

Análisis del sistema de fallas Bucaramanga – Suárez y sus implicaciones en la sedimentación del
Grupo Girón

Angie Lorena García Ariza, Heather Katherinne Quintero Argüello

Trabajo de Grado para optar al título de Geóloga

Director:

Giovanny Jiménez Díaz

Ph.D. Geodinámica

Codirector:

Juan David Badillo Requena

Geólogo

Tutor:

Dilan A. Martínez-Sánchez

Geólogo

Universidad Industrial de Santander
Facultad de Ingenierías Físico – Químicas
Escuela de Geología
Bucaramanga

2019

Dedicatoria

Este, como todos mis logros se lo dedico a María Dolores Ariza Almánzar, mi madre.

Angie Lorena García Ariza

A mis nonos Isabel y Aurelio, quienes son el motor de mi vida. A mis padres por su dedicación, amor y apoyo incondicional; y a Dani por su compañía y cariño de siempre.

A ustedes les dedico todos mis logros, me impulsan cada día a cumplir mis metas.

Heather Katherine Quintero Arguello

Agradecimientos

Queremos agradecer a la escuela de Geología por forjarnos como profesionales dedicadas y apasionadas por nuestra carrera.

A los profesores Giovanni Jiménez, Juan David Badillo, Ana Milena Cardozo, Jesús Hernando Mendoza y Francisco Alberto Velandia por su dedicación y esmero como maestros. Y de forma especial a nuestro tutor Dilan Arturo Martínez.

A nuestras familias por ser un apoyo incondicional en el proceso de lograr nuestras metas y sueños.

Y a nuestros amigos, compañeros de campo y de discusión, Carlos Mario Alarcón, Sonia Alejandra Quintero, Jefferson Steven Díaz, Jorge Andrés Lizarazo y Cristian David Forero.

Contenido

	Pág.
Introducción	16
1. Justificación	18
2. Objetivos	19
2.1 Objetivo General	19
2.2 Objetivos Específicos.....	19
3. Marco Teórico.....	20
3.1 Estratigrafía y sedimentación.....	20
3.1.1 Cuencas sedimentarias.	20
3.1.2 Medios sedimentarios.	23
3.1.3 Procesos de sedimentación.	24
3.1.4 Continuidad y discontinuidad.	27
3.2 Geología Estructural	29
3.2.1 Esfuerzo.	29
3.2.2 Deformación.	29
3.2.3 Zonas transversales.	33
3.2.4 Indicadores cinemáticos.....	34
3.3 Análisis estructural.....	36
3.3.1 Cortes geológicos.....	36
3.3.2 Red estereográfica.....	37 1
4. Antecedentes	40
5. Metodología	43
6. Marco Tectónico y Geológico	45
7. Geología Local.....	49
8. Resultados Cartográficos	51
8.1 Control Cartográfico	51

8.2 Mapa Geológico.....	68
9. Procesamiento de datos.....	69
9.1 Tratamiento de datos estructurales.....	69
9.2 Cortes Geológicos.....	71
10. Discusión.....	74
11. Conclusiones.....	77
Referencias Bibliográficas.....	78

Lista de Figuras

	Pág.
<i>Figura 1.</i> Localización de la zona de estudio en el departamento de Santander.	17
<i>Figura 2.</i> Zonas de rift continentales	22
<i>Figura 3.</i> Cuencas relacionadas a la subducción (Cuenca backarc).	23
<i>Figura 4.</i> Corte topográfico mostrando los procesos sedimentarios que forman las rocas sedimentarias.....	24
<i>Figura 5.</i> Relaciones de continuidad y discontinuidad. A. Continuidad (con concordancia). B. Paraconformidad. C. Disconformidad. D. Discordancias angulares. E. Discordancia angular erosiva. F. Discordancia sintectónica (discordancia progresiva). G. Inconformidad..	28
<i>Figura 6.</i> Tipos de fracturas según Anderson.....	31
<i>Figura 7.</i> A. Bloque diagrama del movimiento de una falla normal. B. Bloque diagrama del movimiento de una falla inversa. C. Bloque diagrama del movimiento de una falla de rumbo. Las flechas rojas muestran la dirección de los principales esfuerzos donde sigma 1 representa el mayor de ellos.....	32
<i>Figura 8.</i> Vista en mapa de Zonas Transversales en un ambiente de compresión.	34
<i>Figura 9.</i> Esquema mostrando los datos que se pueden tomar a partir de un plano de falla estriado.....	35
<i>Figura 10.</i> Figura del paso a paso para realizar un corte geológico a partir del método Kink.....	37
<i>Figura 11.</i> A. Transportador. B. Rotación del transportador a lo largo de su borde recto. C. Falsilla de Wulff..	38
<i>Figura 12.</i> A. Proyección estereográfica de una línea estructural. B. Proyección estereográfica de un plano inclinado.....	40
<i>Figura 13.</i> Figura tomada y modificada de Blanco y Rincón (2014). Evidenciando la variación de espesor de la Formación Angostura del Rio Lebrija en las zonas del Rio Lebrija, Mesa de Ruitoque y Mesa de Los Santos.....	43
<i>Figura 14.</i> Diagrama metodológico del proyecto.....	45

