y que se realiza en Win-Tensor, agrega al método inicial:

- El cálculo del radio de esfuerzo (R).

- El uso complementario de fracturas de tensión y compresión.
- La aplicación de un test de compatibilidad para la selección de datos y la determinación de subconjuntos usando la desviación de conteo.

Método de Optimización Rotacional Los métodos de inversión están basados en la prueba de diferentes tensores de esfuerzos con la ayuda de una función para separar aquellos datos que no corresponden con el tensor hallado. En principio, todos los rasgos de orientaciones de los esfuerzos principales y el radio de esfuerzo R son probados para encontrar el mínimo valor por medio de una búsqueda de grillas y cuyo objetivo son aquellos resultados en los cuales los tres esfuerzos sean ortogonales, lo cual lleva a una gran variedad de soluciones que corresponden con los datos introducidos. Delvaux & Sperner (2003) desarrollaron el método de Optimización Rotacional para que la inversión de los datos sea más directa, para lo cual utiliza el procesamiento previo obtenido a partir del método de diedros rectos mejorado. Debido a que ya se habían obtenido las orientaciones de los esfuerzos por el método de diedros, la grilla de búsqueda para la inversión de los datos es menor. Determinar el tensor de esfuerzos a partir del procedimiento de la Optimización Rotacional consiste en una búsqueda de grillas 4D que involucra rotaciones sucesivas del tensor alrededor de los tres ejes de esfuerzos principales (σ_1 , σ_2 y σ_3) y probar a su vez el radio de esfuerzo (Delvaux & Sperner, 2003). En cada eje de esfuerzos, el ángulo de rotación es establecido en el punto en el cual el valor de error es menor. Éstos valores mínimos se obtienen tomando el valor mínimo de una curva de regresión polinomial ajustada a los resultados de cada test, en una representación gráfica donde el ángulo de rotación es la abcisa y el valor de error es la ordenada. El tensor es rotado de acuerdo a éstos valores y se repite este procedimiento para los siguientes ensayos hasta encontrar la solución al tensor apropiado.

Discriminación de datos cinemáticos El tensor de paleoesfuerzos se obtiene para el total de datos introducidos, sin embargo los datos cinemáticos de fallas y fracturas (*s.l.*) no pertenecen a un campo homogéneo y todas las fracturas se formaron bajo el mismo campo de esfuerzos. Existen múltiples limitaciones naturales asociadas a éstas variaciones:

- Campo de esfuerzos heterogéneo
- Anisotropía pre-existente
- Interacción entre fallas, en especial en ambientes transcurrentes
- Rotación de bloques
- Múltiples eventos deformativos

Debido a éstas limitaciones, se deben separar los datos cinemáticos en subconjuntos. Win-Tensor permite separar los datos teniendo en cuenta una

desviación máxima de 30°. La separación es realizada a medida que se realiza la inversión de los datos por el método de Optimización Rotacional. Los valores que son separados en el primer cálculo son re-utilizados para calcular un nuevo tensor de esfuerzos y así sucesivamente hasta utilizar el total de los datos. Cabe recordar que el software permite la integración de datos de fallas, diaclasas, planos de cizalla, lineaciones, etc, asignando un valor de peso a cada tipo de dato dependiendo de su orientación y de la calidad del dato.

7.3. FASE DE LABORATORIO

Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) Para la medición de la ASM se escogieron 20 sitios de muestreo distribuidos en los flancos del AZ, en el bloque yacente y colgante de la Falla de Neusa, en el Lineamiento de Zipaquirá y en el flanco este del Sinclinal de Checua. Los núcleos fueron tomados en rocas de las Formaciones Chipaque, Plaeners, Guaduas y Cacho. Por cada estación se tomaron entre 7 y 17 núcleos orientados con un corazonador Pomeroy y perforados con un taladro portátil a gasolina. Posteriormente los núcleos fueron cortados a un tamaño estándar de 2.4 cm x 2.2 cm. Las mediciones de la ASM se llevaron a cabo en el Instituto de Geofísica (IAG) de la Universidad de Sao Paulo (USP) en un susceptibilímetro Kappabridge MFK1-FA Multifunction (AGICO), que funciona con tres frecuencias de 976, 3904 y 15616 Hz. La sensibilidad mínima es de 2×10^{-8} (SI), apto para muestras con fábricas magnéticas débiles. El instrumento cuenta con un sistema de compensación de deriva térmica que mantiene un punto de equilibrio y no permite que existan variaciones en la medida de la susceptibilidad. Los núcleos son introducidos en un holder automático que rota el espécimen en tres posiciones diferentes con el objetivo de obtener tres ejes perpendiculares que definen el elipsoide de magnitud. Los ejes de susceptibilidad así como los diferentes parámetros son calculados de acuerdo al procedimiento de Jelinek (1978) y son visualizados en el software Anisoft 4.2 para su posterior análisis.

Reconocimiento de la mineralogía magnética Debido a que la ASM mide el grado de orientación preferencial de los ejes largos y cortos de la magnetita en roca con una fábrica dominada por una fracción ferromagnética y la orientación cristalográfica preferencial del plano basal de los filosilicatos, es necesario establecer que minerales forman la fábrica magnética y determinar así su contribución en la ASM (Richter & van der Pluijm, 1994). Se han propuesto varias metodologías para conocer los minerales ferromagnéticos por lo cual se utilizó el procedimiento propuesto por Lowrie (1990) y explicado a continuación:

– **Desmagnetización Termal del Magnetismo Remanente Isothermal (*IRM Thermal Demagnetization*):**

Descrita por Lowrie (1990), se utiliza para interpretar la mineralogía ferromagnética en núcleos orientados. Debido a que el reconocimiento de la trama ferromagnética a partir de la temperatura de Curie puede llevar a complicaciones por diversos factores (sensibilidad de los instrumentos, baja concentración de minerales ferromagnéticos o rocas con magnetización débil), es necesario utilizar otra propiedad de los minerales magnéticos que es la coercividad, definida como la intensidad del campo magnético que es necesaria para que un mineral pierda su energía de anisotropía y cambiar el momento de la partícula o sea llevada hasta cero (Kono, 2007). Existen minerales de alta, media y baja coercividad (e.g. hematita, pirrotina y magnetita respectivamente). Todos los minerales ferromagnéticos difieren tanto en la coercividad como en su temperatura de Curie (Tabla 1, Anexos), por lo cual integrar ambas propiedades en un método es clave para llevar a interpretaciones correctas. Lowrie (1990) propone aplicar tres campos magnéticos ortogonales entre sí, a lo largo de los ejes x , y y z para saturar las fracciones con coercividad débil, media y alta respectivamente. Para ello se utilizó un magnetizador de pulso MMPM 10 en la Laboratorio de Paleomagnetismo del IAG en Sao Paulo (Brasil), aplicando campos de 0.12, 0.6 y 2.7 T en los ejes x , y y z respectivamente. Una vez se saturó la magnetización de los minerales se procedió a realizar una desmagnetización térmica en un desmagnetizador TD48 (ASC Scientific), con temperaturas que van desde 100° C hasta 690° C, ésta última siendo la temperatura de Curie de la hematita y la máxima para los minerales ferromagnéticos conocidos. A medida que se va desmagnetizando la muestra, se mide la magnetización remanente utilizando un Magnetómetro 755 – 4K (2G Enterprises) que utiliza el principio de superconductancia (*SQUIDS: Superconducting Quantum Interference Device*), realizando las mediciones en un ambiente controlado y aislado del campo magnético terrestre. Además los dispositivos de medición deben estar por debajo de los 4 K (temperatura crítica para alcanzar la superconductividad), lo cual se logra inyectando helio al contenedor de los dispositivos. Éste aparato es especial para medir magnetización en rocas sedimentarias muy débiles con valores del orden de 10^{-8} . Una vez se ha desmagnetizado la muestra se procede a realizar las gráficas de las diferentes fracciones contra la temperatura y así determinar la mineralogía ferromagnética presente en la roca.

8. RESULTADOS

8.1. CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Con base en las dos salidas de campo realizadas al AZ y zonas aledañas, se realizaron modificaciones a la Plancha 209 y al Cuadrángulo K-11, dando como resultado la cartografía geológica presentada en la Figura 10. De acuerdo a las observaciones, el AZ fue dividido en dos sectores estructurales: Anticlinal de Zipaquirá Norte (AZN) y Anticlinal de Zipaquirá Sur (AZS) siguiendo lo propuesto por McLaughlin & Arce (1972). Las unidades aflorantes en el área de estudio para ambos dominios son:

1. Formación Chipaque (K2c):

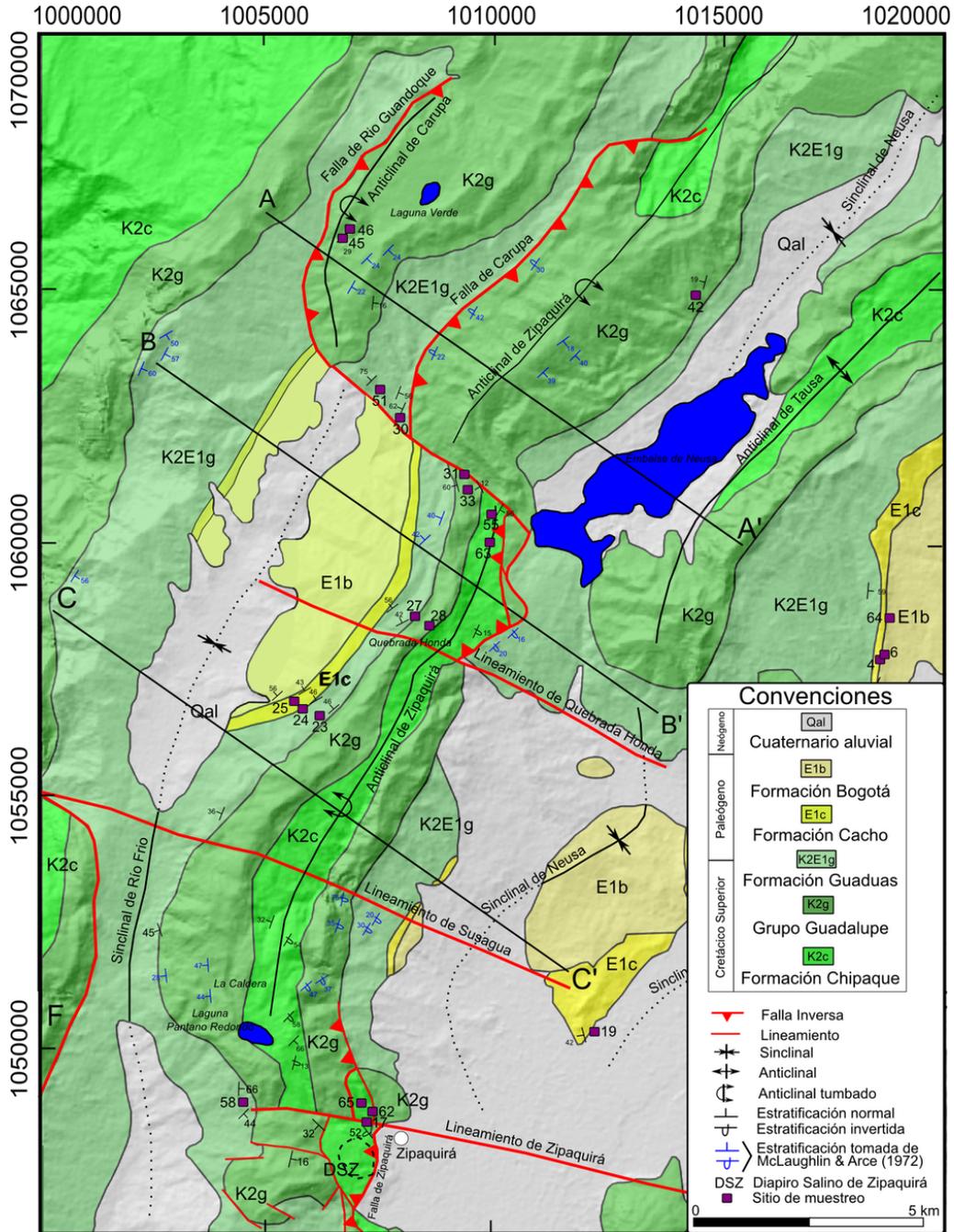
La presencia de la unidad es mayor en el núcleo del AZS, donde aparece en contacto fallado y normal con rocas del Grupo Guadalupe. Los afloramientos son remanentes de antiguas canteras, donde se explotaban arenitas cuarzosas, grises, con cemento silíceo, mineralizadas con hematita botroidal de tipo supergénica, en capas de hasta 1.5 m, e intercaladas con lodolitas y limolitas grises a negras en capas de 10 cm (Figura 11).

En la memoria de la Plancha 209 Zipaquirá, Montoya & Reyes (2003) definen cuatro segmentos que presentan variaciones sedimentológicas importantes:

- Segmento A: Constituido por 80 m de arcillolitas gris oscuras con gran cantidad de micas y presencia de restos de troncos y carbón. Hacia la parte superior se observan concreciones ferruginosas.
- Segmento B: Horizonte silíceo de 15 m que forma relieve; hacia la base se presentan intercalaciones de limolitas silíceas (7 m) de color gris oscuro, dispuestas en capas delgadas planas, paralelas y continuas en donde es común encontrar amonitas.
- Segmento C: Con un espesor de 540 m, se encuentra cubierto en un 80 %, pero la morfología revela la presencia de material arcilloso y arenoso.
- Segmento D: Está dominado por la presencia de niveles arcillosos, es el segmento más arenoso, se presentan intercalaciones limolíticas y arenosas con intervalos arcillosos. El espesor es de 392 m. Las arcillolitas están dispuestas en bancos de varios metros con laminación interna plana paralela. En los bancos arenosos se presentan areniscas dispuestas en capas medias y gruesas con contactos ondulados y continuos, intercaladas con capas de limolitas

y arcillolitas. En general las areniscas presentan laminación flaser o son macizas.

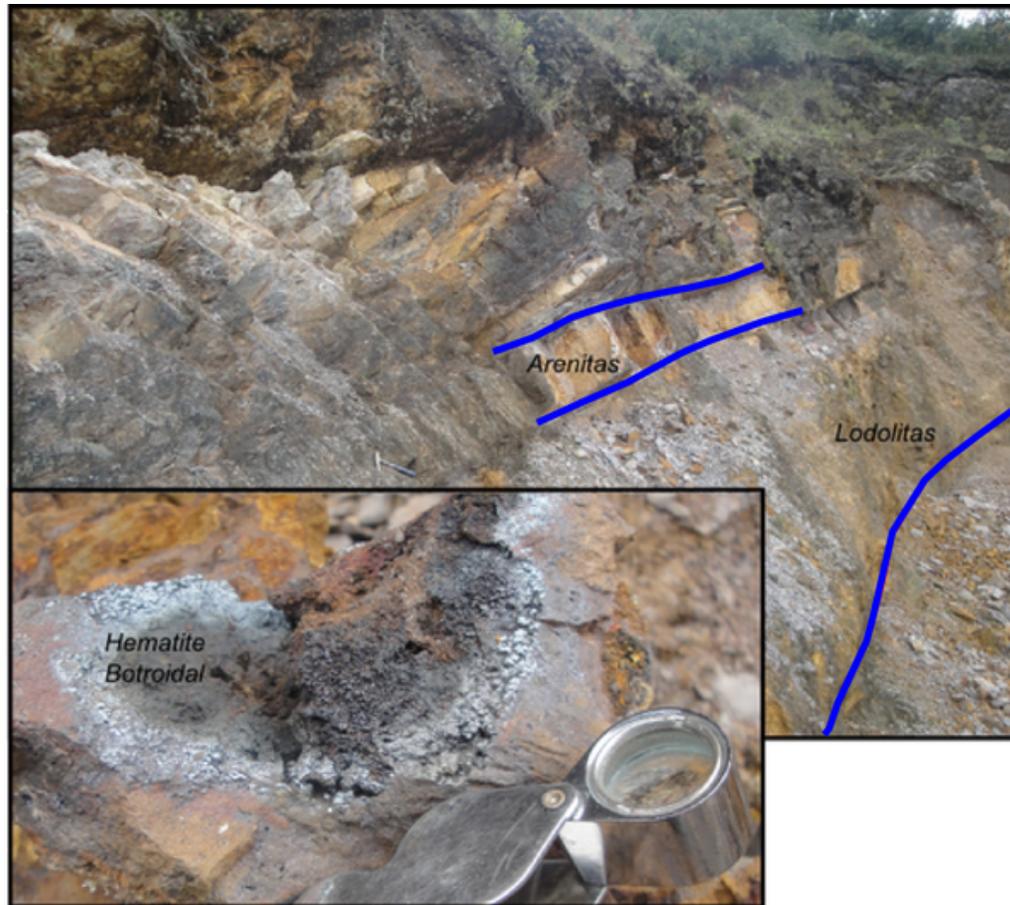
Figura 10: Mapa geológico de la zona de estudio. Se muestran las principales estructuras, la localización de las secciones transversales y los puntos de muestreo para ASM. Modificado de Montoya & Reyes (2003).



McLaughlin (1972) reporta la presencia de niveles ricos en hierro en rocas de la Formación Chipaque asociadas con horizontes salinos, y reconoce dos tipos de rocas contenedoras de hierro, dentro de las cuales resaltan las arenitas cuarzosas y limolitas con cemento ferruginoso (hematita), las cuales pudieron ser reconocidas en el sector sur de La Caldera, donde la secuencia está formada por niveles potentes de arcillolitas y lodolitas grises oscuras a negras en capas de hasta 4 m de espesor, junto con niveles de arenitas grises oscuras de grano fino con moscovita y materia orgánica.

Montoya & Reyes (2003) definen que la Formación Chipaque supra-yace a la Formación Une en contacto neto (no visible en la zona de estudio) y concordante y lo marca la aparición de un paquete de 80 m de lodolitas, mientras el contacto superior con la Formación Arenisca Dura es gradual y concordante y le asignan una edad Santoniano a la parte superior. En el trabajo de cartografía, Montoya & Reyes (2003) establecen que la Formación Conejo es equivalente a los segmentos C y D de la Formación Chipaque, por lo cual en este trabajo se decidió usar la Formación Chipaque para las rocas que subyacen al Grupo Guadalupe.

Figura 11: Afloramiento representativo de la Formación Chipaque en una cantera de hierro abandonada. En la parte inferior se observa la hematita botroidal que era extraída como mineral de hierro.