<i>Figura 15.</i> Modelo de la evolución tectónica de la Cordillera Oriental.	47
<i>Figura 16.</i> Columna estratigráfica generalizada, de las unidades que se encuentran en la zona.	50
<i>Figura 17.</i> Mapa con los puntos de control en la zona de trabajo.	51
<i>Figura 18.</i> Afloramiento del inicio de la poligonal correspondiente a lodolitas de la Formación Río Lebrija e la zona de Acapulco.	53
<i>Figura 19.</i> Contacto entre las formaciones Río Lebrija y Los Santos en la Zona de Acapulco... ..	54
<i>Figura 20.</i> Afloramiento de los conglomerados de la Formación Río Lebrija en la Zona de La Punta.	55
<i>Figura 21.</i> Panorámica tomada desde la Mesa de los Santos donde se muestra el trazo de la Falla Bucaramanga.....	56
<i>Figura 22.</i> A. Vista de afloramiento de la Formación Río Lebrija al margen derecho de la Vía Girón – Zapatoca. B. Plano de falla $194^{\circ}/40^{\circ}$	58
<i>Figura 23.</i> Afloramiento de las lodolitas de la Formación Jordán en la zona de Piedecuesta.	60
<i>Figura 24.</i> Vista panorámica y afloramiento de la Formación Los Santos en la zona de Los Santos en el sector “La Mojarra”.	61
<i>Figura 25.</i> Bloque diagrama del contacto tapado, entre las formaciones Los Santos y Jordán. ..	62
<i>Figura 26.</i> Afloramiento de la Formación Río Lebrija en capas casi verticales en la Zona La Cumbre.....	63
<i>Figura 27.</i> Afloramiento de areniscas pertenecientes a la Formación Río Lebrija en la zona del Palenque.	64
<i>Figura 28.</i> Afloramiento diaclasado de areniscas pertenecientes a la Formación Río Lebrija en la zona del Norte.	66
<i>Figura 29.</i> Mapa geológico de la zona de estudio.	68
<i>Figura 30.</i> Mapa de la zona con cada proyección de densidad de datos asociada. Los esfuerzos sigma 1, representados con flechas rojas, mientras el esfuerzo sigma 3, está representado por flechas azules.	70
<i>Figura 31.</i> Corte A-A’ ubicado al Sur de la zona de estudio con una orientación aproximada W-E.	72
<i>Figura 32.</i> Corte B-B’ ubicado sobre la Meseta de Acapulco con una orientación aproximada W-E.	72

<i>Figura 33.</i> Corte C-C' con una orientación aproximada N-S, evidenciando las zonas transversales.....	73
<i>Figura 34.</i> Corte geológico regional con una orientación aproximada W-E.....	74
<i>Figura 35.</i> Columnas estratigráficas generalizadas del Grupo Girón en la zona y su ubicación en el mapa.	75
<i>Figura 36.</i> Bloque diagrama de la evolución geológica de la zona de estudio.	77

Lista de Tablas

	Pág.
Tabla 1. <i>Cuencas sedimentarias según su ambiente tectónico, relacionadas al contexto geológico regional y de la zona de estudio.</i>	21
Tabla 2. <i>Datos de diaclasas en la zona de La Punta.</i>	56
Tabla 3. <i>Datos de diaclasas en la zona de la Vía Zapatoca.</i>	58
Tabla 4. <i>Datos de estratificación de la Zona de Piedecuesta con sus respectivas coordenadas.</i>	59
Tabla 5. <i>Datos de estratificación de la Zona de Los Santos con sus respectivas coordenadas.</i>	60
Tabla 6. <i>Datos de diaclasas en la zona del Palenque.</i>	64
Tabla 7. <i>Datos de estrías en la zona del Palenque.</i>	65
Tabla 8. <i>Datos de diaclasas en la zona del Norte.</i>	66
Tabla 9. <i>Datos de estrías en la zona del Palenque.</i>	67
Tabla 10. <i>Variación de espesor del Grupo Girón en el corte A-A'.</i>	68
Tabla 11. <i>Variación de espesor del Grupo Girón en el corte B - B'.</i>	69
Tabla 12. <i>Variación de espesor del Grupo Girón en el corte C- C'.</i>	70