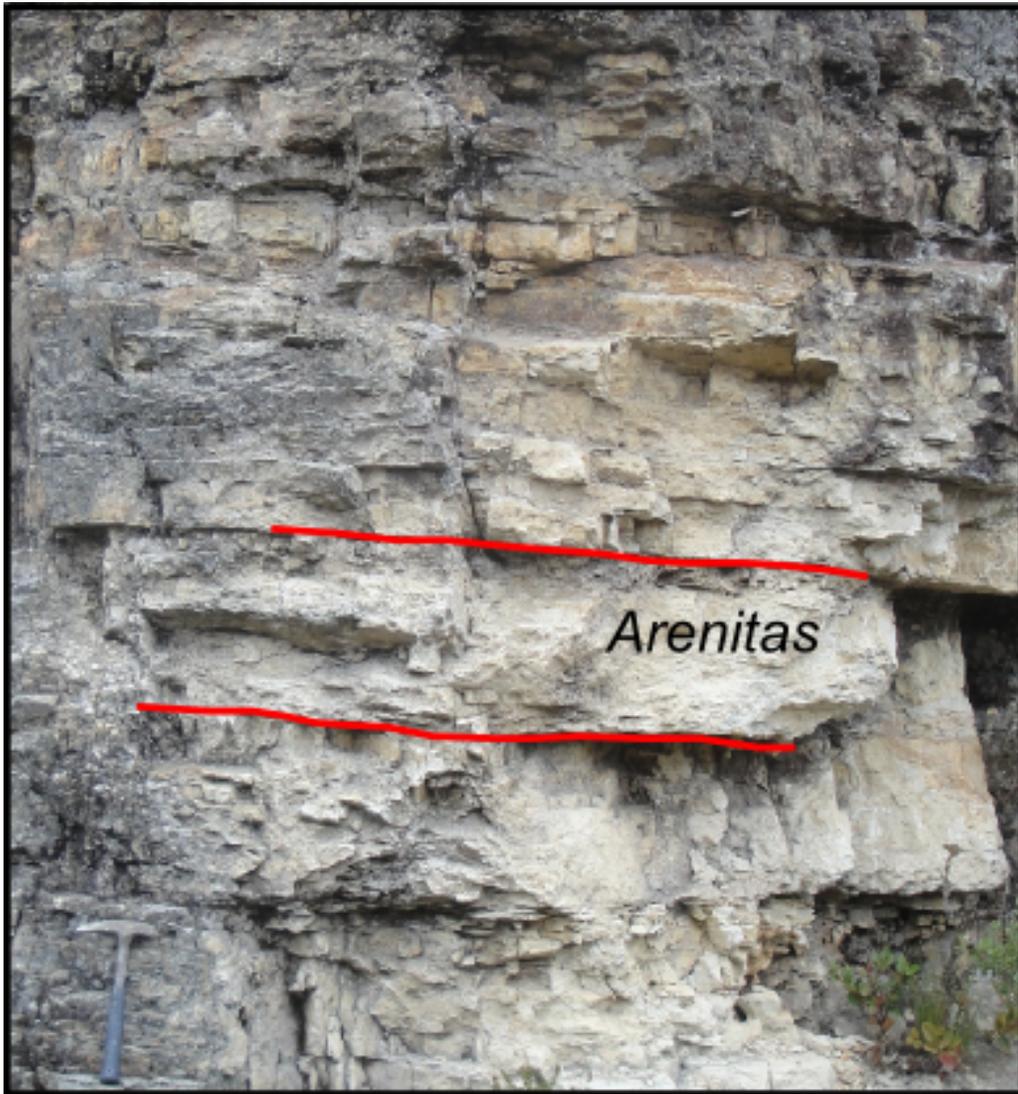


2. Grupo Guadalupe (K2g): Dentro del AZ hace parte de las mejores exposiciones, siendo importante en el núcleo del AZN, los flancos del AZS y el sector de río Guandoque. Hubach (1957) denomina Formación Guadalupe a dos conjuntos reconocibles a lo largo de la Sabana de Bogotá, donde el primero está dividido en tres horizontes: Arenisca Tierna, Plaeners y Arenisca Dura (Guadalupe Superior en McLaughlin & Arce, 1975), mientras el segundo conjunto lo denomina Guadalupe Inferior y está constituido por arcillolitas ferruginosas con intercalaciones de areniscas cuarzosas. Perez & Salazar (1978) realizan una discusión amplia sobre la nomenclatura y realizan una revisión estratigráfica, adoptando y modificando la nomenclatura propuesta por Renzoni (1962), en la cual el Grupo Guadalupe se subdivide en las formaciones (de base a techo): Arenisca Dura, Plaeners, Arenisca de Labor y

Arenisca Tierna. En este trabajo se utiliza la nomenclatura propuesta por Perez & Salazar (1978), integrando la Arenisca de Labor con la Arenisca Tierna en una sola unidad. En la zona de estudio el conjunto inferior arcilloso de Hubach (1957), denominado por McLaughlin & Arce (1975) como Guadalupe Inferior y que aflora en el núcleo del AZS es denominado como Formación Chipaque, tal cual se propone en Montoya & Reyes (2003), por lo cual es ausente en esta sección. A continuación se realiza la descripción de los rasgos encontrados para cada unidad:

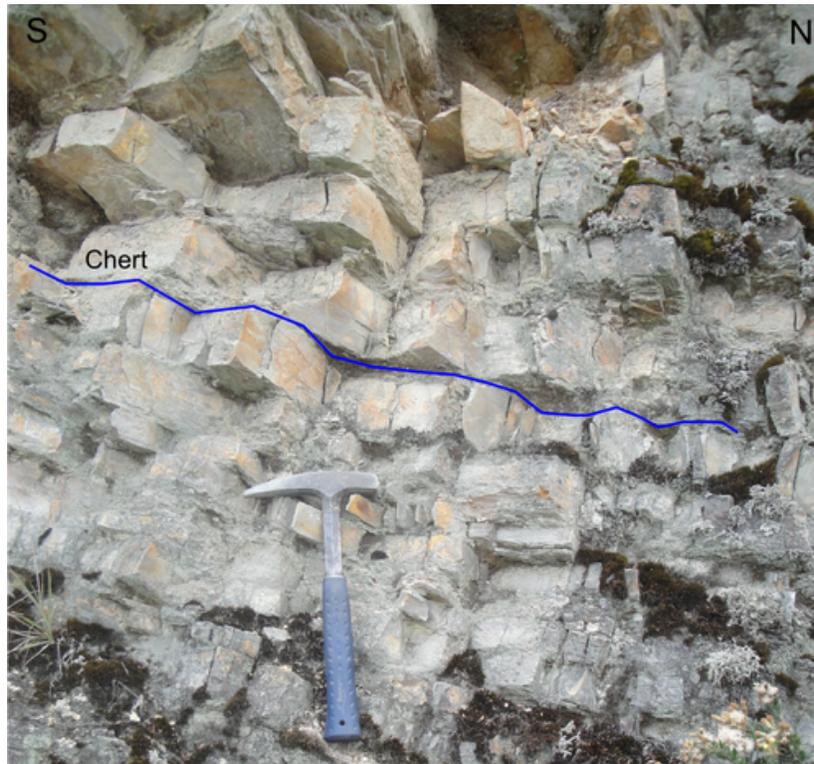
- Formación Arenisca Dura (K2d): Hace parte del núcleo del AZN y los flancos del AZS. Está compuesta por niveles de arenitas blancas, masivas, de grano muy fino a fino, principalmente cuarzosas y con cemento silíceo, en capas de hasta 1.7 m. En menor proporción lodolitas grises a blancas con fracturas rellenas por óxidos de hierro, en capas que alcanzan espesores de 2 m hacia la base de la secuencia. En los alrededores de Zipaquirá se observan niveles de arenitas grises a blancas, de grano muy fino, friables, que pasan a limolitas cuarzosas con intraclastos de cuarzo. En cercanías a la Laguna de Pantano Redondo dominan arenitas blancas, friables, de grano muy fino a fino con láminas de moscovita en capas que varían desde 10 cm hasta 1 m (Figura 12).

Figura 12: Afloramiento con predominio de areniscas típico de la Formación Arenisca Dura. Sector de la Caldera, AZS.



- Formación Plaeners (K2p): Aflora en los flancos del AZ, presentando intercalaciones de chert, porcelanitas y limolitas silíceas en capas tabulares que alcanzan los 15 cm de espesor, con presencia de foraminíferos bentónicos. En el Alto del Águila, al noroeste de Zipaquirá se observan bancos de arenitas silíceas de grano fino en capas tabulares que alcanzan un espesor de 2 m. En el río Guandoque afloran arenitas grises de grano fino con cemento silíceo e intraclastos y lodolitas con laminación ondulosa, pasando hacia el tope a capas de chert con lodolitas silíceas (Figura 13).

Figura 13: Niveles de chert con algunas capas centimétricas de lodolitas, sector río Guandoque.



- Formación Arenisca Tierna (K2t): Esta unidad es reconocible en los flancos del AZ donde genera zonas con pendientes abruptas y cuchillas. Está dominada por niveles potentes de arenitas de grano fino a medio con presencia de *duricrust* ferroso en capas tabulares. En la vía Zipaquirá-Pacho afloran en la vereda Ventana Larga, donde presentan capas tabulares a prismáticas de arenitas cuarzosas grises masivas con arenitas blancas, friables en espesores de hasta 40 cm (Figura 14).

El Grupo Guadalupe se encuentra generalmente en contacto neto con la infrayacente Formación Chipaque y la Formación Guaduas que la suprayace. En cercanías a Zipaquirá debido a la complejidad estructural se observan múltiples cuñas en las cuales aparece en contacto fallado con las formaciones Guaduas y Chipaque. Montoya & Reyes (2003) a partir de correlaciones estratigráficas determinan que el límite inferior del Grupo (Formación Arenisca Dura) es de edad Santoniano-Campaniano, mientras que el límite superior (Formación Arenisca Tierna) es de edad Maastrichtiano superior.

Figura 14: Niveles de arenitas blancas en capas tabulares aflorantes en el flanco oeste del AZS.



3. Formación Guaduas (K2E1g):

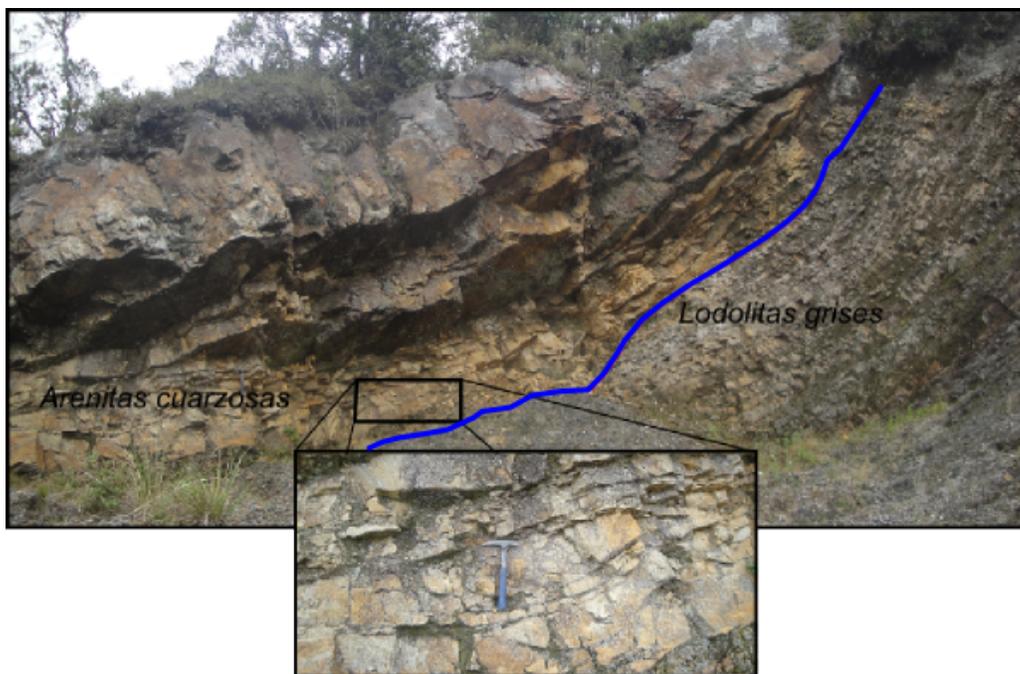
En la Sabana de Bogotá, Hubach (1957) la divide en tres conjuntos, de los cuales el superior está formado por arcillolitas rojizas, azulosas, verdosas y moradas con mantos de carbón inexplotables, el medio por la presencia de areniscas y arcillolitas grises compactas carbonáceas, y finalmente el inferior formado por arcillolitas grises-oscuras con presencia de amonitas y bivalvos.

Su presencia es notable en el núcleo del Sinclinal de Río Frío, los flancos del AZ y al oeste de Cogua donde forma zonas de pendientes suaves. Las mejores exposiciones se presentan en la vereda Quebrada Honda (flanco oeste del AZS), donde se reconocieron los siguientes segmentos:

- Sector mina Don Claudio: Se observa una secuencia de arenitas grises cuarzosas de grano medio a fino, masivas, con cemento silí-

ceo y moscovita, en capas con estratificación cubetiforme (Figura 15), intercaladas con lodolitas grises a marrón rojizas con alto contenido de materia orgánica en capas de hasta 20 cm. Hacia el tope de la sección aumenta el espesor de las arenitas, que pasan a ser blancas y anaranjadas, cuarzosas, de grano medio a fino con cemento ferruginoso, estratificación cubetiforme en capas potentes de hasta 2 m. Hay presencia de mantos de carbón que son explotados a la actualidad.

Figura 15: Intercalaciones de lodolitas ricas en materia orgánica y arenitas cuarzosas con estratificación cubetiforme. Afloramiento en el flanco oeste del AZS, mina de carbón Don Claudio.



- Carreteable a Cogua: Intercalaciones de lodolitas grises con laminación ondulosa, con lentes de arenitas cuarzosas blancas. También capas de arenitas blancas, cuarzosas con cemento silíceo de grano fino. Hacia la base de la secuencia aparecen niveles potentes de lodolitas negras masivas sin laminación interna con presencia de mantos de carbón.

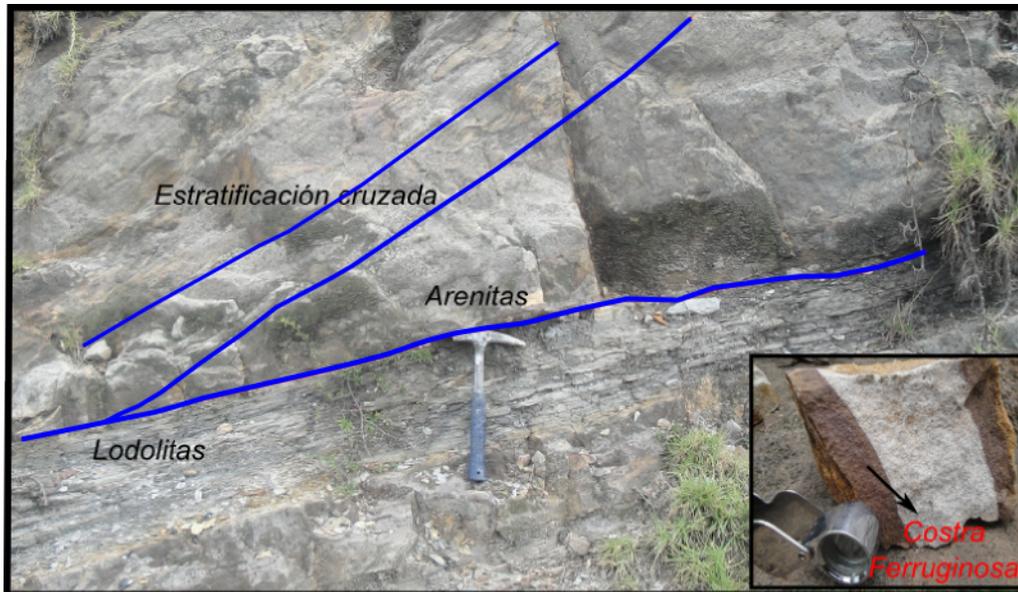
Por el carreteable que lleva a la vereda Páramo Rico se observaron niveles de limolitas y arenitas junto con lodolitas violetas a grises y arcillolitas limonitizadas, las cuales parecen corresponder al segmento A descrito por Montoya & Reyes (2003). El contacto con la suprayacente Formación Cacho es concordante. Sarmiento (1992) realiza un

análisis de palinomorfos en el sector de Sutatausa y redefine la edad de la Formación Guaduas en la Cordillera Oriental, asignándole una edad Maastrichtiano superior - Paleoceno inferior.

4. Formación Cacho (E1c): Hubach (1957) establece las Areniscas del Cacho como la base de la Formación Bogotá y el límite con la infrayacente Formación Guaduas, caracterizada por dos horizontes arenosos, uno de grano fino y otro de grano grueso ferruginoso separados por “gredas” abigarradas. Hacia la zona de estudio afloran secciones importantes en el flanco oeste del AZS y en la vía Zipaquirá-Tausa. Montoya & Reyes (2003) definen tres segmentos en el sector de Machetá (Plancha 209 Zipaquirá): El segmento A muestra intercalaciones de arenisca de grano fino y arcillolitas que cambian a areniscas de grano medio hacia el tope con algunas capas lenticulares de arcillolitas. El segmento B constituido por areniscas en capas gruesas, cuneiformes de colores rojizos y amarillo que pasan a conglomeráticas intercaladas con capas medias de arcillolitas. El segmento C está constituido por areniscas en capas muy gruesas separadas por lentes de arcillolitas que pasan a areniscas de grano grueso y areniscas friables de color amarillo, rojizo, azul y violeta.

En la zona aflora en dos secciones importantes: hacia el flanco oeste del AZS y Cogua, donde se observan capas de arenitas cuarzosas, masivas, de grano muy fino a fino con minerales pesados y líticos, en capas tabulares de 1 m. Al noreste en la vía Zipaquirá-Tausa afloran capas de arenitas cuarzosas con feldespato, de grano medio a grueso con estratificación cruzada con alto contenido en minerales de hierro y costras ferruginosas que le dan una tonalidad anaranjada a la roca (Figura 16).

Figura 16: Arenitas sublíticas con estratificación cruzada de la Formación Cacho con lodolitas hacia la base. En la esquina inferior detalle del material ferruginoso que cubre la superficie de la roca.



En menor proporción lodolitas grises con laminación plana paralela en capas de 30 cm. En el flanco oeste del AZS, la sección de Quebrada Honda muestra hacia la base arenitas grises oscuras con tonos rojizos de grano medio a grueso con cuarzo, líticos de cuarzo con óxidos de hierro, en una matriz ferrosa, de capas tabulares a prismáticas, intercaladas con lodolitas grises claras con laminación plana paralela. En la parte media intercalaciones de limolitas y arenitas de grano fino a muy fino de color amarillo oscuro y ocre con laminación plana en capas tabulares de hasta 50 cm. Hacia el tope aumentan en potencia las arenitas pardas de grano fino a muy fino sin laminación, en menor proporción limolitas y lodolitas grises oscuras con moscovita, en capas de 30 cm, junto con lodolitas abigarradas. El contacto entre la Formación Cacho y la suprayacente Formación Bogotá es neto y concordante. La edad es asignada como Paleoceno superior por Sarmiento (1994).

5. Formación Bogotá (E1b): Hubach (1957) define la Formación Bogotá como una sucesión monótona de arcillolitas abigarradas, sin fósiles, en capas mas o menos gruesas intercaladas con bancos de arenisca arcillosa blanda. Montoya & Reyes (2003) definen dos segmentos, en los cuales el A tiene un espesor de 241 m, caracterizado por la aparición de areniscas friables con capas de lodolitas de variados colores: azul, rojizo y violeta, que se van intercalando con capas de areniscas de grano

fino, friables, de color blanco, amarillo y rojizo y es común observar concreciones ferruginosas. El segmento B tiene un espesor de 334 m, en los cuales el 80 % está cubierto, con algunos afloramientos en los que se observan lodolitas grises y areniscas friables amarillas.

En la zona de estudio hace parte del flanco oeste del AZS, así como al SE de Cogua donde se presenta en zonas de pendientes bajas. Se pudieron encontrar dos secciones representativas:

- Sección Cogua: Hace parte de la fábrica de ladrillos Arcillas de Colombia, donde se pudieron determinar niveles de arcillolitas abigarradas, y lodolitas masivas de color violeta claro que están siendo cortadas por múltiples planos rellenos con óxidos de hierro.
- Sección Quebrada Honda: Se observan capas de lodolitas rojizas sin laminación interna en capas de 2 m, intercaladas con arenitas grises con intraclastos de lodo, de grano medio en capas lenticulares (Figura 17).

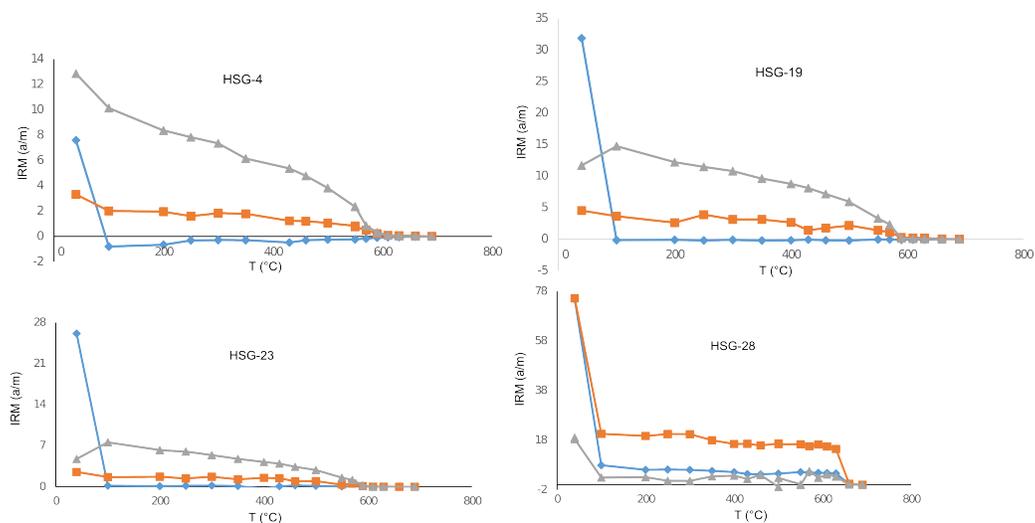
Figura 17: Lodolitas rojizas de la Formación Bogotá aflorando en el flanco oeste del AZS.



8.2. MINERALOGÍA MAGNÉTICA

Con base en los núcleos recolectados a lo largo del AZ, se utilizaron 18 muestras de diferentes estaciones para determinar las componentes ferromagnéticas siguiendo la metodología de Lowrie (1990). A medida que se realizaba el procedimiento de desmagnetización termal del magnetismo remanente isotermal (*IRM* por sus siglas en inglés) se medía la susceptibilidad magnética para controlar la formación de nuevos minerales a medida que las muestras eran calentadas. En la mayoría de los sitios se observa como la fracción fuerte (alta coercividad) cae dramáticamente a los 100° C, perdiendo en algunos casos la magnetización a esa temperatura, lo cual es típico para rocas con presencia de goetita (e.g. sitios HSG-4, HSG-19, HSG-23; Figura 18). Después de esta desmagnetización inicial para la fracción fuerte, algunos sitios muestran un decaimiento progresivo siguiendo el camino de la hematita hasta 680°C (e.g. sitio HSG-28; Figura 18). La fracción media (media coercividad) tiene aportes importantes de magnetita con desmagnetizaciones que varían desde 580 hasta 620° C (sitios HSG-4, HSG-19, HSG-23; Figura 18). Finalmente la fracción suave (baja coercividad) tiene un aporte considerable de magnetita, presente en la mayoría de los puntos de muestreo con temperaturas de desmagnetización entre los 580 y 610°C (e.g sitio HSG-4; Figura 18), con presencia de magnetita en algunos sitios con una caída importante a los 370° C y en menor proporción goetita.

Figura 18: Gráficas de desmagnetización de la IRM para cuatro sitios. Los rombos, cuadrados y triangulos representan las fracciones de alta, media y baja coercividad respectivamente.



8.3. FÁBRICA MAGNÉTICA

A partir de la ASM llevada a cabo en 220 núcleos se pudo calcular los diferentes parámetros para las estaciones con ángulos de confianza menores de 30, que tenían una fábrica definida. Al observar la Figura 20 que compara el parámetro de forma T con el grado de anisotropía corregido P_j se observa un predominio de elipsoides con fábricas triaxiales ($-0.5 < T < 0.5$). Únicamente tres sitios presentan fábricas netamente obladas (HSG-17, HSG-30 y HSG-63). Cabe resaltar que fábricas de tipo prolado son ausentes en este estudio (Figura 20). Hroudá (1982) considera que valores de $P_j < 1.04$ son típicos de rocas con fábricas débiles poco deformadas, siendo observable en cinco sitios (HSG-6, HSG-24, HSG-25, HSG-31, HSG-65), lo que indica que en el 68 % de las estaciones, las rocas están sufriendo algún tipo de deformación. En la Figura 19 se observa como la fábrica predominante dentro de la zona de estudio esta asociada al desarrollo de foliaciones magnéticas (fábricas primarias, fábricas intermedias), mientras que para las lineaciones magnéticas, cerca del 40 % de los datos está por debajo de 1.02, indicando que a pesar de que existe algo de deformación, no es suficiente para desarrollar marcadores de deformación (e.g. estructuras en lápiz).

Figura 19: Diagrama de Flinn (foliación magnética vs lineación magnética) para cada uno de los sitios de muestreo.

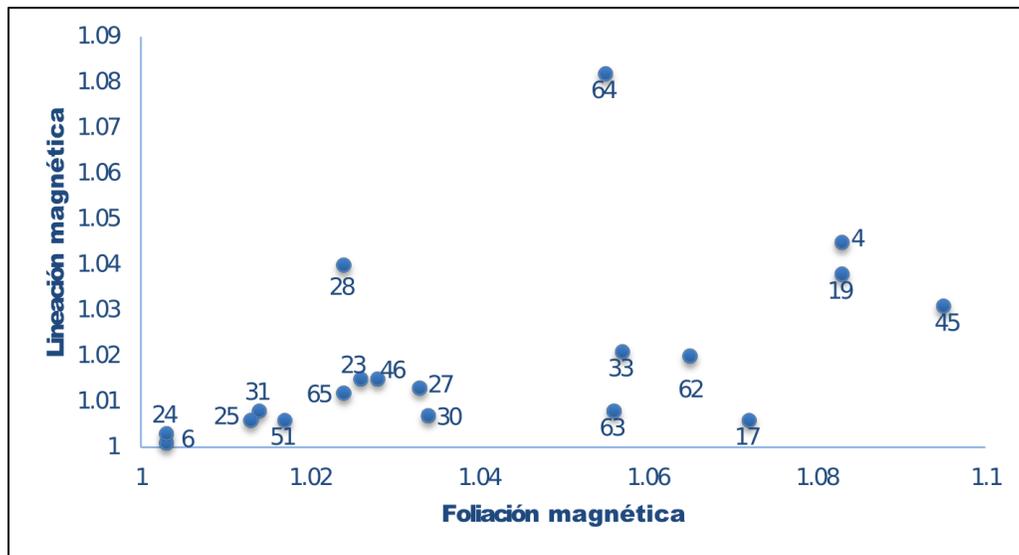
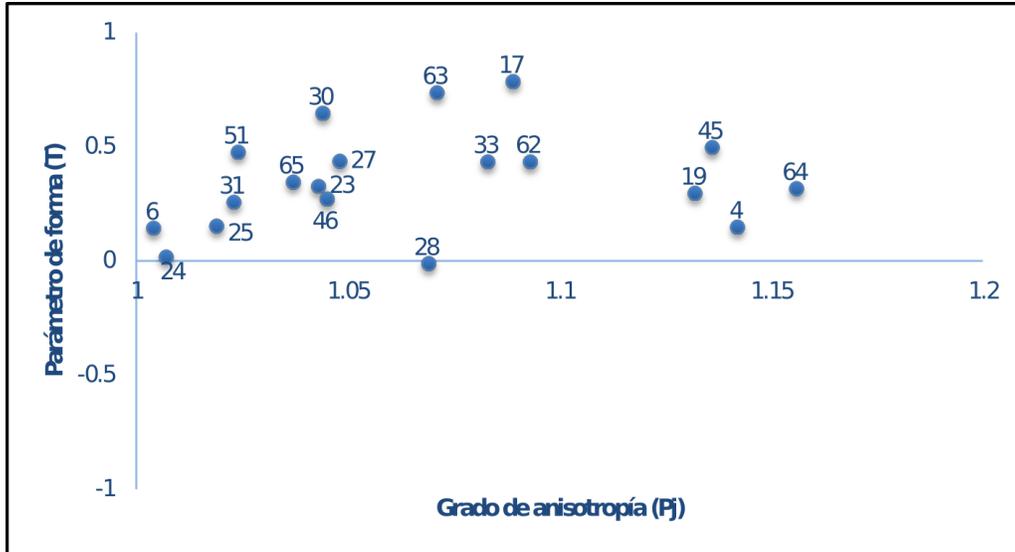
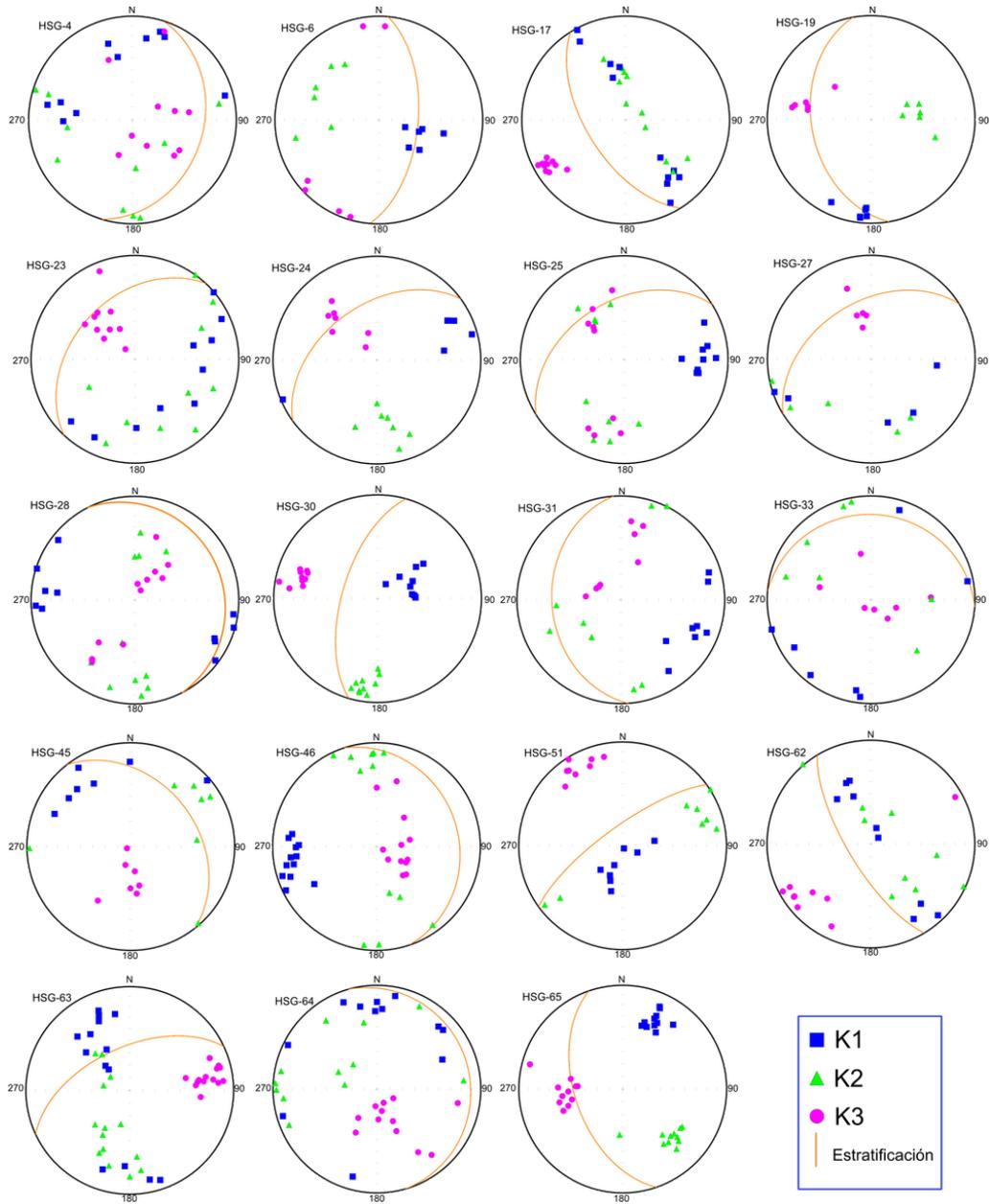


Figura 20: Gráfica de grado de anisotropía vs parámetro de forma para cada una de los sitios de muestreo. La mayoría de los sitios muestran una fábrica triaxial



Una foliación magnética está definida por los ejes K1 y K2, donde K3 representa el polo de dicha foliación y en caso de ser una fábrica primaria puede ser equivalente al polo de la estratificación. La foliación magnética está presente en el 55 % de las estaciones, dentro de las cuales se pueden reconocer cuatro sitios con el eje k3 cercano al polo de la estratificación (HSG-33, HSG-64; Figura 21). En los sitios donde el K3 es cercano a la posición vertical y al polo de la estratificación, la declinación del K3 es paralela a la dirección de acortamiento para la zona axial de la Cordillera Oriental (NW-SE). En cinco sitios que presentan foliación magnética se puede observar la impresión de una fábrica intermedia, donde el K3 se agrupa y se aleja de la posición vertical, mientras que el K1 y K2 tienden a agruparse y separarse de la posición del plano de estratificación (HSG-17, HSG-27, HSG-45, HSG-62 y HSG-63; Figura 21). Los otros dos sitios (HSG-31; Figura 21) tienen fábricas no definidas donde se puede observar competencia entre dos conjuntos de ejes con el K3 agrupado en diferentes posiciones. Las lineaciones magnéticas, definidas como agrupaciones de K1, se definieron con base en un ángulo de confianza $e_{12} < 20$ (Tabla 2, Anexos). En 45 % de los sitios se pueden reconocer éstas lineaciones magnéticas, siendo paralelas u oblicuas al eje del AZ cuyo rumbo es NE-SW. En cuatro sitios (e.g. HSG-25) la lineación es paralela con el eje de máximo acortamiento, siendo una distribución anómala de acuerdo a la evolución esperada de la fábrica magnética. En la discusión se desarrollará éste hecho con más énfasis.

Figura 21: Proyecciones estereográficas en el hemisferio inferior de la ASM en los sitios de muestreo. El cuadrado, el triángulo y el círculo representan los ejes de susceptibilidad mayor, intermedio y menor respectivamente. Además se plotó la estratificación (plano naranja) para observar las relaciones estructurales.



8.4. FRACTURAMIENTO EN EL ANTICLINAL DE ZIPAQUIRÁ

A partir de los datos de diaclasas, venas y planos estriados, se realizó la discriminación de los sitios por sectores para estimar las principales direcciones de fracturamiento (Tabla 3, Anexos). Los datos corresponden a sectores de la charnela, los flancos y el cabeceo del AZ tanto al norte del Lineamiento de Zipaquirá como al sur de la Falla del Neusa. Para cada uno de los sectores se graficaron diagramas de rosa representando el rumbo de las fracturas en proyecciones estereográficas (hemisferio inferior) de igual área utilizando el software libre SG2PS (Sasvári & Baharev, 2014). Para resaltar las principales orientaciones de los polos después de la corrección del pliegue se utilizaron diagramas de contornos calculados a partir del método de fisher disponible en el software libre OpenStereo (Grohmann & Campanha, 2010). En general se observa que en los niveles más competentes se desarrolla un conjunto de diaclasas ortogonal que a su vez es perpendicular a las capas. Por convención este arreglo se denotará como J1. En el AZN el patrón de fracturamiento tiene una dirección predominante E-W a E-WSW con alguna tendencia leve hacia el N. En el AZS predominan las fracturas con rumbo NW-SE y ESE, mientras que hacia el sur del Lineamiento de Zipaquirá el patrón dominante es NE-SW a E-W con alguna tendencia en dirección NW.

Anticlinal de Zipaquirá Norte (AZN)

En el sector río Guandoque el patrón de fracturamiento es complejo, con varias direcciones, sin embargo se observa un predominio hacia el SW con alguna tendencia hacia el NNW siguiendo un patrón ortogonal. Las diaclasas tienen mayor espaciamiento hacia los niveles de areniscas y calizas (Figura 22), mientras que hacia las limolitas y arenitas de grano fino de la Formación Plaeners, el patrón es mucho más denso y menos espaciado (Figura 23). Después de horizontalizar los datos de diaclasas, se observa que el 40 % de las fracturas están en posición vertical con inclinaciones mayores a 78° (conjunto J1), mientras que el otro 60 % presenta inclinaciones que van desde 55° hasta 70° (conjunto J2). Las diaclasas que son verticales tienen un rumbo preferencial E-SE, al igual que la mayoría de las diaclasas secundarias. Muchas de las fracturas están rellenas con óxidos, principalmente hematita supergénica. Se observa en las arenitas de la Formación Plaeners el desarrollo de pequeños desplazamientos y cizalla en algunos planos de fracturamiento. Se midió un plano estriado siguiendo los conceptos de Petit (1987) lo cual permitió establecer un movimiento normal-sinistral. El plano estriado tiene dirección SE y concuerda con el segundo patrón de fracturamiento.

Figura 22: Patrón de fracturamiento espaciado con una falla normal afectando un nivel de calizas. Sector río Guandoque. Las líneas rojas representan fracturas (s.l.)

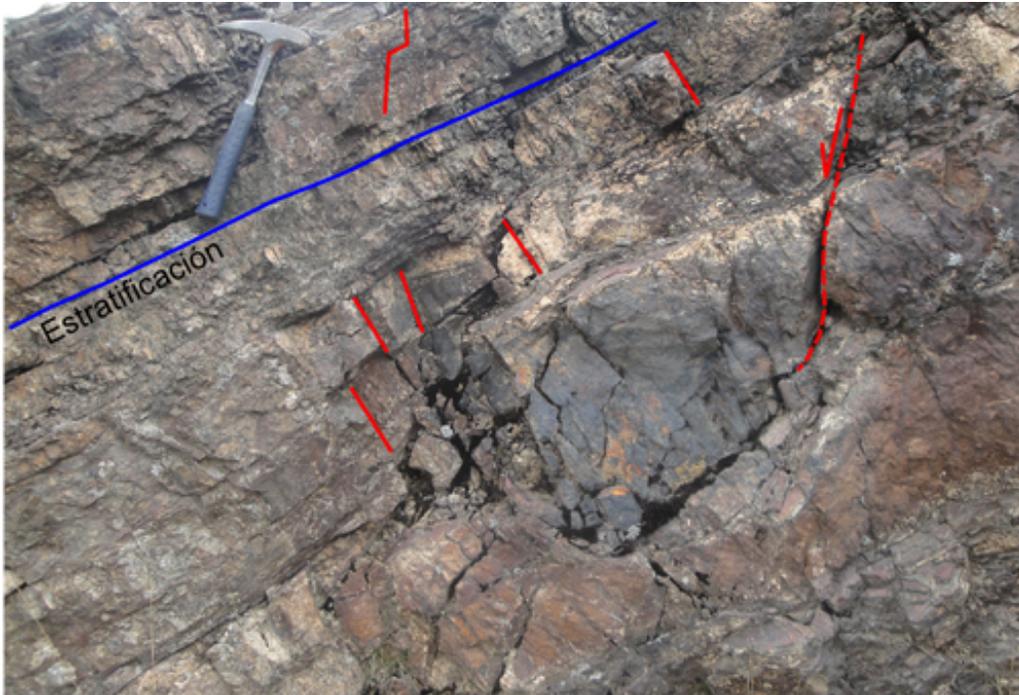
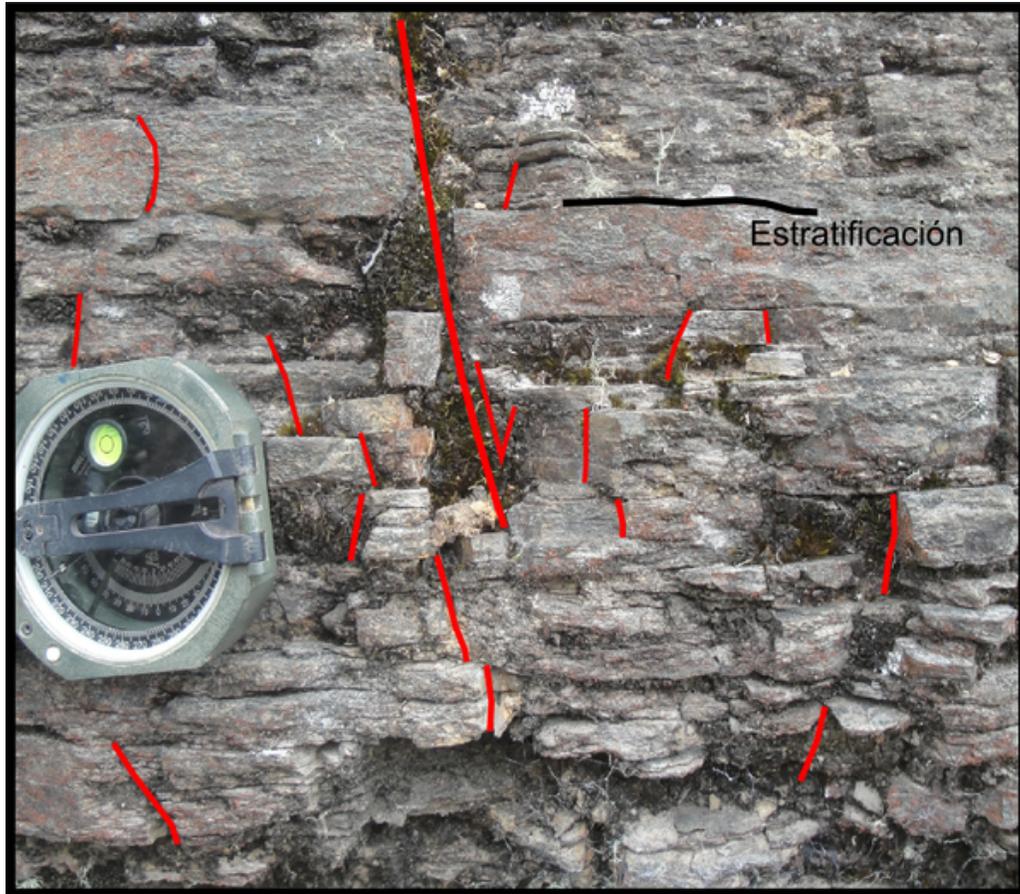


Figura 23: Niveles de Plaeners con alto fracturamiento. Se observa el conjunto de fracturas J1 (perpendicular a la estratificación) y J2 (oblicuo a la estratificación). Sector río Guandoque.