Lista de Apéndices

Apéndice A. *Datos de la poligonal de la zona Acapulco.*

Apéndice B. *Datos de la poligonal de la zona La Punta.*

Apéndice C. *Datos de la poligonal de la zona Vía Zapatoca.*

Apéndice D. *Mapa geológico de la zona de estudio.*

Apéndice E. *Corte geológico A-A'.*

Apéndice F. *Corte geológico B-B'.*

Apéndice G. *Corte geológico C-C'.*

Apéndice H. *Corte geológico D-D'.*

Resumen

Título: Análisis del sistema de fallas Bucaramanga – Suárez y sus implicaciones en la sedimentación del Grupo Girón*

Autores: Angie Lorena García Ariza
Heather Katherine Quintero Argüello**

Palabras Clave: Grupo Girón, Falla Bucaramanga, Falla del Suarez, Zonas Transversales.

El Grupo Girón, definido así en primera instancia por Hedberg (1931) ha sido objeto de gran cantidad de estudios en la zona debido a la confusión generada en cuanto a las unidades que lo conforman por las diferencias en su litología y variación anómala en su espesor. Trabajos recientes sobre la geología estructural en el flanco oeste de la Cordillera Oriental y el Valle Medio del Magdalena correlacionan estructuras regionales como la Falla Bucaramanga y Falla del Suárez con zonas transversales. Con el tiempo estas fallas principales han afectado las unidades Jurásicas sedimentarias, entre ellas, el Grupo Girón, unidad en la que como se mencionó anteriormente se evidencia un drástico cambio de espesor en la zona. En busca de entender mejor la implicación de estos sistemas de fallas en la sedimentación de esta unidad, se realizó un control litológico en ocho sectores escogidos principalmente en base a la cercanía del paso de las fallas principales y las fallas transversales, también un control estructural y el posterior procesamiento de datos con el objetivo de visualizar los esfuerzos principales asociados a cada zona; con el fin de correlacionar los datos obtenidos en campo se generaron cuatro cortes geológicos, permitiendo estudiar la disposición y variación del Grupo Girón, determinando que los sistemas de Fallas Bucaramanga y Suárez afectaron la sin y post deposición de esta unidad.

* Trabajo de Grado

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Giovanni Jiménez Díaz

Abstract

Title: Anaysis of the Bucaramanga – Suarez faults system and its implications on the sedimentation of the Giron Group*.

Authors: Angie Lorena García Ariza
Heather Katherinne Quintero Argüello**

Keywords: Girón Group, Bucaramanga Fault, Suarez Fault, Transverse zones.

The Girón Group, defined by Hedberg (1931) has been the object of many studies in the area, mainly due to the confusion generated in terms of the units that define the group, the differences in lithology, and the anomalous variation in its thickness. Recent publications in the western flank of the Cordillera Oriental and the Middle Valley of Magdalena correlate regional structures such as the Bucaramanga Fault and the Suárez Fault with other transverse fault zones. Over geologic time, these fault systems have affected the sedimentary Jurassic units, including the Girón Group, a unit in which a drastic change in thickness is evident over the area of study. In order to understand the influence of these fault systems in the sedimentation of this unit, this work included a lithological control in eight sectors chosen mainly based on the proximity of the main faults and the transverse faults; also a structural control in order to visualize the main tectonic stresses associated with each sector. To correlate the data obtained from the field work, four geological sections were generated, allowing the study of the variation in thickness of the Girón Group, determining that the Bucaramanga Fault and the Suárez Fault affected the sin and post deposition of this unit..

* Undergraduate Thesis

** Geology School. Physical Chemical Engineering Faculty. Universidad Industrial de Santander.
Director: Giovanni Jiménez Díaz

Introducción

En el estudio de rocas sedimentarias, la Estratigrafía y la Geología Estructural van siempre de la mano, juntas permiten conocer información acerca del ambiente de formación de una unidad y cómo esta fue evolucionando en el tiempo, además ayudan a generar una relación de la disposición espacial y temporal tanto de las unidades sedimentarias como de las diferentes estructuras asociadas.

Una gran cantidad de estudios sobre rocas sedimentarias se han desarrollado en la Cordillera Oriental, la más joven de los Andes Colombianos, conformada por un basamento de rocas Precámbricas y rocas sedimentarias de diferente proveniencia, desde edades Pérmicas hasta Paleógenas (Royero y Clavijo, 2001; Ward, *et al.*, 1973). Esta Cordillera ha experimentado diferentes fases de deformación a lo largo de su evolución, las cuales son evidenciadas por fuertes plegamientos, fallas inversas y fallas de cinemática transpresiva y transtensiva (Irving, 1971).

En trabajos recientes sobre la geología estructural en el flanco oeste de la Cordillera Oriental y el Valle Medio del Magdalena (Osorio, 2016; Araque y Otero, 2016; Jaimes y López, 2015); dan explicaciones con base en las zonas transversales a estructuras como la Falla Bucaramanga y la Falla del Suárez (cambios de rumbo, fallas transversales, cabeceo de pliegues, entre otras).

El área de estudio se encuentra ubicada en el flanco oeste de la Cordillera Oriental dentro de los límites orientales de la cuenca del Valle Medio del Magdalena, donde se realizó un control cartográfico posterior a una recopilación bibliográfica, permitiendo generar un análisis y caracterización tanto estructural como estratigráfica mediante la construcción de cortes geológicos.

Dependiendo de las características espaciales y temporales, las estructuras pudieron afectar de distinta forma las unidades Mesozoicas en especial de edad Jurásico, las cuales se han estudiado y se han encontrado con variaciones muy marcadas de su espesor dentro de la zona.

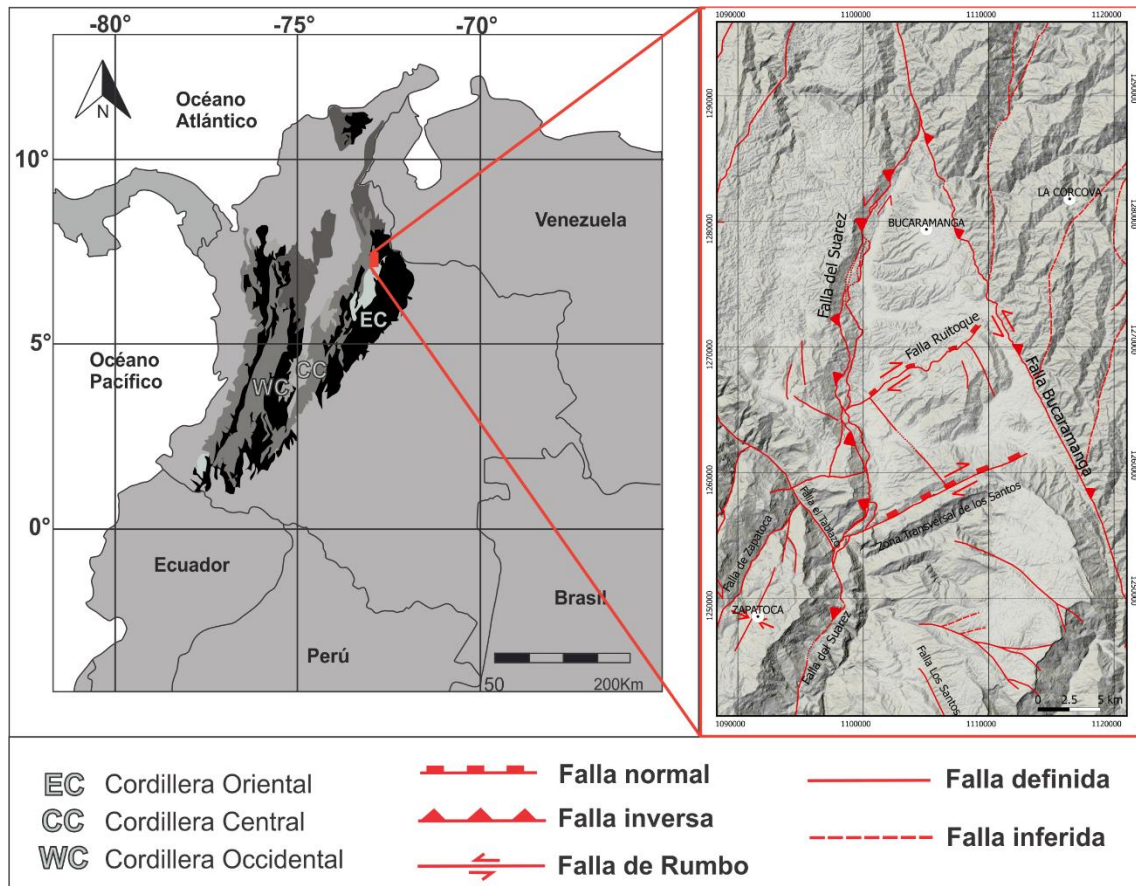


Figura 1. Localización de la zona de estudio en el departamento de Santander.

1. Justificación

Se han realizado varios estudios que miden por medio de poligonales y bastoneo el espesor de unidades jurásicas en diferentes zonas, dando como resultado grandes variaciones, un caso es el del Grupo Girón, Cediel (1968) midió 4650 metros de espesor de la sección en el Río Lebrija, mientras Araque y Otero (2016) realizaron el control de una sección de aproximadamente 350 metros en la Vereda Chocoa, dejando en evidencia estos drásticos cambios que hasta hoy no han sido claramente explicados.