Hacia el cabeceo sur del AZN se midieron diaclasas en arenitas y rocas silíceas de las formaciones Dura y Plaeners respectivamente. Al igual que en el sector del Río Guandoque las rocas silíceas presentan un arreglo menos espaciado con fracturas que se propagan por los diferentes niveles de chert y limolitas silíceas. Las arenitas son más resistentes y las diaclasas se presentan cada 30 o 40 cm. La principal dirección de las diaclasas es hacia el NE con otro arreglo ortogonal en dirección E. Después de horizontalizar los planos cerca del 60 % de las fracturas son verticales a sub-verticales con variaciones desde los 78° hasta los 89° y corresponden al conjunto J1, mientras el 35 % varía desde los 70° hasta los 77° y representan el conjunto J2. En este sector donde aparece un tercer conjunto de diaclasas (J3) que no tiene relación ortogonal ni con los planos pre-existentes ni con la estratificación, por lo cual se considera que son neoformadas. No se observa desplazamiento en las fracturas como si sucede en el sector del río Guandoque. En el flanco este del AZN se sigue observando el patrón de fracturamiento ortogonal en dirección SW con algunas variaciones hacia el NW. Se utilizaron datos recolectados en arenitas y limolitas de la Formación Plaeners, evidenciando un espaciamiento de las fracturas entre 7 y 10 cm en los niveles menos espesos. En algunos sectores se observan fallas normales con pequeños desplazamientos de hasta 5 cm (Figura 24). Después de horizontalizar los planos se observa un predominio en dirección NE con cerca de del 75 % de los datos corresponden al set de fracturas J1 que fueron formadas con anterioridad al pliegue y muestran un patrón ortogonal, mientras que el otro 25 % tienen valores de inclinación entre los 64 y 73° lo cual estaría asociado a fracturamiento posterior (J2).

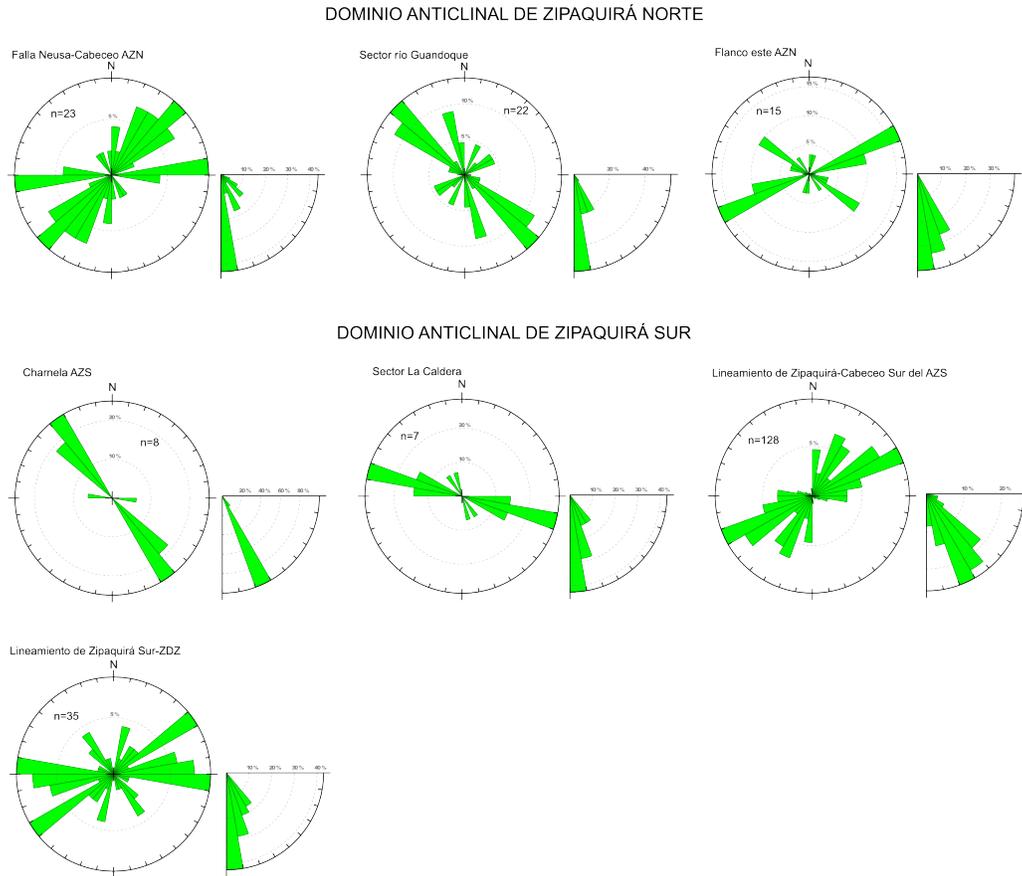
Figura 24: Formación Plaeners en el flanco este del AZN. Se observa el alto fracturamiento acompañado por una falla normal. Los conjuntos J1 y J2 están presentes. Las líneas rojas representan fracturas (s./.)



Anticlinal de Zipaquirá Sur (AZS)

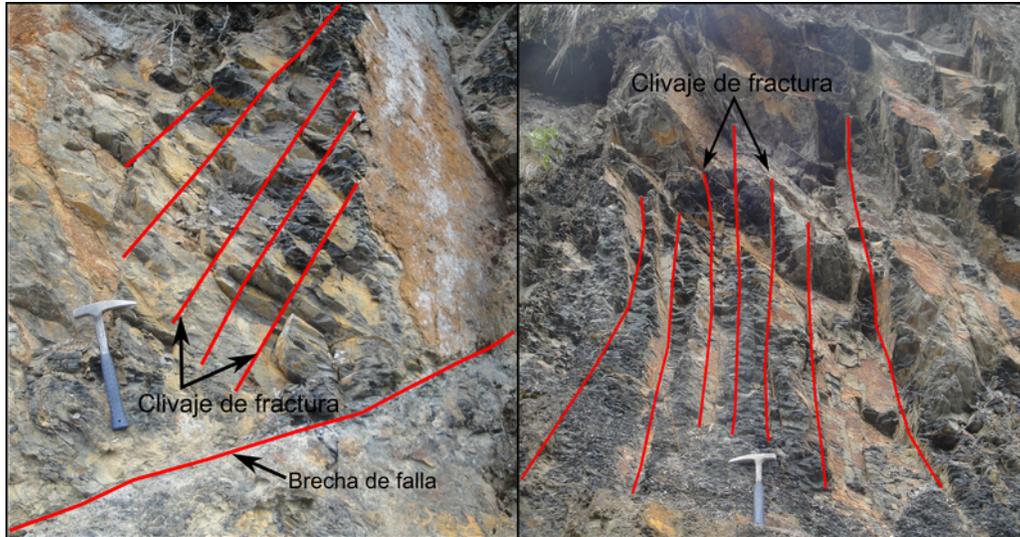
Hacia el flanco oeste y la charnela del pliegue, al sur de la Falla de Neusa, se observa un cambio entre las principales direcciones de fracturamiento. Mientras que hacia el AZN las fracturas tenían rumbo al NE- SW y al E-WSW, hacia el AZS el principal set está orientado en dirección NW-SE o al E-SE (Figura 25). En forma subordinada aparecen nuevamente las fracturas ortogonales, perpendiculares a su vez con el plano de estratificación (Figura 25). Después de horizontalizar los datos, cerca del 90 % de los planos corresponden al conjunto J1 y tienen inclinaciones que van desde los 79° hasta los 88°, mientras que el 10 % restante corresponde al conjunto J2 con inclinaciones promedio de 71°.

Figura 25: Diagramas de rosa donde se muestra la orientación preferencial de las fracturas en el AZN y AZS. Se representa el azimuth de rumbo.



Hacia el sur en el sector de La Caldera, múltiples direcciones de fracturas se presentan subordinadas al rumbo principal, variando desde ESE a WNW (Figura 25). Al observar el diagrama de polos se nota que el 100 % de los datos corresponde al conjunto J1. El clivaje de fractura (*fracture cleavage*, pág. 246 en Fossen (2010)) que afecta los niveles incompetentes de la Formación Chipaque sigue el rumbo preferencial de diaclasas, al igual que algunas fallas con presencia de gouge que cortan el clivaje (Figura 26). En la dirección principal (120° aprox.) el patrón de fracturamiento está formado por fallas, diaclasas, clivaje de fractura y venas rellenas con hematita supergénica, desarrolladas tanto en los niveles de arenitas como en las potentes secuencias incompetentes de la Formación Chipaque.

Figura 26: Clivaje de fractura afectando las sedimentitas de la Formación Chipaque. En la parte inferior se observa un plano de falla con brechamiento. Sector La Caldera.



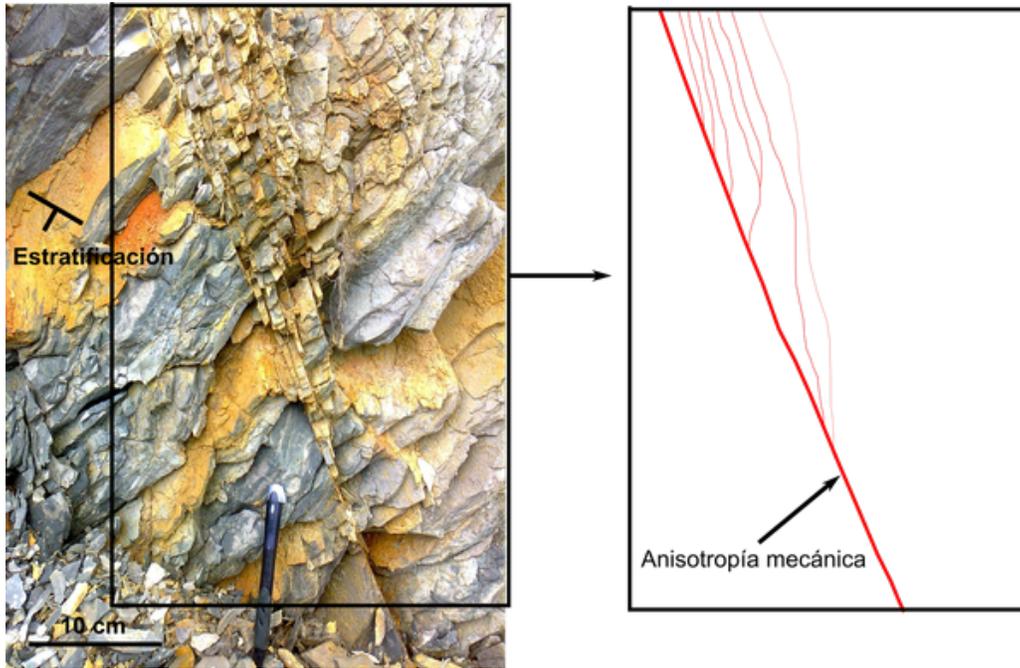
A medida que se acerca al Lineamiento de Zipaquirá, se realiza una vez más la inversión en el patrón de fracturamiento, volviendo a ser dominante las direcciones al NE-SW con valores subordinados al SE. En este sector se observaron principalmente diaclasas desarrolladas con alta frecuencia en las arenitas de las Formaciones Dura y Tierna del Grupo Guadalupe. La zona presenta un desarrollo estructural complejo con inversión en la polaridad de las capas, segmentación en fallas menores, fracturamiento intenso y plegamiento a escala mesoscópica. Múltiples fracturas de cizalla normal con desplazamientos de hasta 0.8 cm se observan en las lodolitas de la Formación Chipaque, con rumbo promedio de 111° , siendo subparalelas con el lineamiento. Las diaclasas al ser horizontalizadas muestran que el 60 % corresponden al set J1, mientras que el conjunto J2 tiene un 25 % en el total de las fracturas. Justo al norte del Lineamiento (Estación HSG-17) la secuencia está invertida, los planos de fracturas evidencian cizallamiento y relleno con óxidos de hierro. En el afloramiento se observa deslizamiento por flexura y pliegues a escala mesoscópica, oblicuos al lineamiento y cuyo eje axial tiene un rumbo medio de 170° , asociados al Lineamiento de Zipaquirá. El patrón de fracturamiento exhibe el arreglo ortogonal típico (conjunto J1) con desarrollo de un tercer conjunto de diaclasas oblicuas al J1 y que mantiene una relación perpendicular con la estratificación (J1B en la Figura 27). En esta zona aparece el conjunto J3, ausente o mínimo en los sectores al norte con un rumbo casi N-S y que alcanza un 15 % del total de las fracturas. El último patrón está asociado a la deformación posterior al plegamiento,

producto de la acción de fallas y a partir del cual se observa que muchas fracturas neoformadas nuclean en los planos iniciales, sirviendo como punto de propagación (Figura 28).

Figura 27: Patrón de fracturamiento perpendicular a la estratificación (J1) junto con un conjunto oblicuo (J1B) en rocas de la Formación Chipaque. Se observa el conjunto J2 controlado por la orientación del J1.



Figura 28: Plano de fractura que funciona como nivel de anisotropía mecánica para la propagación de nuevas fracturas.



8.5. DATOS CINEMÁTICOS EN EL ANTICLINAL DE ZIPAQUIRÁ (AZ)

El desarrollo de planos con cizallamiento es muy común en diversas partes del AZ, sin embargo la presencia de planos estriados o con evidencia de desplazamiento medibles es poca. En total se midieron 13 datos de planos estriados (Tabla 4, Anexos) y 11 datos de fallas (Tabla 5, Anexos) en las cuales se podía observar la cantidad de desplazamiento y/o su cinemática. Después de procesarlos en el software Win-Tensor (Delvaux & Sperner, 2003) y discriminarlos por subconjuntos siguiendo el procedimiento de diedros rectos mejorado y después el método de rotación optimizado, se obtuvieron tres conjuntos de datos que permitieron definir el tensor de esfuerzos respectivo. El subconjunto que incluía la mayoría de datos y que corresponde con los esfuerzos que predominan en el AZ tiene un esfuerzo principal (σ_1) de 218° con una inclinación de 47° , un esfuerzo intermedio (σ_2) de rumbo 67° con inclinación 39° y un esfuerzo mínimo (σ_3) con rumbo 324° e inclinación 15° (Figura 29a). El subconjunto dos tiene una orientación en el esfuerzo principal (σ_1) de 349° con inclinación de 8° , un esfuerzo intermedio (σ_2) de rumbo 245° con inclinación 62° y un esfuerzo mínimo (σ_3) con rumbo 83° e inclinación 26° (Figura 29b). Finalmente el subconjunto tres es sub-paralelo

y cercano al valor calculado previamente por Taboada et al. (2000), siendo el esfuerzo máximo 110° con inclinación de 17° , el esfuerzo intermedio con rumbo 290° e inclinación 73° y finalmente el esfuerzo mínimo con rumbo de 200° e inclinación 0° (Figura 29c). Los diagramas de Mohr para cada uno de los subconjuntos permite estimar que un 95% de los planos corresponden a fracturas reactivadas, mientras un 5% corresponden a planos que se aproximan a un dominio estable (sitio 19, Figura 30). De acuerdo al modelo de fracturamiento propuesto con anterioridad, se confirma la existencia de una fase de formación de fallas controladas por la presencia de planos pre-existentes, reactivados bajo un nuevo régimen tectónico, el cual se puede estimar para el AZ de un comportamiento predominantemente extensivo, evidente en la charnela de la estructura, así como en los flancos (Figura 24) y la terminación de la estructura en la Falla de Neusa.

Figura 29: Proyecciones con los tensores principales calculados a partir de los planos estriados, procesados en Win-Tensor por el método de rotación. (a) Campo de esfuerzos dominante, conjunto 1. (b) y (c) conjuntos 2 y 3 respectivamente mostrando la orientación de los esfuerzos principales. El círculo, el cuadrado y el triángulo representan el esfuerzo máximo, intermedio y menor respectivamente.

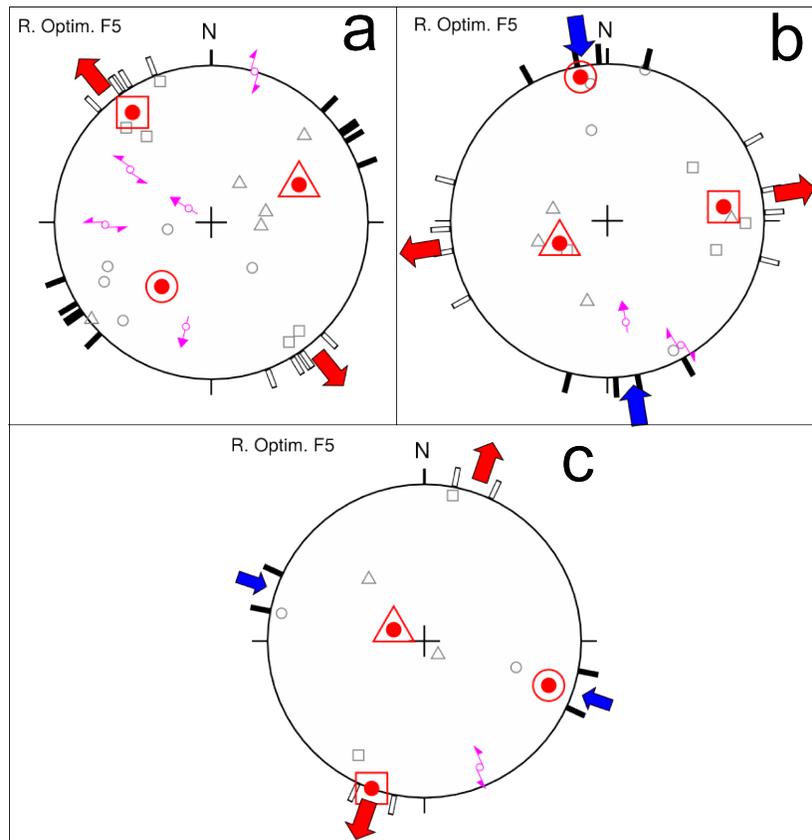
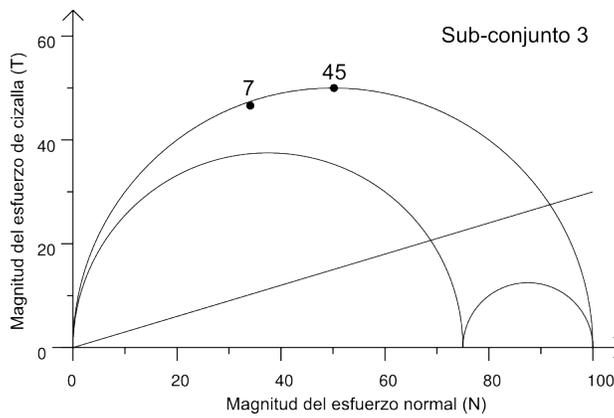
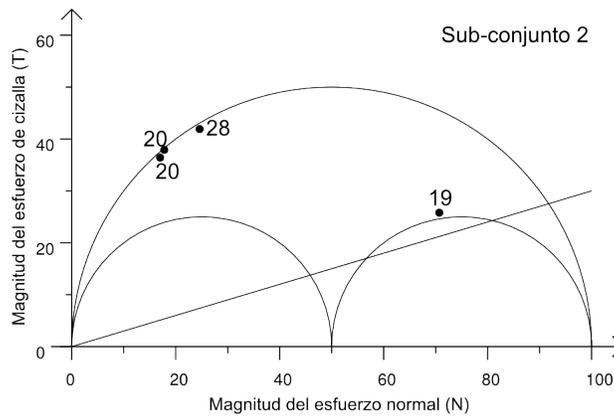
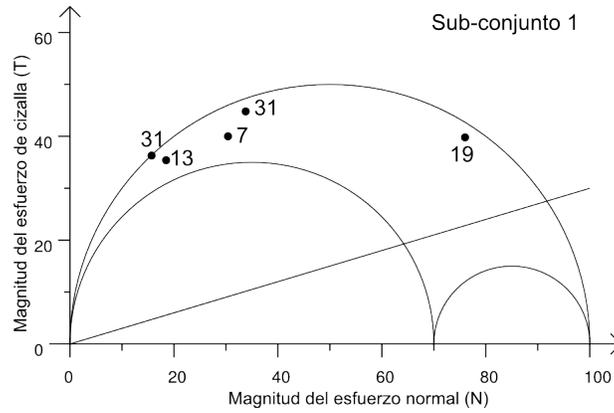


Figura 30: Diagramas de Mohr para cada uno de los subconjuntos establecidos durante el procesamiento de los planos estriados.