A medida del tiempo se han formado diferentes estructuras que pudieron influir durante y posterior a la depositación de estas unidades, por esta razón es importante el análisis de su disposición tanto espacial como temporal en la zona.

2. Objetivos

2.1 Objetivo General

Analizar el sistema de fallas Bucaramanga- Suarez y sus implicaciones en la sedimentación del Grupo Girón.

2.2 Objetivos Específicos

- Revisión de la información geológica disponible para contextualizar el área desde el punto de vista regional y local.
- Realizar un control litológico y estructural a escala 1:100.000 de la zona de estudio.
- Correlacionar los datos obtenidos en campo mediante cortes geológicos.
- Analizar y explicar las variaciones de espesor del Grupo Girón.

3. Marco Teórico

En este capítulo se describen los conceptos básicos utilizados para desarrollar el proyecto en el contexto estratigráfico y estructural, así como también los métodos para llevar a cabo el análisis estructural de la zona.

3.1 Estratigrafía y sedimentación

3.1.1 Cuencas sedimentarias. Las cuencas sedimentarias son depresiones de tamaño variable, cuyo relleno registra la evolución paleogeográfica de la misma. Este relleno está formado por sedimentos, superficies de omisión, reflejo de etapas de no depositación y discordancias, que registran etapas de erosión, acompañadas de actividad tectónica (Arche, 2010).

En un amplio sentido, las cuencas sedimentarias son todas aquellas áreas en las cuales los sedimentos pueden acumularse con un espesor considerable y ser preservados por largos períodos de tiempo geológico; estas pueden ser de numerosas formas, aproximadamente circulares, o más frecuentemente elongadas, pero a menudo tienen límites bastante irregulares (Einsele, 2000).

La tectónica de generación de cuencas es el pre-requisito más importante para la acumulación de sedimentos, por lo tanto, se destaca la clasificación de las cuencas sedimentarias según su ambiente tectónico, identificando el tipo de corteza subyacente (continental, transicional, oceánica), el límite de placa (divergente, convergente, transformante) y la proximidad de la cuenca al margen de placa. De esta manera los diferentes tipos de cuencas sedimentarias se pueden agrupar

en 7 categorías, de las cuales las tipo rift y backarc son de interés para la zona de estudio (Tabla 1).

Tabla 1.

Cuencas sedimentarias según su ambiente tectónico, relacionadas al contexto geológico regional y de la zona de estudio.

Categoría de cuenca	Tipo de cuenca especial o sinónimos(s)	Corteza subyacente	Estilo de tectónica	Características de la cuenca
Cuencas continentales	Estructuras Graben, Valles de rift y zonas de rift, aulacógenos	Continental	Divergente	Cuencas relativamente estrechas, límites fallados, rápida subsidencia durante el rifting temprano
Cuencas relacionadas a la subducción	Deep- Sea Trenches Cuencas forearc Cuencas backarc Cuencas interarc	Oceánico Transicional, Oceánico	Convergente Dominantemente divergente	Cuencas parcialmente asimétricas, profundidad y subsidencia muy variables

Nota. Tomada y modificada de Einsele, 2000. Encerradas en cuadros rojos los tipos de cuenca que se asocian con la evolución de la zona de estudio.

- Zonas de rift continentales: Las zonas de rift forman cuencas estrechas y alargadas, delimitadas por grandes fallas (Einsele, 2000). Una cuenca rift es un área de extensión cortical y estudios sísmicos muestran que cubre la corteza adelgazada (Figura 2). Las regiones de rifting actualmente son caracterizadas por anomalías negativas de gravedad

de Bouguer, alto flujo de calor y actividad volcánica, todo lo cual sugiere que además de la extensión cortical existe una anomalía termal en profundidad (Allen y Allen, 2005).

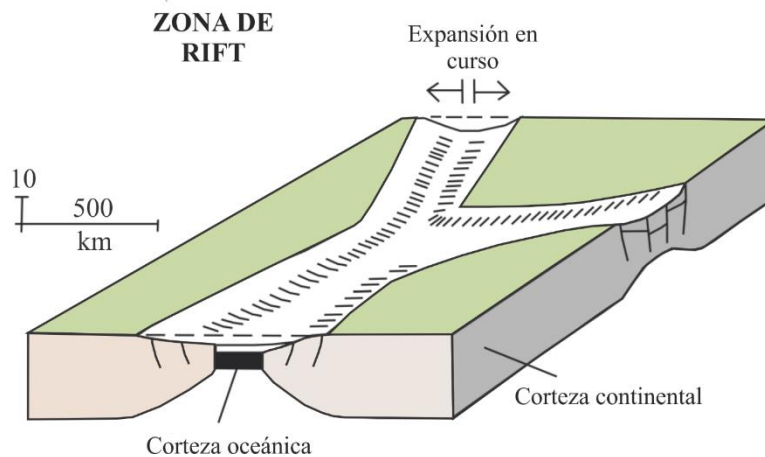


Figura 2. Zonas de rift continentales. Tomada y modificada de Einsele, 2000.