8.6. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En la zona de estudio se definen claramente dos dominios estructurales limitados por la Falla de Neusa: Anticlinal de Zipaquirá Sur (AZS) y Norte (AZN). El AZS está caracterizado por ser una estructura cuyo eje axial muestra un rumbo N40E. Hacia su núcleo afloran las rocas de la Formación Chipaque lo cual le da una expresión geomorfológica de valle rodeado por zonas escarpadas hacia los flancos que corresponden con las rocas competentes del Grupo Guadalupe, en especial la Formación Arenisca Dura (Figura 32). Su extensión está limitada hacia el norte por la Falla de Neusa, mientras que al sur lo limita la Zona de Deformación de Zipaquirá (ZDZ), donde es controlado por el Lineamiento de Zipaquirá (LZ). Es en este sector donde se muestra la mayor complejidad de la zona de estudio, incluyendo múltiples cuñas con fallas inversas y normales, además de ser el punto donde se presenta la exposición de cuerpos salinos controlados en su emplazamiento por el LZ, permitiendo inferir que su ascenso debió corresponder con un estado en el cual el LZ presentaba cinemática normal con liberación de carga. El AZS es un anticlinal tumbado, con su flanco este invertido (Figura 33), siendo éste detalle más notable entre la ZDZ y el Lineamiento de Quebrada Honda (LQH), donde el escarpe de la Formación Arenisca Dura lo hace evidente (Figura 32). En otros sectores donde no hay evidencias geomorfológicas se puede observar la inversión en la polaridad de las capas de acuerdo a estructuras sedimentarias como estratificación cruzada o estructuras por colapso de arenitas sobre lodolitas. Hacia el norte, la Falla de Las Margaritas inicia en el punto de inflexión del eje axial en el LQH, poniendo en contacto la Formación Chipaque con la Formación Guaduas y alcanzando una inclinación de 45° al W a partir de los datos estructurales obtenidos (Figura 33, sección B-B'). Hacia el cabeceo del AZS, en la Falla de Neusa, la deformación es más evidente a nivel de afloramiento, donde el fracturamiento es menos espaciado, afectando seriamente la estabilidad de los taludes. Fallas normales son comunes a lo largo del AZS, presentando un salto variable, pasando de algunos milímetros a decímetros y siendo su expresión evidente principalmente en rocas de la Formación Plaeners (Figura 24).

El AZN es un anticlinal amplio tumbado, cuyo flanco oeste está invertido (en el AZS es el flanco este el que aparece invertido), y cuyo núcleo está formado por las rocas de la Formación Arenisca Dura. El rumbo de su eje axial es generalmente N30E. El flanco este, está formado por la Formación Guaduas, generando zonas suaves donde está localizado el embalse del Neusa, mientras que el flanco oeste está formado por la Formación Plaeners, pasando a la Arenisca Dura y Tierna hacia el norte cuyo contacto es fallado en la mayor parte de su extensión con la Formación Guaduas. Ése contacto fallado se reconoce por la presencia de la Falla de Carupa, cuya inclinación es de 35°

con vergencia al NW (Figuras 34 y 33). En el sector de Laguna Verde la Falla de Río Guandoque pone en contacto la Formación Plaeners con la Formación Guaduas, mientras que hacia el norte el contacto es entre las formaciones Arenisca Dura y Guaduas. Pendientes estructurales son generadas por los escarpes de la Formación Arenisca Dura evidenciando una inclinación para la Falla de Río Guandoque de cerca 48° (Figura 33, sección A-A').

Con base en los análisis obtenidos por la cartografía geológica inicial, así como los datos de fracturas y los datos cinemáticos, se obtuvo un reconocimiento de la zona, tanto de fallas como de lineamientos, siendo más importantes éstos últimos. El Lineamiento de Zipaquirá (LZ) (Lineamiento Salinas en Velandia & De Bermoudes (2002)), de Quebrada Honda (LQH), de Susagua (LS) y la Falla de Neusa, presentan la evidencia tanto geomorfológica como estructural de un sistema transversal (i.e. zonas transversales) que afecta los pliegues y las fallas al menos en el AZ. El patrón de fracturamiento es uno de los factores que varía a medida que se acerca a los lineamientos, con cambios en las direcciones preferenciales de norte a sur. Hacia el norte de la Falla de Neusa, en el AZN, el rumbo de las fracturas tiene rumbo dominante hacia el SW (Figura 31), mientras que hacia el sur de la falla, en el AZS este rumbo preferencial es hacia el NW-SE. Hacia el LZ sucede algo similar, ya que el rumbo varía de SW-NE al norte del lineamiento a W-NW al sur del mismo (Figura 31). Otro factor notable es la extensión y rumbo de las fallas. La Falla de Zipaquirá cambia abruptamente de rumbo a medida que se acerca al LZ y la ZDZ, pasando de una dirección N-S a NNW, terminando abruptamente justo al norte de la ZDZ. El cambio de rumbo en las estructuras es visible igualmente con el eje axial del AZS y el Sinclinal de Neusa. Otro factor es reconocible en las secciones estructurales, donde la variación en el espesor de las formaciones Guaduas y Cacho podría tener un origen sin-genético y estar asociada a un control estructural durante su depositación en el Cretácico Superior-Peloceno por parte de las diversas zonas transversales, las cuales pudieron haber estado activas en las fases tempranas de la Orogenia Andina reconocidas por Bayona et al. (2013) desde el Paleoceno Temprano. Los rasgos geomorfológicos y estructurales más notables que demuestran la influencia de la zona transversal del Neusa (Falla de Neusa) sobre la evolución de la zona de estudio pueden ser resumidas en: (i) Cambios en la vergencia de los pliegues, siendo NW para el AZN y SE para el AZS, (ii) terminación de fallas inversas y cambios en los niveles estratigráficos de despegue como la Falla de Las Margaritas, Falla de Carupa y Falla de Río Guandoque, (iii) variaciones en la acomodación de la deformación bajo un mismo acortamiento, generando un pliegue anticlinal tumbado hacia el sur, mientras hacia el norte la deformación está acomodada en dos anticlinales tumbados cortados por fallas inversas de alto ángulo (Anticlinal de Carupa y AZN cortados por la fallas de Río Guandoque y

Carupa respectivamente).

Figura 31: Mapa estructural con diagramas rosas que muestran la orientación de los principales conjuntos de fracturas en *azimuth* de rumbo a lo largo del Anticlinal de Zipaquirá.

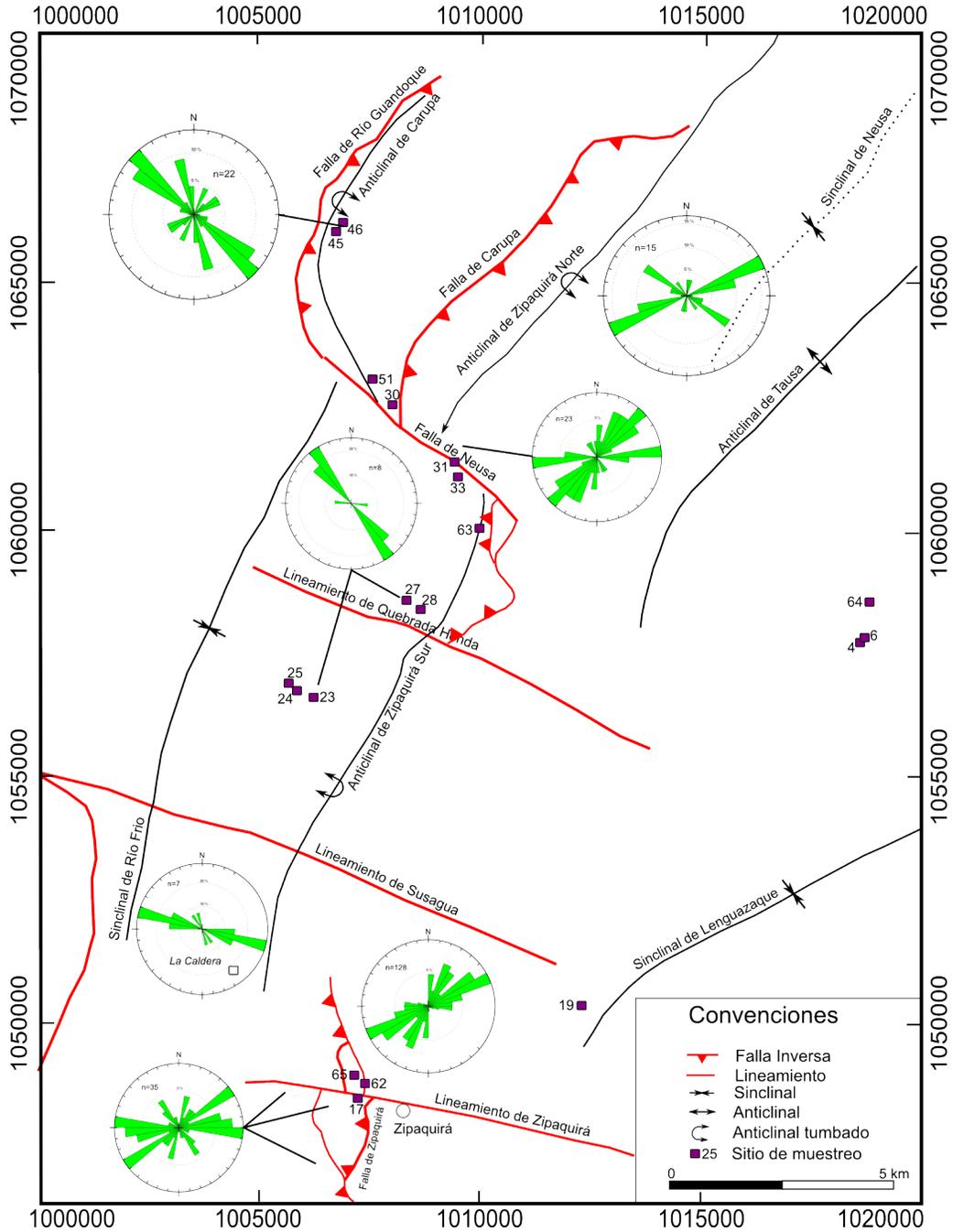


Figura 32: Panorámica del flanco este del AZS donde se observa la inversión de la Formación Arenisca Dura, el núcleo formado por la depresión geomorfológica de la Formación Chipaque y parte del flanco oeste. K2c: Fm. Chipaque; K2d: Formación Arenisca Dura; K2p: Fm. Plaeners.

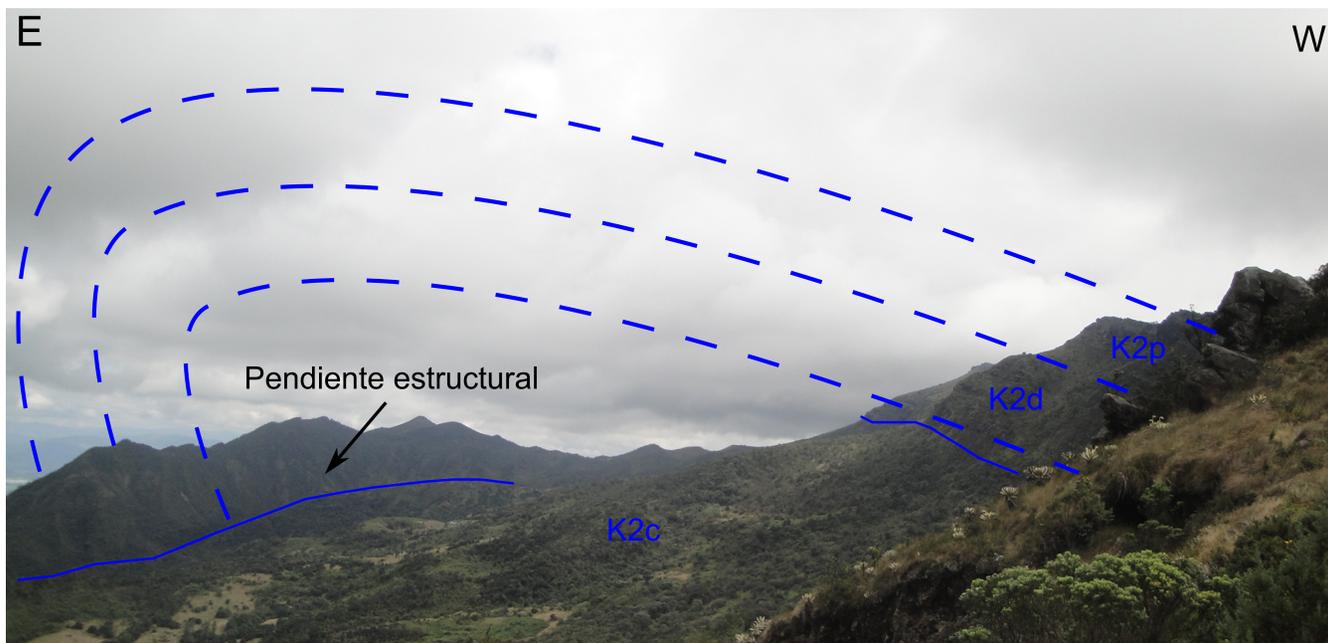


Figura 33: Secciones transversales a lo largo del AZ donde se muestran las relaciones entre las diferentes estructuras. La escala vertical es 1:25.000 mientras la horizontal 1:50.000. Localización en la Figura 10.

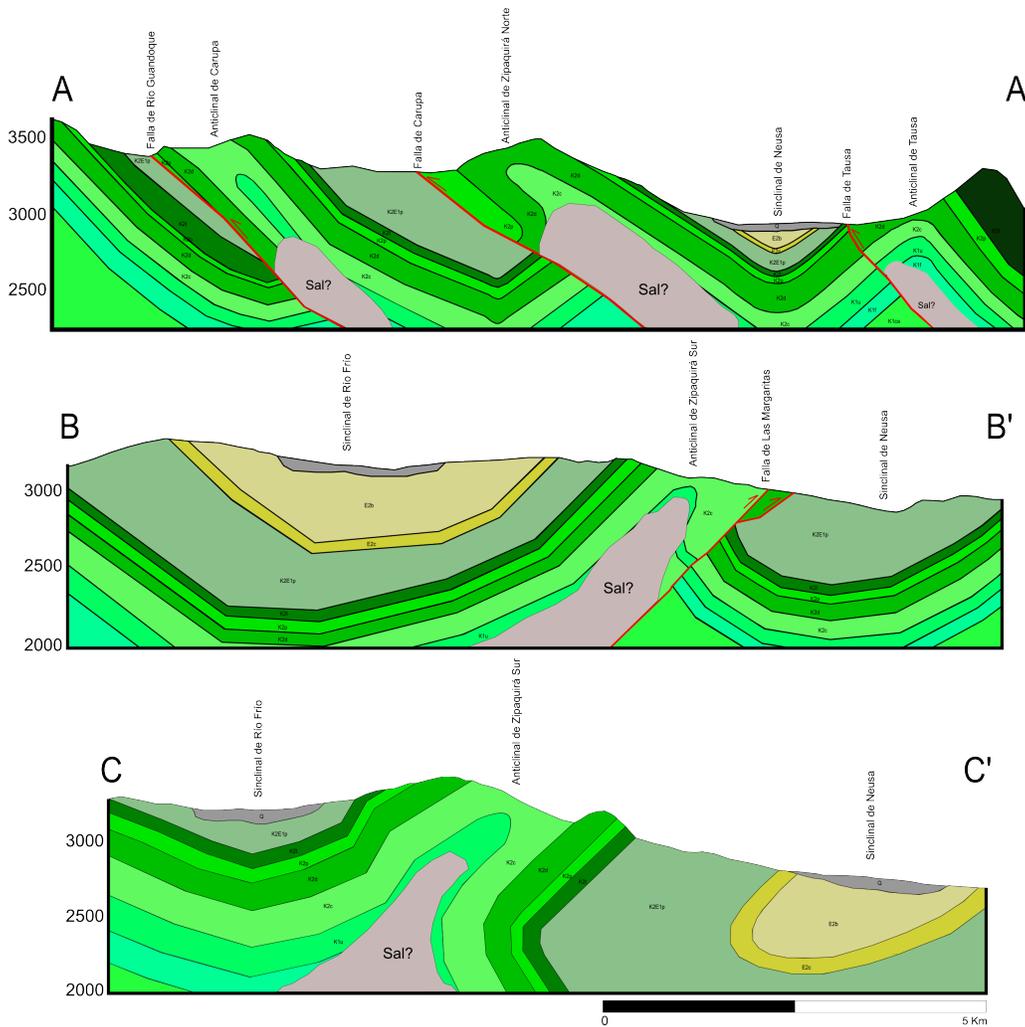
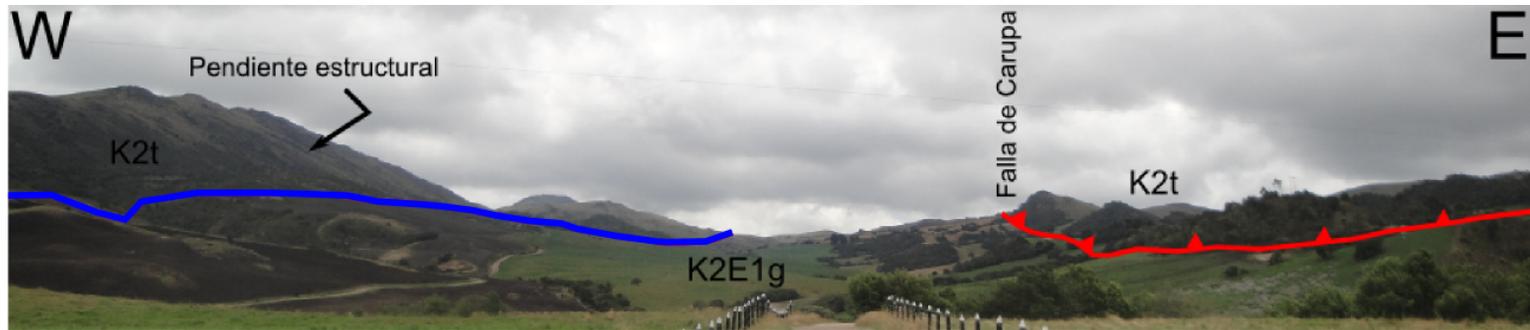


Figura 34: Panorámica donde se observa el contacto fallado de la Formación Arenisca Tierna (K2t) con la Formación Guaduas (K2E1g) en el flanco oeste del AZN.



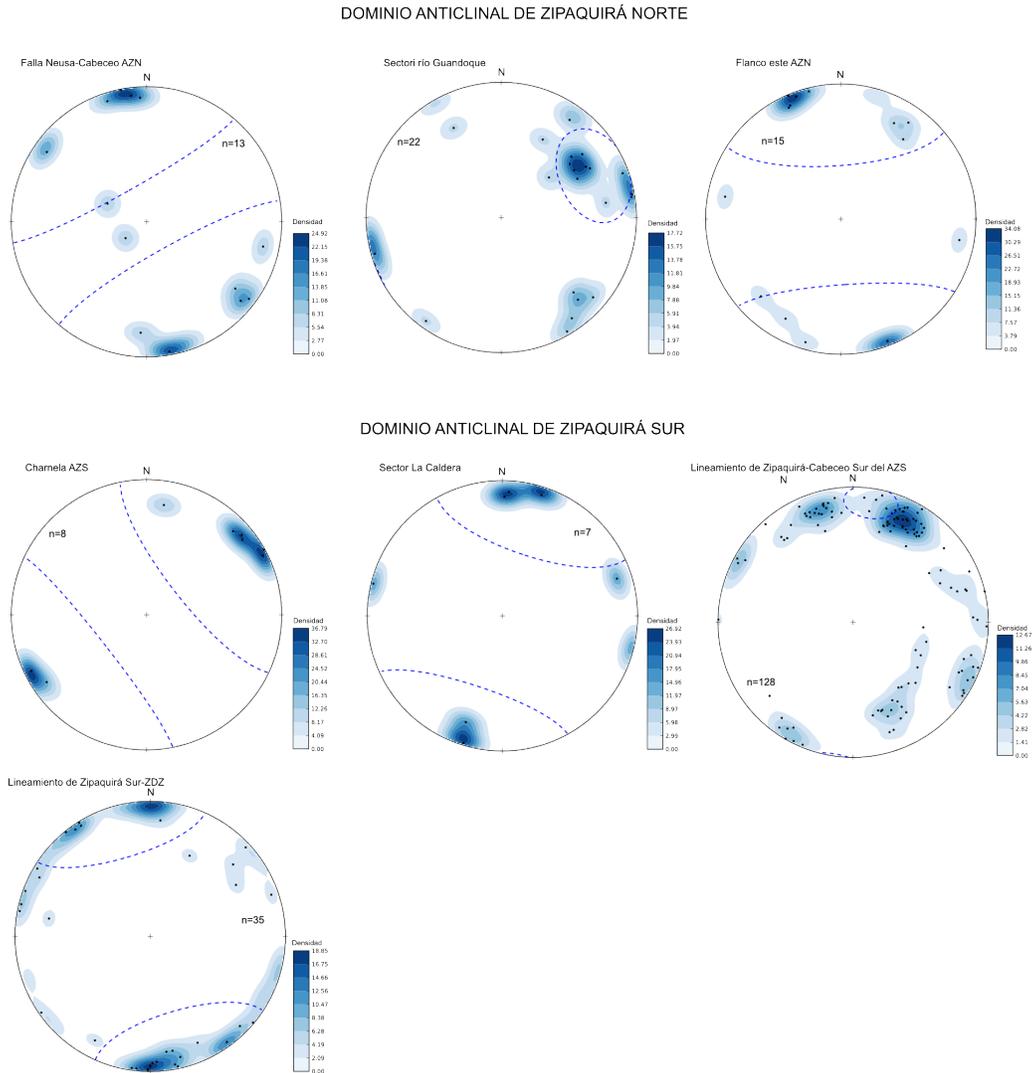
9. DISCUSIÓN

9.1. ORIGEN DE LAS FRACTURAS EN EL ANTICLINAL DE ZIPAQUIRÁ

Estudios previos a lo largo de la CO, con especial énfasis en la Sabana de Bogotá, han demostrado la presencia de múltiples sistemas de fallas con dirección NW-SE, transversales al rumbo general de la CO (e.g. Camargo, 1995; Velandia & De Bermoudes, 2002; Fierro & Amaya, 2008). Sarmiento-Rojas (2001) reconoce la presencia de paleo-fallas con dirección NW-SE que actuaban como zonas de transferencia separando las sub-cuencas mesozoicas y sirviendo de límite estratigráfico, marcando diferencias notables en los espesores de las secuencias sedimentarias cretácicas. De acuerdo a la cartografía geológica y al análisis estructural obtenido de los datos cinemáticos y de fracturas (*sensu lato*) se puede estimar que uno de los factores que afectaron y controlaron la evolución del AZ ha sido la presencia de éstas fallas transversales, identificadas en este trabajo como los Lineamientos de Zipaquirá (LZ), Lineamiento de Susagua (LS), Lineamiento de Quebrada Honda (LQH) y la Falla de Neusa (FN). La primer evidencia notable se puede reconocer al definir los parámetros geomorfológicos observables en imágenes satelitales y aéreas: curvatura en el eje axial del AZ una vez ha sido cortado por los lineamientos, siendo notable en el sector de Quebrada Honda (Figura ??, sección anexos). Terminación de fallas inversas contra los lineamientos y apariencia de terminación en cola de caballo asociada a este rasgo (Figura ??, sección anexos), siendo observable con las Fallas de Carupa y Río Guandoque. Evidencias geomorfológicas, estructurales y paleomagnéticas que describen la influencia de las estructuras transversales con el desarrollo de pliegues y fallas longitudinales han sido propuestas por Jiménez et al. (2012) en el Anticlinal de la Hocha y el Sinclinal de San Jacinto en el Valle Superior del Magdalena. Cuando se hace una revisión del patrón de fracturamiento se nota que en la mayoría (más del 90 %) de los sitios, tanto las diaclasas como otros tipos de fracturas muestran una orientación preferencial ortogonal a la estratificación. Este patrón (J1) muestra diaclasas que son perpendiculares entre si y que han tenido influencia en el desarrollo de planos de debilidad que han servido como punto de ruptura para la formación de fracturas asociadas al plegamiento y deformación reciente. Sólo en los afloramientos cercanos a la Zona de Deformación de Zipaquirá (ZDZ) aparece un tercer conjunto de fracturamiento ortogonal a la estratificación y oblicuo al conjunto J1 (Figura 27). Al horizontalizar los polos de las fracturas se observa que la mayoría de las diaclasas han sido de origen diagenético o al menos pre-plegamiento, cuando las capas estaban aún en posición horizontal a sub-horizontal (Figura 35). Bergbauer & Pollard

(2004) proponen un modelo a partir de un análisis detallado de fracturas en los anticlinales Oil Mountain y Emigrant Gap (Wyoming, USA), donde encuentran dos conjuntos de diaclasas J1 y J2, formados en una etapa pre-plegamiento, lo cual permitió que a medida que avanzara la deformación, las diaclasas pre-existentes controlaran el campo de esfuerzos local, influenciando el desarrollo y propagación de nuevas fracturas en una dirección paralela a sub-paralela, independiente de la inclinación de las capas a medida que sufrían el plegamiento. Este modelo también propone que algunas de las diaclasas ha acomodado algo de desplazamiento a lo largo del rumbo de la estructura, además aportan que la deformación de cuerpo rígido (deformation) ha sido dominante en los flancos del pliegue, donde no hay evidencia de deformación interna (strain). Lo importante de este modelo comparado con aquellos propuestos previamente (e.g. Stearns, 1968) es que considera la formación de diaclasas pre-plegamiento y una anisotropía mecánica previa, lo cual para una zona que ha sufrido múltiples eventos deformativos al menos desde el Paleógeno como la CO, es lo más esperado. Siguiendo el modelo de Bergbauer & Pollard (2004) se puede estimar por lo tanto que el conjunto J1 encontrado a lo largo del AZ fue un factor anisotrópico fundamental para el desarrollo de las fracturas (J2) asociadas al inicio del levantamiento de la CO y la formación del pliegue, mientras que hacia las zonas con intensa deformación como la ZDZ, tanto el LZ como la anisotropía pre-existente influenciaron la deformación frágil que afectó la zona. Aunque el conjunto J1 presenta la misma relación ortogonal con la estratificación tanto en el AZS como en el AZN, su dirección es diferente en los dos dominios. Como se muestra en los resultados (Figura 25), la Falla de Neusa y el LZ han actuado de límite estructural, controlando las fracturas J1. Mientras las diaclasas pre-formadas dominaron la orientación preferencial de las diaclasas sin o pos-plegamiento (J2), las estructuras transversales controlaron la extensión y formación de las diaclasas J1. A partir de lo anterior se propone que los lineamientos y fallas transversales reconocidas fueron formadas con anterioridad al plegamiento y al desarrollo inicial de las fracturas, mostrando así, que éstas estructuras heredadas han estado actuando en forma pasiva al menos desde el Cretácico, donde aportaron en la fase extensiva como zonas de relevo.

Figura 35: Proyecciones en hemisferio inferior de los contornos de los polos de las fracturas después de hacer la corrección por el pliegue, siguiendo el método de fisher a partir del software OpenStereo (Grohmann & Campanha, 2010). Se observa como la mayoría de los planos son verticales a la superficie de estratificación (polos horizontales). La línea azul punteada representa el intervalo de confianza para el 95 % de los datos por sitio.



9.2. SIGNIFICADO DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA

Estudios previos en anticlinales han demostrado la relación espacial que existe entre la ASM (e.g. Averbuch et al., 1992; Saint-Bezar et al., 2002;), el pliegue y las zonas aledañas (Figura 36). En el AZ se pueden reconocer al menos cuatro tipos de fábricas: (i) primaria de origen sedimentario,

(ii) intermedia con el K_{min} agrupado paralelo a la dirección de transporte tectónico, (iii) intermedia con el K_{max} definiendo una lineación magnética paralela al eje del AZ y (iv) anómala con el K_{max} paralelo a la dirección de transporte tectónico. El sitio 30 y 51 son los que muestran una fábrica tectónica bien desarrollada con el K_{max} agrupado y en posición vertical a sub-vertical, además de un parámetro de forma oblado ($T=0.648$ y 0.477 , 30 y 51 respectivamente) esperado para éste tipo de fábrica (Figura 37). La cercanía de ambos sitios con la zona de influencia tanto de la Falla de Carupa como la Falla de Neusa es la causante del grado de deformación interna en este sector. Debido a la geometría del AZ sería lógico explicar su asimetría a partir del modelo de pliegue por propagación de falla (Mitra, 1990), donde se establece que a medida que el pliegue crece, la deformación está asociada al paso por la charnela de la estructura en un mecanismo de rotación de flancos y deformación casi instantánea acomodada por cizalla interna dentro de las capas.

Figura 36: Esquema de evolución de la fábrica de la roca en diferentes sectores de un pliegue por propagación de falla. Modificado de Saint-Bezar et al. (2002).

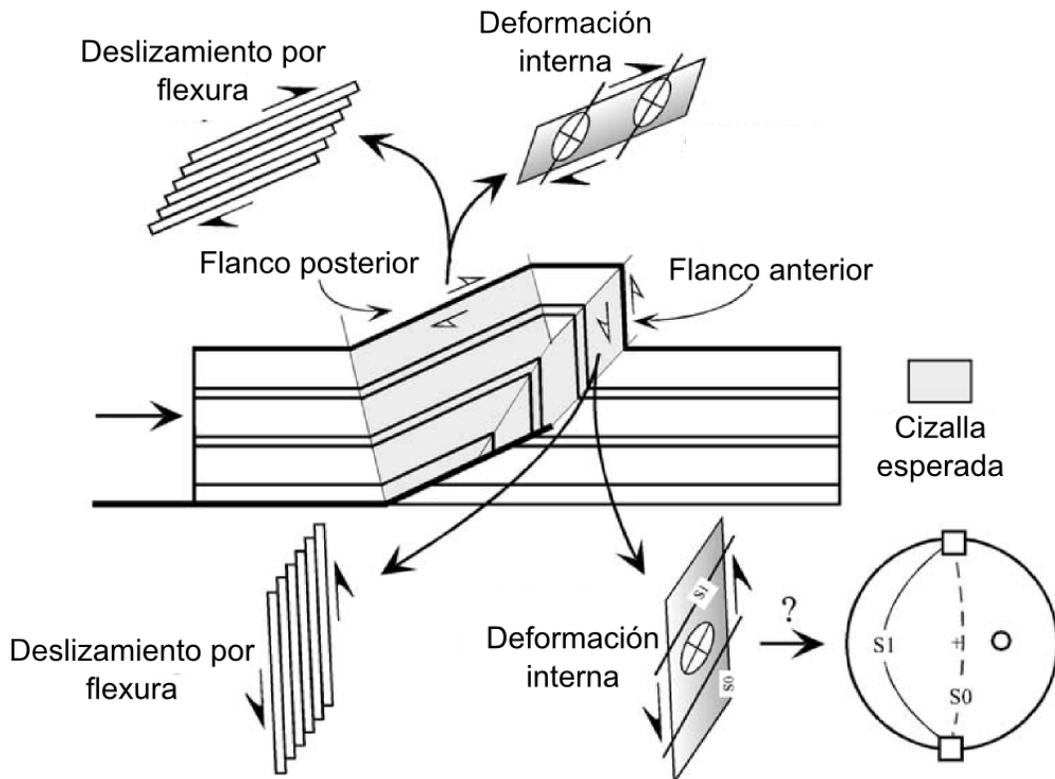
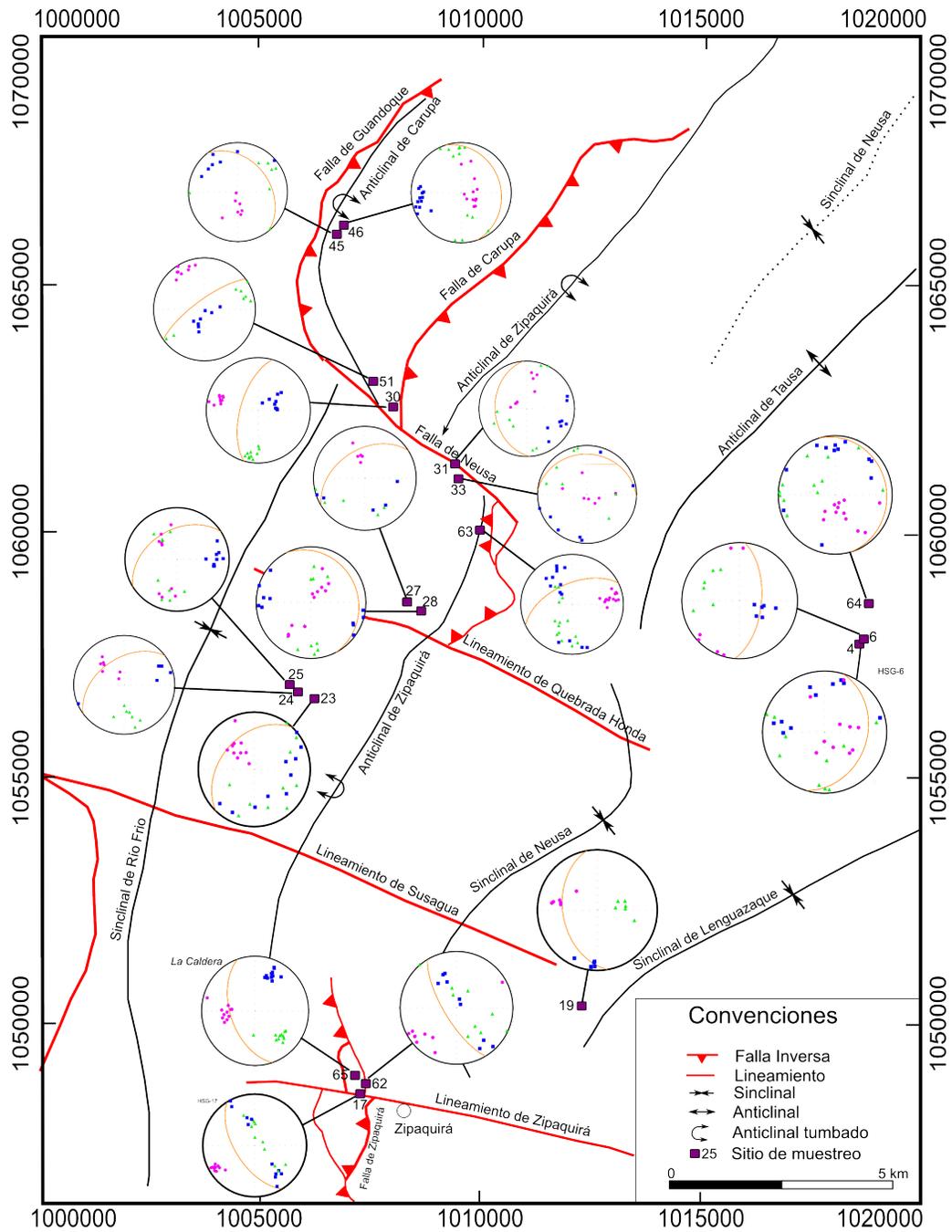


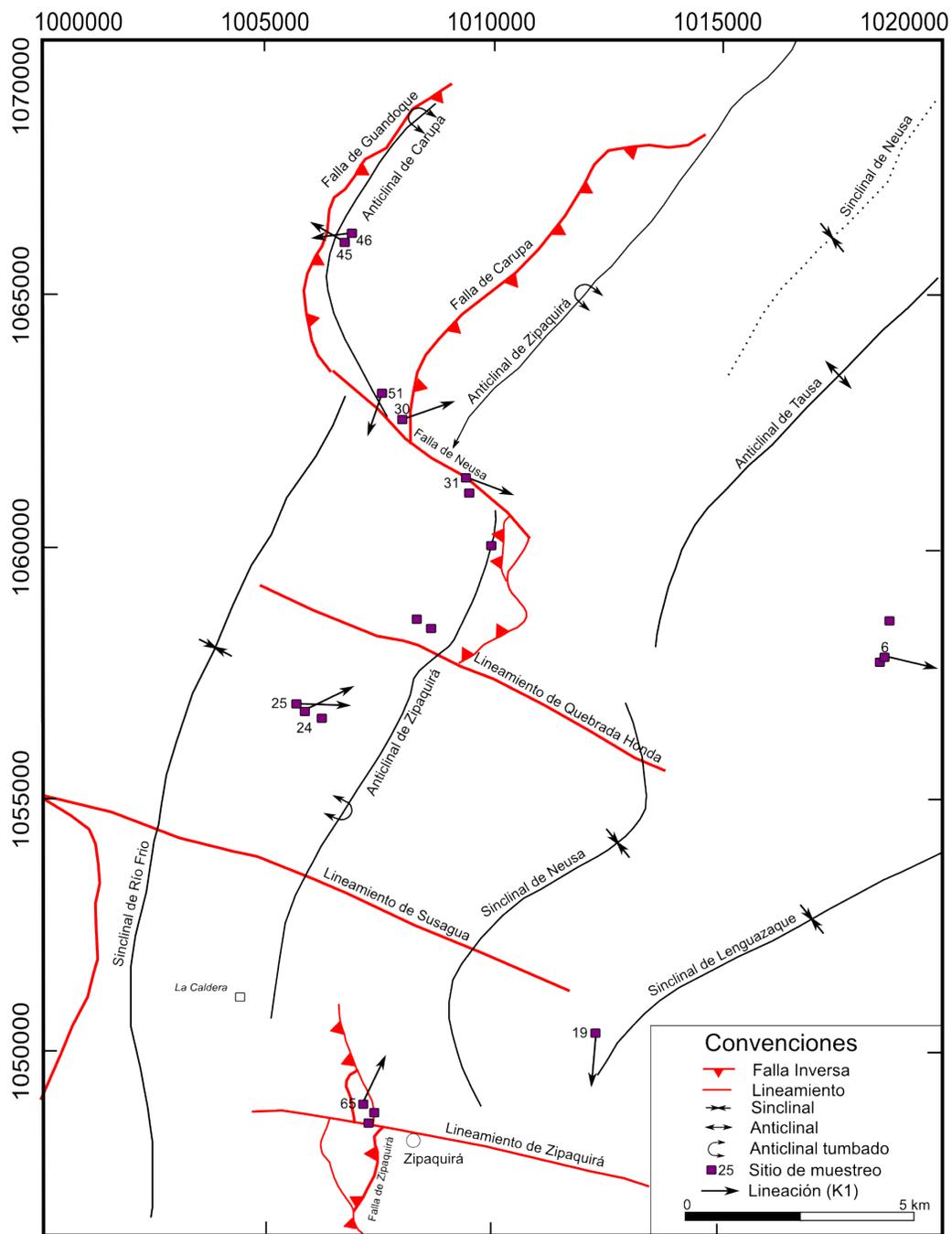
Figura 37: Mapa estructural del AZ con las proyecciones de la ASM para cada una de las estaciones. K1=cuadrados, K2=triángulos, K3=círculos.