- Cuencas backarc: Se forman por rifting y la extensión del océano, ya sea hacia tierra de un arco de isla, o entre dos arcos de isla que se originan de la división de un sistema de arco más antiguo (Figura 3). La evolución de estas cuencas se asemeja a la de las cuencas oceánicas normales entre movimientos divergentes de placa. Su relleno sedimentario refleja con frecuencia la actividad magmática en la región del arco. (Einsele, 2000)

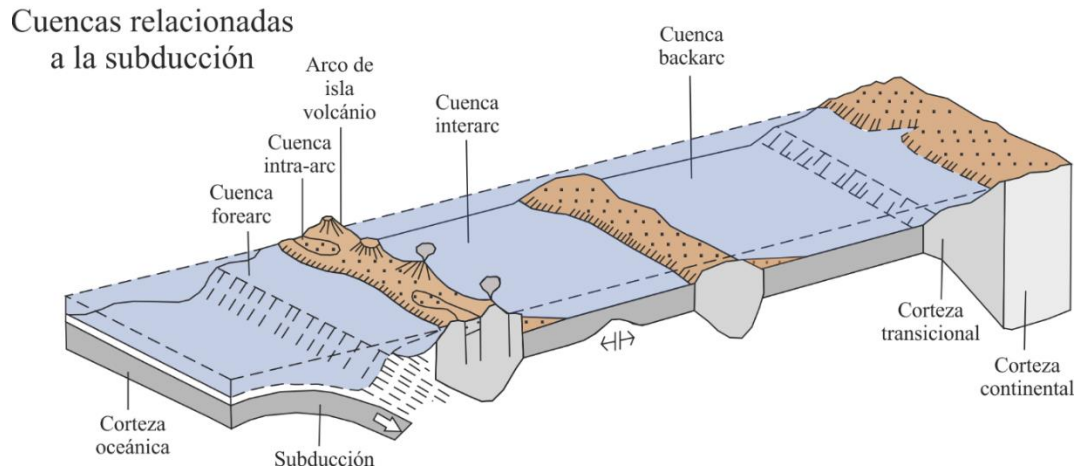


Figura 3. Cuencas relacionadas a la subducción (Cuenca backarc). Tomada y modificada de Einsele, 2000.

3.1.2 Medios sedimentarios. Un medio sedimentario se puede definir como una parte concreta de la superficie terrestre donde se acumulan sedimentos y que se diferencia física, química y biológicamente de las zonas adyacentes (Selley, 1970).

Los factores limitantes están íntimamente relacionados entre sí y cualquier cambio en uno de ellos afecta irremediablemente a los otros. En este marco físico operan los procesos sedimentarios responsables del transporte y depósito de los sedimentos. Un medio sedimentario puede ser un lugar de erosión, no depósito o sedimentación, y en general, alternan etapas diferentes en cada medio o en cada parte de un medio (Arche, 2010).

La observación de la superficie de la Tierra ha demostrado que sólo existe un número finito de medios y procesos sedimentarios y utilizando el principio del uniformismo («El presente es la clave del pasado»), podemos extrapolar nuestras observaciones al pasado y, como veremos, utilizar la analogía en la interpretación genética de sucesiones antiguas de rocas sedimentarias (Arche, 2010). Este es el objetivo final de la Sedimentología.

Los medios sedimentarios actuales son finitos y deben clasificarse para su mejor caracterización y estudio. La forma habitual de hacerlo es utilizar parámetros físicos (precipitación, temperatura, medio de transporte, velocidad y sentido de las corrientes), químicos (composición de los sedimentos y las aguas, composición de la roca madre) y biológicos (tipo de fauna, flora, interacciones organismos-sedimentos) y de aquí surge la división entre medios marinos y continentales mediante la línea de costa, pero como los procesos continentales (p. ej., corrientes fluviales durante avenidas) pueden extenderse a medios marinos y los marinos (olas, mareas) a medios continentales, existirán en esa frontera disputada una serie de medios de transición o mixtos (Arche, 2010).

3.1.3 Procesos de sedimentación. La sedimentología es el estudio de los procesos de formación, transporte y depositación del material sedimentario que se acumula como sedimentos en ambientes marinos y continentales que eventualmente forma rocas sedimentarias (Nichols, 2009).