Saint-Bezar et al. (2002) establecen un modelo para un pliegue por propagación de falla a partir de un análisis de la ASM en el cual estiman la respuesta de la fábrica magnética en diferentes sectores del pliegue (Figura 36). De acuerdo al modelo elaborado en una estructura geoméricamente similar al AZ debería esperarse que aumente progresivamente la deformación pasando de fábricas magnéticas primarias en el *backlimb* (flanco oeste del AZS) a fábricas magnéticas más avanzadas en el *forelimb* (flanco este del AZS), sin embargo éste planteamiento no puede ser reconocido en el AZS. Nótese que el sitio 23 muestra una fábrica magnética intermedia con el K_{min} paralelo a la dirección de transporte tectónico y perpendicular al eje axial del pliegue (Figura 38), sin embargo el sitio 25 debería mostrar una fábrica menos deformada por su posición en el *backlimb*, algo que no sucede, ya que es una fábrica magnética más deformada, incluso mostrando una lineación con el K_{max} orientado en dirección ENE (Figura 37). Existen varios factores que pueden responder a esta disposición de la fábrica magnética:

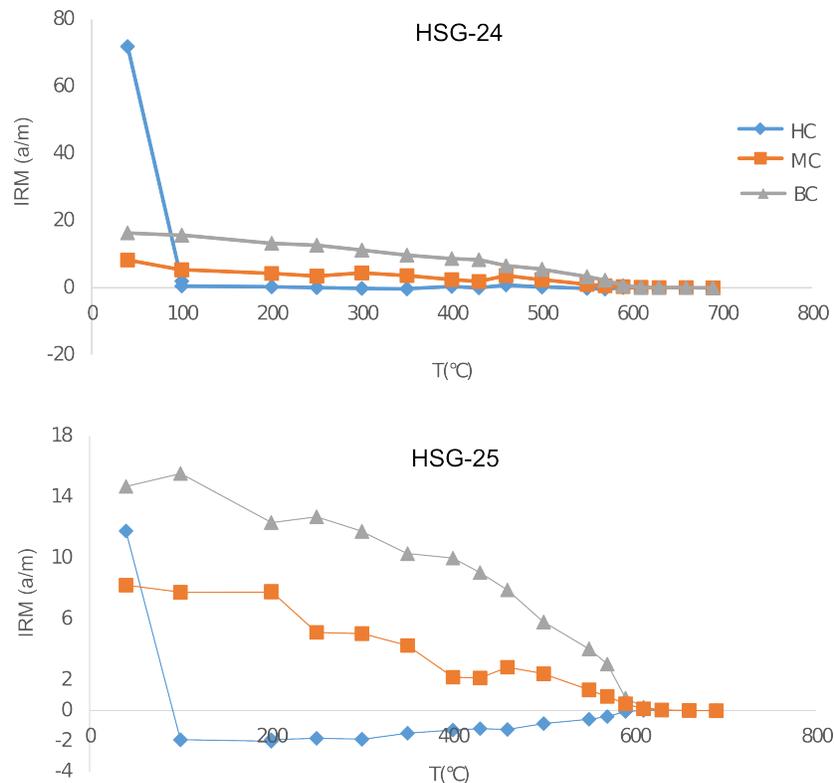
1. La presencia de una fábrica magnética fuerte inicial. Aunque se demostró previamente que el fracturamiento inició en una etapa preplegamiento, los valores del grado de anisotropía y el parámetro de forma demuestran que la mayoría de las fábricas no han sufrido una intensa deformación, excepto por casos puntuales como el sitio HSG-30.
2. La competencia entre dos fábricas planares, i.e. la estratificación y una foliación magnética neoformada originada por venas de goetita de alteración (Saint-Bezar et al., 2002). En el AZS es común encontrar venas de hematita cortando las rocas de la Formación Chipaque e incluso existen acumulaciones supergénicas de hematita botroidal (Figura 11). Algunos núcleos muestran vetillas milimétricas con óxidos de hierro. De acuerdo a los resultados de mineralogía, se observa la caída de la fracción fuerte a 100° C, indicando la presencia de goetita (Figura 39). Al observar el patrón de fracturas en éste sector y la estratificación, se observa que la intersección de los dos planos es paralela a sub-paralela con la lineación magnética de ambos sitios, por lo cual es muy probable que la lineación sea controlada por éstos elementos.
3. La presencia de una fábrica inversa asociada a magnetita de dominio simple. Rochette et al. (1992) realizan una discusión amplia sobre éste factor y como afecta la interpretación de lineaciones magnéticas en rocas sedimentarias. De acuerdo a los resultados de mineralogía magnética, los sitios 24 y 25 que no concuerdan con el modelo, tienen un predominio de magnetita en la fracción ferromagnética intermedia con caída de la magnetización en los 580°C (Figura 39), sin embargo no se puede estimar que dominio presenta, por lo cual no se puede definir si éste factor es el definitivo.

Figura 38: Mapa estructural con la dirección de las lineaciones magnéticas (flechas). Se graficaron sólo los sitios con un e_{12} menor a 20, ver Tabla 2 en Anexos.



- La mezcla de minerales magnéticos que portan fábricas normales e inversas, dando lugar a una fábrica anómala intermedia en la cual existe un intercambio de los ejes de susceptibilidad (Rochette et al., 1992), e.g. K2 cambia con K3.

Figura 39: Diagramas de desmagnetización para los sitios 24 y 25 donde se muestra la caída de la goetita a los 100°C y la magnetita a los 580°C.



A partir de las consideraciones previas se puede estimar una respuesta a las lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de acortamiento. En la primera parte se había propuesto la formación de un conjunto de fracturas J1 pre-plegamiento, los cuales controlaron la formación de nuevas fracturas durante el plegamiento (conjunto J2). Debido a que la tectónica dominante en el AZ es distensiva, con formación de fracturas abiertas en dirección ESE, se facilitó el ascenso y/o percolación de fluidos ricos en hierro, llevando a la precipitación de vetillas de hematita y goetita supergénica en las fracturas J1 y J2. A medida que aumentaba la deformación por rotación de los flancos, la competencia entre la fábrica primaria y magnética (asociada a las vetillas), influyó en la orientación de las lineaciones magnéticas, resultando en la intersección de ambas tramas en dirección E-ENE. Además de lo anterior, es posible que para el sitio 25 exista mezcla de magnetita de dominio simple con los componentes paramagnéticos, llevando a un estado anómalo

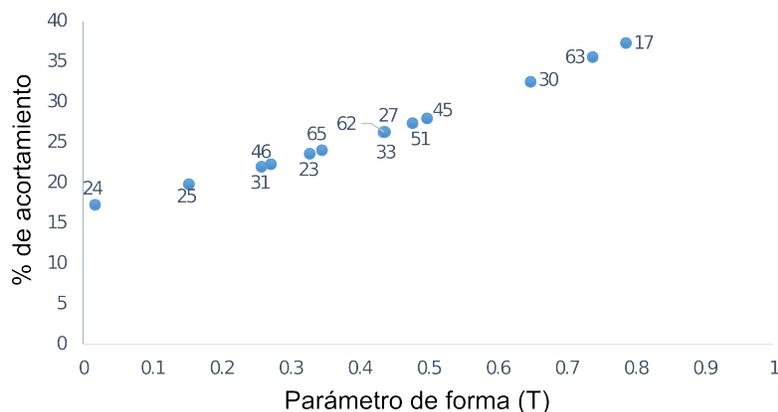
intermedio con sustitución del eje K2 por el eje K3 (Figura 37).

Debido a que en muchos ambientes tectónicos hay ausencia de marcadores para estimar cuantitativamente la deformación finita, Parés & van der Pluijm (2004) desarrollaron a partir de observaciones en estructuras en lápiz (*pencil structures*), una relación entre la ASM y el porcentaje de acortamiento, definido a partir de la ecuación:

$$\% A = 17 * e(T)$$

donde T es el parámetro de forma calculado a partir del método de Jelinek (1978) y e es exponente. Parés & van der Pluijm (2004) establecen que el método funciona de forma general en lodolitas y arcillolitas, con predominio de filosilicatos, debido a que estos minerales tienen la ventaja de registrar la deformación progresiva a la cual ha sido expuesta la roca y cuyo mecanismo de deformación es la reorientación cristalográfica. La ecuación es útil en rocas que han sido baja a medianamente deformadas y alcanzan un porcentaje de acortamiento inferior al 40%. En el AZ se realizó un análisis similar que muestra resultados interesantes para el estado actual de la deformación. El mayor valor de acortamiento se obtiene para los sitios HSG-17, HSG-63 y HSG-30 con valores de 37, 36 y 32% respectivamente (Figura 40). Si observamos la localización de los sitios y su distancia con respecto a las estructuras transversales, claramente existe una relación tanto con la ZDZ así como con la Falla de Neusa. Los valores más bajos están asociados a los sitios 24 y 25, demostrando que hacia el flanco oeste (*backlimb*), se encuentra la zona de menor deformación (Figura 40). La media entre todos los datos está alrededor del 26%, valor correlacionable con el porcentaje de acortamiento calculado previamente por Sarmiento-Rojas (2001) para la sub-cuenca de Cundinamarca del 30%

Figura 40: Gráfica de porcentaje de acortamiento (%) vs Parámetro de forma (T). Los valores máximos corresponden a sitios cercanos a las estructuras que controlan el AZ.



9.3. MODELO DE EMPLAZAMIENTO DEL DIAPIRO SALINO DE ZIPAQUIRÁ

Las primeras relaciones entre los cuerpos salinos del Cretácico Inferior y los anticlinales al este de la Sabana de Bogotá fue establecida por Julivert (1963). Siguiendo sus observaciones propone que muchas estructuras han sido afectadas por una tectónica de zócalo (basamento), con fallas profundas que pueden llevar a la formación de pliegues asimétricos con inversiones en uno de los flancos, seguida por un efecto gravitatorio de inversión posterior a la pérdida de la bóveda del pliegue. A partir de la tectónica de revestimiento, Julivert (1963) establece que la sal y los procesos haloquinéticos pudieron ser controlados en su extensión e inyección a partir de las fallas pre-existentes, desplazándose de los sinclinales hacia las partes altas de los anticlinales por sobrecarga de los sedimentos cuaternarios. Finalmente la erosión de las bóvedas en muchos anticlinales permitió liberar presión litostática y facilitó el ascenso de la sal en los núcleos de los pliegues. López et al. (1990) realizan un análisis del cuerpo salino de Zipaquirá, estableciendo su extensión, profundidad de los niveles de inyección (*feeder*), geometría y su posible origen. Le asignan una edad mínima Valanginiano y proponen que la tectónica distensiva observada es producto de la inversión de los bloques fallados, además de desplazar lateralmente los ejes de los anticlinales. El ascenso inicial es estimado por López et al. (1990) para el Barremiano-Albiano con la depositación de las formaciones Fómeque y Une, con un pulso final controlado por fallas de alto ángulo durante la Orogenia Andina (Mioceno). La tasa de subsidencia en la cuenca aumenta para el Hauteriviano, siguiendo un mecanismo de elongación de la litósfera asociada a un ambiente tipo *back-arc* (Sarmiento-Rojas et al., 2006), llevando a un aumento en los espesores de las formaciones Fómeque (1000 m) y Une (1453 m) hacia los flancos de la cuenca, sin embargo hacia la parte central, sólo se reconoce un evento importante durante el Maastrichtiano-Paleoceno (Sarmiento-Rojas et al., 2006) y que está representado por la potencia de la Formación Guaduas en el Sinclinal de Checua (adyacente al Anticlinal de Zipaquirá), alcanzando los 1090 m (Sarmiento, 1994). A pesar de los valores altos de subsidencia, la tasa de compactación y el comportamiento reológico de la roca de sobrecarga, dominada principalmente por potentes secuencias incompetentes (formaciones Fómeque y Chipaque) no sería suficiente para generar la inversión de densidades ni la pérdida de resistencia hacia el tope de la secuencia, necesaria para iniciar el flujo diapírico, sin embargo, las variaciones laterales en el espesor de las rocas de sobrecarga favorecerían un flujo horizontal debido a carga diferencial, definida por Fossen (2010) como una variación en el estado de esfuerzos alrededor de la sal y que puede ser generada por cambios de espesor o densidad en la sobrecarga. Warsitzka et al. (2013) a partir de modelos análogos establecen que la sal puede iniciar la propagación lateral

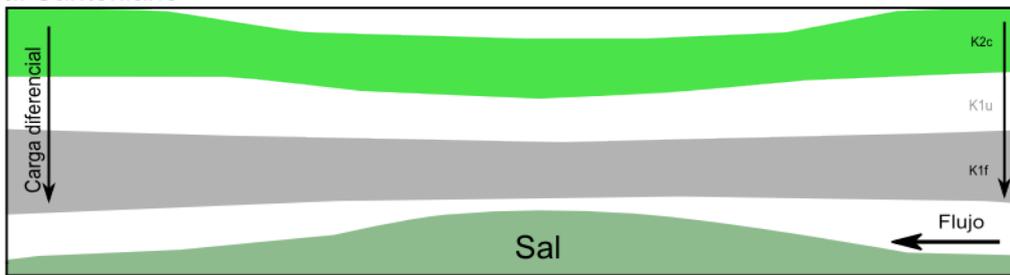
por carga diferencial y una intrusión primaria se desarrollara si la roca de sobrecarga no supera los 1000 m de espesor. De acuerdo a este mecanismo, es posible que hacia el Barremiano-Aptiano, donde la secuencia alcanzaba menos de 1000 m de espesor, la sal empiece a migrar para acumularse en la zona axial de la CO incluso hasta el Santoniano (Figura 41), donde el espesor de la Formación Chipaque restringiría las condiciones de barrera (<1000 m de espesor). Para el límite Maastrichtiano-Paleoceno se produce la acreción de los terrenos oceánicos occidentales induciendo un esfuerzo compresivo horizontal que favoreció el desarrollo de *flexural bending* en las zonas aisladas de la cuenca. Bajo éste último evento y teniendo en cuenta el espesor de la cobertera sedimentaria, además de un régimen distensivo inducido por la sal, sería más razonable pensar en un primer pulso salino (Figura 41). De acuerdo a los resultados de fracturas, se observa que la mayor parte de las diaclasas fueron formadas durante una fase diagenética, lo cual, para el inicio de la intrusión salina, facilitaría la formación de fallas normales hacia el tope del diapiro, siguiendo un modelo de propagación de fracturas pre-existentes, mecanismo similar al criterio de micro-fracturamiento de Griffith. Una vez iniciado el flujo, la pérdida de presión en el techo de la estructura llevó al ascenso del diapiro a niveles más someros, alcanzando las rocas de las formaciones Fómeque y Une. Las manifestaciones de diapiros están restringidas a ciertos sectores en la sub-cuenca como Zipaquirá y Nemocón. La localización del cuerpo salino de Zipaquirá y el de Nemocón concuerda con la presencia del Lineamiento de Zipaquirá y el Lineamiento de Susagua, respectivamente. De acuerdo a López et al. (1990) la forma del diapiro es elipsoidal, con el eje mayor de 1.9 Km en dirección NW-SE y el eje menor de 1.1 Km en sentido NE-SW, evidenciando una orientación sub-paralela con el LZ. Maillard et al. (2003) habían reconocido la importancia de las zonas de transferencia (o fallas transversales) y altos de basamento como elementos estructurales que controlan el ascenso de los cuerpos salinos. A partir de lo anterior es posible que los lineamientos en dirección NW-SE, heredados de una tectónica cretácica (ver sección 6.1) y cuya cinemática es de tipo normal, facilitaran el ascenso salino a niveles someros por zonas de apertura en las cuales el comportamiento frágil fue importante para liberar presión de sobrecarga y ayudar a la intrusión salina, siguiendo un modelo de avance extrusivo (Figura 9) combinado con un control estructural. Una vez alcanzada la zona más superficial, la sal se propagó en forma lateral, extendiendo el régimen distensivo a lo largo del AZ, viéndose expresado en diversos factores como:

1. Fallas normales a diferentes escalas y sectores del AZ (Figura 24 y Figura 42).
2. Orientación del σ_1 en posición vertical y un σ_3 horizontal (Figura 29a).

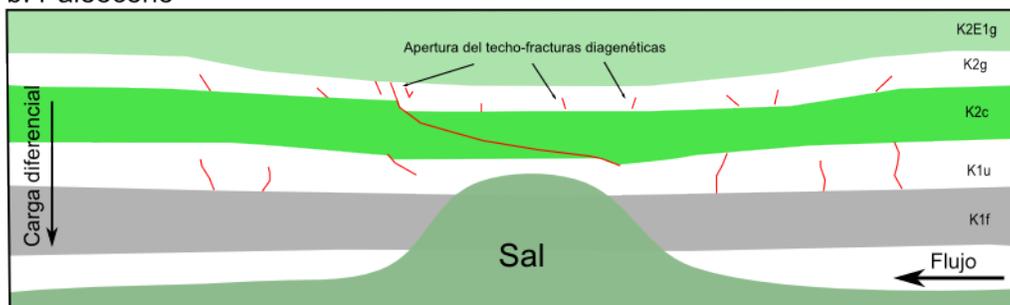
En la actualidad el cuerpo salino está en una fase pasiva emplazado en la Formación Chipaque. En cuanto al espesor, McLaughlin (1972) reporta una perforación que alcanzó los 407 m de profundidad sin llegar a la base de la secuencia salina. Teniendo en cuenta éste valor y que las rocas fueron depositadas en el Valanginiano, se propone un espesor inicial mínimo de cerca de 300 m.

Figura 41: Esquema de emplazamiento para el diapiro salino de Zipaquirá. (a) Para el Santoniano la depositación de unidades más espesas hacia los flancos ha inducido un flujo salino horizontal hacia la parte axial de la CO. (b) Con la depositación de la Fm. Guaduas, la carga diferencial y las fracturas J1 liberan presión en el techo y empieza la intrusión. (c) Corte esquemático del diapiro en la actualidad mostrando el régimen extensivo que induce, modificado de López et al. (1990). El esquema no está balanceado estructuralmente.

a. Santoniano



b. Paleoceno



c. Actualidad

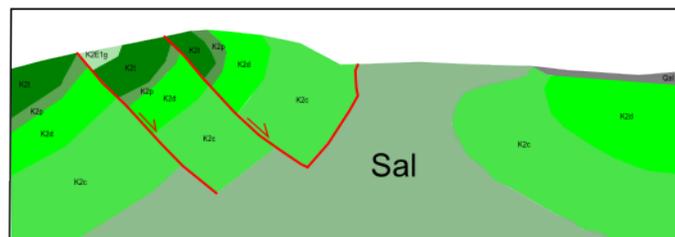
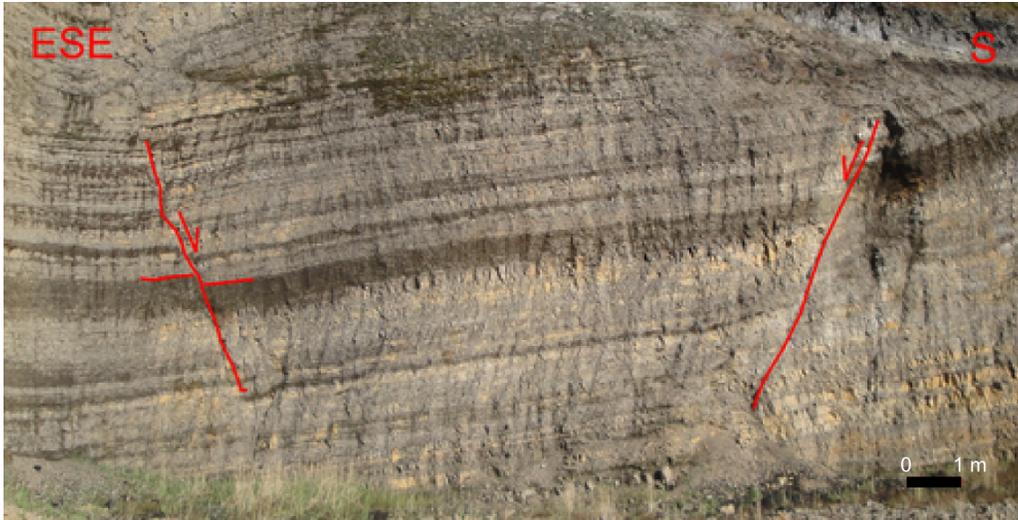


Figura 42: Fallas normales afectando las rocas de la Formación Plaeners en el sector de la Falla de Neusa. La escala en la margen inferior derecha representa un metro.

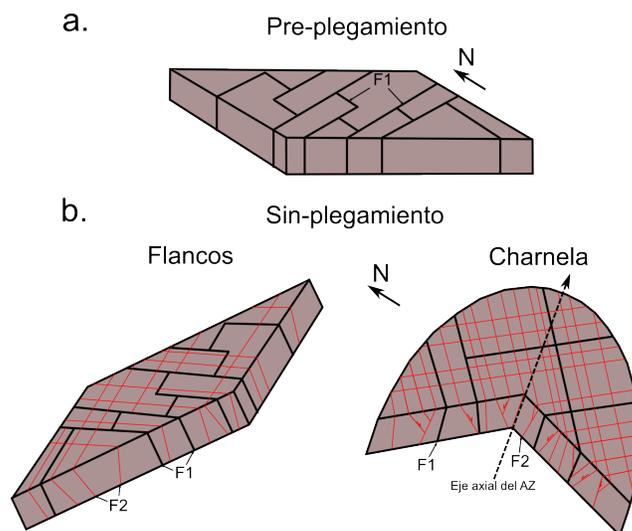


9.4. SÍNTESIS DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL ANTICLINAL DE ZIPAQUIRÁ

La evolución del AZ ha sido influenciada por múltiples factores como la deposición de potentes niveles de rocas evaporíticas con predominio de halita durante el Cretácico Inferior. Debido a los pulsos de elongación litosférica y la formación de fracturas verticales, el ascenso de la sal a lo largo de la secuencia inicia al menos desde el Maastrichtiano con la deposición de los potentes niveles de la Formación Guaduas y el fracturamiento inicial del Grupo Guadalupe, llevando a liberación de presión y ascenso diapírico. Los lineamientos NW-SE que actuaron posiblemente como zonas de transferencia durante el Mesozoico, ejercieron un control inicial tanto en la distribución de las fracturas así como en el espesor de las secuencias cretácicas. Una vez se inicia la deformación andina en el Paleógeno (Bayona et al., 2013), las fracturas diagenéticas formadas por esfuerzos verticales (J1) funcionan como una anisotropía mecánica (Figura 43a), dando lugar a la creación de un nuevo patrón oblicuo a la estratificación (J2), las cuales acomodan parte de la deformación con movimientos a lo largo de planos de cizalla (Figura 43b). Durante el Mioceno, inicia la deformación activa de la zona axial de la CO, el Anticlinal de Zipaquirá inicia su crecimiento separado por la Falla de Neusa, en dos dominios completamente diferentes: el Anticlinal de Zipaquirá Norte (AZN) y el Anticlinal de Zipaquirá Sur (AZS). El AZS crece como un pliegue simétrico, con rotación progresiva del flanco este como producto de la acción

de múltiples factores como fallamiento, inestabilidad gravitacional, intrusión salina, etc. La mayor deformación es concentrada en el flanco frontal, mientras que hacia el flanco posterior domina la deformación de cuerpo-rígido con algo de deslizamiento flexural. La orientación de los lineamientos bajo el nuevo régimen introduce una tectónica extensiva que permitió el último ascenso salino, alcanzando la superficie en forma de diapiro y propagándose lateralmente hacia el núcleo del AZ donde ayuda a establecer el régimen distensivo. Hacia la ZDZ, el diapiro y el Lineamiento de Zipaquirá generan una intensa deformación, con fallas orientadas N-S y E-W siguiendo la forma del diapiro. Éstas fallas se formaron durante el ascenso inicial como fallas normales y fueron reactivadas posteriormente bajo un nuevo régimen regional (López et al., 1990) El AZN crece como un pliegue por propagación de falla, con su flanco oeste invertido, cortado posteriormente por la Falla de Carupa. La deformación interna en las rocas de la Formación Guaduas en éste sector es compleja debido a la interacción de la Falla de Neusa, que actúa como una zona transversal, controlando la extensión tanto del AZ como de las fallas. Es así como la Falla de Rio Guandoque y la Falla de Las Margaritas son terminadas en la Falla de Neusa, como una estructura en cola de caballo. En el Cuaternario la pérdida de la charnela del AZS por erosión de los niveles competentes del Grupo Guadalupe permiten la exposición de las rocas de la Formación Chipaque en el núcleo.

Figura 43: Esquema de evolución de las fracturas con relación a la formación del AZ siguiendo el modelo de Bergbauer & Pollard (2004). (a) Formación de fracturas por carga litostática pre-plegamiento orientadas perpendicular a la estratificación. (b) Control de las fracturas heredadas J1 sobre la formación de un nuevo set J2 en los flancos y la charnela del AZ con desarrollo de fallas normales por propagación de las fracturas.



9.5. CONTROL ESTRUCTURAL EN LOS HIDROCARBUROS

La evolución del AZ presentada en este trabajo demuestra que la deformación andina de la cuenca Mesozoica en la parte axial de la CO ha sido influenciada por múltiples factores heredados o formados con anterioridad como: fallas transversales, fracturamiento por carga litostática pre-plegamiento, intrusiones salinas, etc. Debido a que todos estos rasgos han estado actuando al menos desde el Maastrichtiano, es posible pensar en su influencia y control sobre las rutas de migración de los hidrocarburos. Al considerar cada uno de los elementos mencionados previamente, se observan ejemplos a nivel mundial de su participación en el control de acumulaciones de hidrocarburos:

- Zonas transversales (Falla de Neusa): Formadas posiblemente por reactivación de estructuras heredadas de la fase extensiva dominante del Mesozoico y han sido estudiadas en lugares como el Mar del Norte y el Rift del Este Africano donde son targets de exploración con especial énfasis en zonas que presentan cobertera sedimentaria post-rift (Morley et al., 1990).
- Diapiros salinos: Extensos campos han sido estudiados en zonas con tectónica salina activa o pasiva: Cuenca Campos (Brasil), Mar del Norte (Noruega), Golfo de México, etc. Las propiedades físico-químicas de la sal han sido aprovechadas como trampas, además del ambiente estructural generado alrededor de la estructuras salinas. El diapiro en Zipaquirá tiene una geometría elipsoidal (vista en planta), lo cual ejerce un control en la zona de deformación cercana, induciendo la segmentación en bloques (e.g. Stewart, 2006).

Al observar la disposición de las diferentes unidades a lo largo del AZ, se puede definir un posible sistema petrolífero que ha sido reconocido en otros sectores de la cuenca como el piedemonte oriental:

- Roca generadora: Formación Fόμεque ó Grupo Cáqueza
- Roca reservorio: Areniscas de la Formación Une (preservadas tanto en el AZS como en el AZN)
- Roca sello: Formación Chipaque
- Roca de sobrecarga: Grupo Guadalupe
- Trampa: Intrusión diapírica y/o anticlinal fallado

Con base en lo anterior, el potencial de encontrar acumulaciones económicamente rentables es importante en el AZ desde el punto de vista estructural, sin embargo otras investigaciones deben ser llevadas a cabo para aumentar la probabilidad de éxito (e.g. geoquímica).

10. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1. El Anticlinal de Zipaquirá presenta una evolución cinemática compleja, debido a que múltiples factores controlan su extensión y geometría como lo son las zonas transversales, los niveles salinos y las fracturas preformadas. La estructura crece como un pliegue simétrico, con avance de la deformación hacia el flanco este en el AZS y el flanco oeste en el AZN, llevando a la inversión de uno de los flancos.
2. Las zonas trasnversales, i.e. los lineamientos en dirección NW-SE y la Falla de Neusa, han actuado al menos desde el Cretácico determinando la orientación y propagación de las fracturas, mientras que para el Mioceno, facilitaron el ascenso de diapiros, la formación de dos dominios cuya evolución geológica fue diferenciada (AZS y AZN), la curvatura del AZ y sirvieron de límite estructural de las fallas longitudinales.
3. El 90 % de las fracturas presentes a lo largo del AZ fueron formadas pre-plegamiento por carga litostática (J1), ejerciendo una anisotropía mecánica durante la fase de crecimiento del pliegue y controlando la orientación de las nuevas fracturas (J2). Sólo hacia las zonas complejas se observa un tipo de fracturas N-S neoformado.
4. La fábrica magnética muestra un predominio de tramas transicionales producto de deformación de cuerpo rígido hacia el flanco oeste del AZS, mientras que las tramas tectónicas están localizadas hacia la Falla de Neusa y la ZDZ. En algunos sectores, la lineación está controlada por la intersección entre las venas de hematita y la estratificación.
5. La haloquinesis inició al menos desde el Maastrichtiano con la deposición de los niveles potentes de la Formación Guaduas, ayudada por el fracturamiento del Grupo Guadalupe por carga litostática, sirviendo como punto de ruptura. Posteriormente, durante la exhumación del AZ, el Lineamiento de Zipaquirá de cinemática normal favoreció el ascenso final del diapiro hasta rocas de la Formación Chipaque.
6. El porcentaje de acortamiento estimado es mayor hacia la ZDZ y la Falla de Neusa (>30 %), mientras que hacia el AZ el promedio es del 26 %, cercanos a los calculados previamente para la sub-cuenca por Sarmiento-Rojas (2001) con un valor del 30 %.

Se recomienda realizar un análisis estructural integrado con información sísmica en las estructuras aledañas al AZ como el Anticlinal de Tausa o el Sinclinal de Neusa que permitirían estimar la extensión de las zonas transversales (ocultas en parte por los depósitos cuaternarios) y los cuerpos salinos en la Sabana de Bogotá, para determinar así su posible control en la acumulación económica de hidrocarburos.

11. BIBLIOGRAFÍA

Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de reserche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des diédres droits. *Bulletin de la Societé Géologique de France*, 7(19), 1309-1318.

Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Kissel, C., 1992. Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold thrust structure: a test case from the Corbières (NE Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology*, 14, 461-474.

Bayona, G., Thomas, W., Van der Voo, R., 2003. Kinematics of thrust sheets within transverse zones: a structural and paleomagnetic investigation in the Appalachian thrust belt of Georgia and Alabama. *Journal of Structural Geology*, 25, 1193-1212.

Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Caballero, V., Mahecha, H., Lamus, F., Montenegro, O., Jimenez, G., Mesa, A., Valencia, V., 2013. Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos Basin; response to Caribbean-South American convergence in early Paleogene time. *Geological Society of London, special Publications*, 377, 31 p.

Bingham, C., 1964. Distributions on the sphere and on the projective plane, PhD Dissertation, Yale University, New Haven (USA).

Bergbauer, S., Pollard, D., 2004. A new conceptual fold-fracture model including prefolding joints, based on the Emigrant Gap anticline, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 116 (3), 294-307.

Borradaile, G., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156, 1-20.

Borradaile, G., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy, *Earth Science Reviews*, 42, 49-93.

Borradaile, G., Jackson, M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. En Martín-Hernández, F., Lüneburg, C., Aubourg, C., Jackson, M., 2004. *Magnetic fabric: Methods and applications*. Geological Society, Special Publications, 238, 299-360.

Caballero, C., 2010. La fábrica magnética a partir de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo. *Monografías del Instituto de Geofísica, UNAM*, 1-16.

- Caballero, V., Parra, M., Mora, A., 2010. Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano: proveniencia sedimentaria en el Sinclinal de Nuevo Mundo, cuenca del Valle Medio del Magdalena, *Boletín de Geología*, 32(1), 45-77.
- Camargo, G., 1995. Elementos Estructurales del Área de la Sabana de Bogotá y Alrededores. VI Congreso Colombiano del Petróleo. p. 8, Bogotá.
- Castro, W., Lozano, A., 2003. Modelamiento geométrico y análisis de la evolución estructural del sector central del Anticlinal de Zipaquirá (Zipaquirá, Cundinamarca). Tesis de Pregrado. Universidad Industrial de Santander.
- Cediel, F., Shaw, R., Cáceres, C., 2003. Tectonic assembly of the northern Andean Block. En: Bartolini, C., Buffler, R., Blickwede, J. (eds) *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics*. AAPG, *Memoirs*, 79, 815-848.
- Corredor, F., 2003. Eastward extent of the Late-Eocene-Early Oligocene onset of deformation across the northern Andes: constraints from the northern portion of the Eastern Cordillera fold belt, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 445-457.
- Delvaux, D., Sperner, B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program, en Nieuwland, D. *New insights into Structural interpretation and modelling*, Geological Society of London, *Special Publication*, 212, 75-100.
- Ferrer, O., Jackson, M., Roca, E., Rubinat, M., 2012. Evolution of salt structures during extension and inversion of the Offshore Parentis Basin (Eastern Bay of Biscay). En: Alsop, G., Archer, S., Hartley, A., Grant, N., Hodgkinson, R., (eds) 2012. *Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity*. Geological Society, London, *Special Publications*, 363, 361- 379.
- Fierro-Morales, J., Angel-Amaya, J., 2008. Tectónica activa y sismicidad en la Sabana de Bogotá (Colombia-Suramérica). XIII Congreso Latinoamericano de Geología. p. 6. Perú.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, 1er ed., p. 481. Londres.
- Grohmann, C.H., Campanha, C.A., 2010. OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis, AGU Fall meeting, p. 2, San Francisco (USA).
- Gudmundsson, A., 2011. *Rock fractures in geological processes*. Cambridge University Press, 1er ed., págs 593. Londres.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysics Surveys*, 5, 37-82.

- Hubach, E., 1957. Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. Instituto Geológico Nacional. Bol. Geol., 2, 93-112.
- Hudec, M., Jackson, M., 2006. Advance of allochthonous salt sheets in passive margins and orogens. AAPG Bulletin, 90, 1535– 1564.
- Hudec, M., Jackson, M., 2007. Terra infirma: understanding salt tectonics. Earth-Science Reviews, 82, 1– 28.
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. Studia Geoph. et Geod. 22, 50-62.
- Jiménez, G., Rico, J., Bayona, G., Montes, C., Rosero, A., Sierra, D., 2012. Analysis of curved folds and fault/fold terminations in the souther Upper Magdalena Valley of Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 39, 184-201.
- Julivert, M., 1963. Los rasgos tectónicos de la región de la Sabana de Bogota y los mecanismos de la formación de las estructuras, Boletín de Geología, 11, 5 – 21.
- Kammer, A., 1996. Estructuras y Deformaciones del Borde Oriental del Macizo de Floresta, Geologia Colombiana, 21, 65-80.
- Kerr, A., Tarney, J., 2005. Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. Geological Society of America, 33 (4), 269-272.
- Kono, M., 2007. Geomagnetism in Perspective, Vol. 5, p. 588, en: Schubert, G., 2007. Treatise on Geophysics, Elsevier, 1st ed., USA.
- Lewis, M., Jackson, C., Gawthorpe, R., 2013. Salt-influenced normal fault growth and forced folding: The Stavanger Fault System, North Sea. Journal of Structural Geology, 54, 156-173.
- López, C., Briceño, A., Buitrago, J., 1990. Edad y origen de los diapiros de sal de la Sabana de Bogotá. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia, 1-40.
- Lozano, A., Castro, W., Linares, R., 2003. Modelamiento y Análisis Estructural del Anticlinal de Zipaquirá y su Aplicación a la interpretación a zonas de piedemonte. VIII Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, 1-11.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in rock by coercivity and unblocking temperature properties. Geophysical Research Letters, 17, 159-162.
- Macedo, J., Marshak, S., 1999. Control on the geometry of fold-thrust belt salients. Geological Society of America Bulletin, 111, 1808-1822.

- Mattei, M., Speranza, F., Argentieri, A., Rossetti, F., Sagnotti, L., Funiciello, R., 1999. Extensional tectonics in the Amantea basin (Calabria, Italy): a comparison between structural and magnetic anisotropy data. *Tectonophysics*, 307, 33-49.
- McLaughlin, D., 1972. Evaporite Deposits of Bogotá Area, Cordillera Oriental, Colombia. *AAPG Bulletin*, 56 (11), 2240-2259.
- McLaughlin, D., Arce, M., 1975. Mapa geológico del cuadrángulo K11 (Zipaquirá). INGEOMINAS, Bogotá.
- Maillard, A., Gaullier, V., Vendeville, B., Odonne, F., 2003. Influence of differential compaction above basement steps on salt tectonics in the Lugurian-Provencal Basin, northwest Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 13-27.
- Mitra, S., 1990. Fault-Propagation Folds: Geometry, Kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *AAPG Bulletin*, 74 (6), 921-945.
- Mojica, J., Arévalo, O. J., Ibáñez-Mejía, M., 2007. Fallas plioceno-cuaternarias ocultas bajo los sedimentos de la zona urbana de Bogotá: importancia para la evaluación de la amenaza sísmica potencial. *Memorias XI Congreso Colombiano de Geología*, p. 16, Bucaramanga.
- Montoya, D., Reyes, G., 2003. Geología de la Plancha 209 Zipaquirá. INGEOMINAS, p. 156. Bogotá.
- Mora, A., Horton, B., Mesa, A., Rubiano, J., Ketcham, A., Parra, M., Blanco, V., García, D., Stockli, D., 2010. Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: implications for petroleum systems. *AAPG Bulletin*, 94, 1543-1580.
- Morley, C.K., Nelson, R.A., Patton, T.L., Munn, S.G., 1990. Transfer Zones in the East African Rift System and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts, *AAPG bulletin*, 74 (8), 1234-1253.
- Parés, J., van der Pluijm, B., 2002. Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics*, 350, 283-298.
- Parés, J., van der Pluijm, B., 2004. Correlating magnetic fabrics with finite strain: Comparing results from mudrocks in the Variscan and Appalachian Orogens. *Geologica Acta*, 2 (3), 213-220.
- Parés, J., van der Pluijm, B., Dinarés-Turell, J., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, Northern Spain), *Tectonophysics*, 307, 1-14.
- Passchier, C., Trouw, R., 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag, 2nd ed., p. 371. Germany.

- Perez, G., Salazar, A., 1978. Estratigrafía y facies del Grupo Guadalupe. U. Nal., Geol. Col., 10, 7-113. Bogotá.
- Petit, J., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks, *Journal of Structural Geology*, 9 (5), 597-608.
- Pohn, H., 2000. Lateral Ramps in the Folded Appalachians and in Overthrust Belts Worldwide-A fundamental element of Thrust-Belt Architecture. U.S. Geological Survey Bulletin, 2163, 1-71.
- Renzoni, G., 1962. Apuntes acerca de la litología y tectónica de la zona al este y sureste de Bogotá. Servicio Geológico Nacional. Bol. Geol., 1 (3), 59-79. Bogotá.
- Reyes, G., 2004. Modelo estructural al norte de la Sabana de Bogotá mediante la integración de información geológica, magnetométrica y de teledetección. *Geología Colombiana*, 29, 3-9.
- Richter, C., van der Pluijm, B., 1994. Separation of paramagnetic and ferromagnetic susceptibilities using low temperature magnetic susceptibilities and comparison with high field methods. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 82, 113-123.
- Robion, P., Grelaud, S., and Frizon de Lamotte, D., 2007. Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts: ¿Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE – Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW – Himalaya, Pakistan)?. *Sedimentary Geology*, 196, 181 – 200.
- Rochette, P., Jackson, J., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility, *Rev. Geophys.*, 30, 209-226.
- Saint-Bezar, B., Hebert, R., Aubourg, C., Robion, P., Swennen, R., Frizon de Lamotte, D., 2002. Magnetic fabric and petrographic investigation of hematite-bearing sandstones within ramp-related folds: examples from the South Atlas Front (Morocco), *Journal of Structural Geology*, 24, 1507-1520.
- Sarmiento, G., 1992. Palinología de la Formación Guaduas - Estratigrafía y Sistemática. INGEOMINAS. Bol. Geol., 32 (1-3), 45-126.
- Sarmiento, G., 1994. Estratigrafía y medios del depósito de la Formación Guaduas. INGEOMINAS, Pub. Geol. Esp., 20. 1-44.
- Sarmiento-Rojas, L., 2001. Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes; Inferences from Tectonic Models. *Ecopetrol-Netherlands Research, School of Sedimentary Geology, Bogotá, Publication 295.*

- Sarmiento-Rojas, L., van Wess, J., Cloetingh, S., 2006. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 383-411.
- Sasvári, Á., Baharev, A., 2014. SG2PS (Structural Geology to Post Script Converter) - A graphical solution for brittle structural data evaluation and paleostress calculation, *Computers and Geosciences*, 66, 81-93.
- Stearns, D. W., 1968. Certain aspects of fractures in naturally deformed rocks, en: Riecker, R., ed., *Rock mechanics seminar*, Beldford, Terrestrial Sciences Laboratory, 97-118.
- Stewart, S.A., 2006. Implications of passive salt diapir kinematics for reservoir segmentation by radial and concentric faults, *Marine and Petroleum Geology*, 23, 843-853.
- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C., 2000. Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19 (5), 787-813.
- Thomas, W.A., 1990. Controls on locations of transverse zones in thrust belts. *Eclogae Geologicae Helvetica*, 83, 727-744.
- Thomas, W.A., Bayona, G., 2002. Palinspastic restoration of the Anniston Transverse Zone in the Appalachians thrust belt, Alabama. *Journal of Structural Geology*, 24, 797-826.
- van der Pluijm, B., Marshak, S., 2004. *Earth Structure: An introduction to Structural Geology and Tectonics*. Norton & Company, 2nd ed., p. 673. USA.
- Velandia, F., De Bermoudes, O., 2002. Fallas longitudinales y transversales en la Sabana de Bogotá, Colombia. *Boletín de Geología*, 24 (39), 37-48.
- Warsitzka, M., Kley, J., Kukowski, N., 2013. Salt diapirism driven by differential loading - Some insights from analogue modelling, *Tectonophysics*, 591, 83-97.
- Weil, A., Van der Voo, R., van der Pluijm, B., Parés, J., 2000. The formation of an orocline by multiphase deformation: a paleomagnetic investigation of the Cantabria-Asturias Arc (northern Spain). *Journal of Structural Geology*, 22, 735-756.
- Weil, A., Yonkee, A., 2009. Anisotropy of magnetic susceptibility in weakly deformed red beds from the Wyoming salient, Sevier thrust belt: Relations to layer-parallel shortening and orogenic curvature. *Lithosphere*, 1 (4), 235-256.

Winkler, A., Alfonsi, L., Florindo, F., Sagnotti, L., Speranza, F., 1997. The magnetic anisotropy of rocks: principles, techniques and geodynamic applications in the Italian peninsula. *Annali Di Geofisica*, 40 (3), 729-740.