Los procesos naturales de erosión, transporte y sedimentación han estado activos durante todo el tiempo geológico y han dado forma al paisaje actual de nuestro mundo (Julien, 2010).

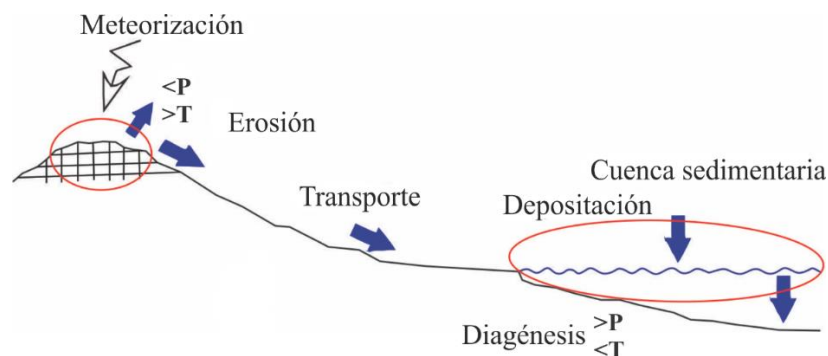


Figura 4. Corte topográfico mostrando los procesos sedimentarios que forman las rocas sedimentarias. Tomada y modificada de Nichols, 2009.

Entonces, las rocas sedimentarias se forman a través de un conjunto complejo de procesos (Figura 4); que en aspectos generales, inician con la **meteorización**, encargada del desgaste y descomposición de las rocas expuestas, la posterior **erosión** y el subsecuente **transporte** remueven la mayoría de los residuos dejados en el lugar que ocurre la meteorización. Cuando los procesos de transporte ya no son capaces de mover los sedimentos, se produce la **depositación** de lodos, arenas y gravas, ya sea en forma subaérea o subacuática. Finalmente, los sedimentos depositados en las cuencas, se entierran y producto del aumento de la temperatura y presión sufren cambios físicos y químicos; así la **diagénesis** convierte los sedimentos siliciclásticos en rocas sedimentarias (Boggs Jr, 2006). A continuación, se realizará una descripción de los procesos sedimentarios involucrados en la formación de las rocas sedimentarias:

- **Meteorización:** Involucra procesos químicos, físicos y biológicos que descomponen y desintegran las rocas expuestas, produciendo residuos de partículas y constituyentes disueltos. Estos productos de la meteorización son los materiales fuente de suelos y rocas sedimentarias, constituyendo así el primer paso en la cadena de procesos que forman las rocas sedimentarias (Boggs Jr, 2006). Los procesos de meteorización subaérea, como fue mencionado anteriormente, pueden ser de diferentes tipos (físicos, químicos y biológicos).
- La **erosión** es el proceso en el cual se da el inicio al movimiento de partículas (sedimentos), por acción de agentes externos: agua, hielo, viento y/o gravedad; y el **transporte** posterior puede implicar flujos de fluidos o flujos de gravedad de sedimentos. Se requiere más energía para iniciar el movimiento de partículas que para mantener las partículas en movimiento después del arrastre. Una vez que el sedimento ha sido erosionado y puesto en movimiento, la trayectoria de transporte que toma durante un movimiento descendente sostenido posterior es una función de la velocidad de

sedimentación de la partícula, de la magnitud de la velocidad y turbulencia actuales. Bajo un conjunto dado de condiciones, la carga de sedimentos puede consistir enteramente en partículas muy gruesas, enteramente de partículas muy finas, o de mezclas de partículas gruesas y finas. El sedimento grueso, como arena y grava, se mueve sobre o muy cerca del lecho durante el transporte constituyendo la carga de fondo, mientras el material más fino que se lleva más arriba en el flujo principal sobre el lecho constituye la carga suspendida. (Boggs Jr, 2006)

- La **depositación** de sedimentos puede ser temporal o permanente. Por ejemplo, los sedimentos depositados en canales fluviales y barras puntuales, ambientes de playa y otros entornos muy cercanos a la costa pueden ser retrabajados y sometidos a un transporte continuo a medida que ocurren cambios estacionales o de mayor alcance en el régimen hidrológico. Por otro lado, algunos sedimentos fluviales, sedimentos lacustres y sedimentos transportados por el viento pueden depositarse en ambientes continentales y conservarse durante largos períodos de tiempo para formar parte del registro geológico. (Boggs Jr, 2006)
- **Diagénesis:** Los sedimentos detríticos recién depositados en las cuencas no están consolidados, tienen relativa baja densidad y alta permeabilidad y, si se acumularon bajo el agua, están saturados en este elemento (Arche, 2010). Cuando se incrementa la profundidad de enterramiento bajo sedimentos más jóvenes, aquellos se hacen más densos y menos permeables, llegando a litificarse. Todos los procesos involucrados en tales cambios se denominan como diagénesis (Figura 5). Son muchos los procesos diagenéticos que participan en la litificación. Entre ellos están la compactación, cementación, reemplazamiento, recristalización, autigénesis mineral y el crecimiento de concreciones y

nódulos (Arche, 2010). A través de estos mecanismos los sedimentos no consolidados pierden porosidad y desarrollan una fábrica secundaria o diagenética que les transforma en rocas sólidas. Además, ocurren otros cambios importantes tales como los relacionados con los procesos que modifican la materia orgánica en el curso del enterramiento y la disolución de granos y cementos previamente formados, que generan porosidad secundaria y pueden dar lugar a potenciales almacenes de hidrocarburos (Arche, 2010). Por todo ello, este campo de la Geología Sedimentaria es de gran interés, especialmente entre aquellos interesados en la exploración petrolera y de yacimientos minerales.

3.1.4 Continuidad y discontinuidad. Son conceptos que hacen referencia a las relaciones genéticas entre partes superpuestas de una sección estratigráfica. El término continuidad alude a la relación genética entre dos unidades litoestratigráficas superpuestas entre las cuales no hubo una interrupción sedimentaria medible, de manera que el cambio de litofacies implica que solo haya ocurrido un cambio en las condiciones sedimentarias y el término discontinuidad alude a la relación genética entre dos unidades superpuestas litoestratigráficas entre las cuales hubo una interrupción sedimentaria medible (Vera, 1994).

Los términos continuidad y discontinuidad tienen una estrecha relación con los conceptos de concordancia y discordancia, los cuales hacen referencia a las relaciones geométricas entre unidades superpuestas. En la mayoría de los casos las continuidades coinciden con concordancias, sin embargo no se puede decir que las concordancias coincidan con las continuidades ya que hay frecuentes relaciones con concordancia que implican discontinuidad (Vera, 1994).

Las discontinuidades con concordancia corresponden a aquellas en las que entre el depósito de ambas unidades hubo una interrupción sedimentaria, que ha podido estar acompañada de

erosión, de las cuales se diferencian dos tipos: Paraconformidad, cuando la superficie de separación entre ambas unidades es plana y paralela y disconformidad, cuando la superficie entre ambas unidades es irregular de carácter erosivo.

Las discontinuidades con discordancia corresponden a aquellas en las que además de la interrupción sedimentaria y la etapa de erosión, entre el depósito de ambas unidades ha tenido lugar una deformación de los materiales infrayacentes, por plegamiento o por basculamiento, las cuales se diferencian por su geometría: Discordancia angular, cuando la superficie de separación es plana, cortando de manera oblicua a los estratos de la unidad infrayacente y discordancia angular erosiva, cuando la superficie de separación entre las dos unidades litoestratigráficas es irregular y erosivo.

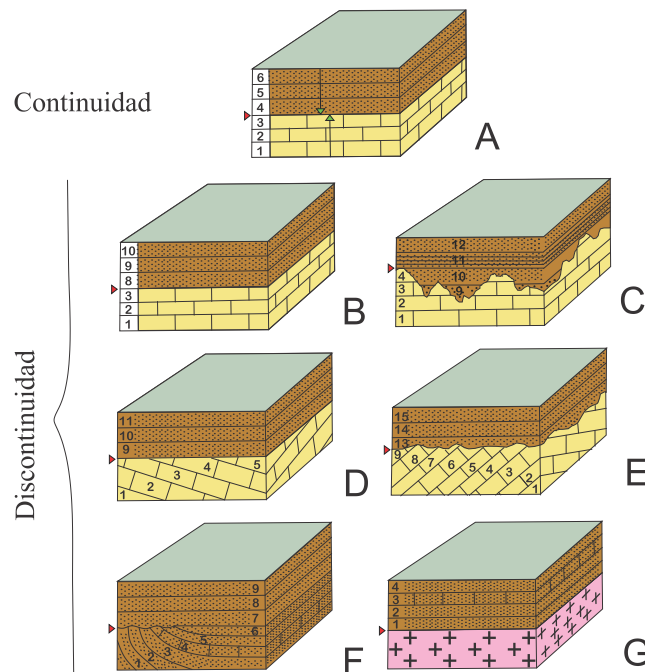


Figura 5. Relaciones de continuidad y discontinuidad. A. Continuidad (con concordancia). B. Paraconformidad. C. Disconformidad. D. Discordancias angulares. E. Discordancia angular erosiva. F. Discordancia sintectónica (discordancia progresiva). G. Inconformidad. Tomado y modificado de Vera, 1994.

3.2 Geología Estructural

En este ítem se define el concepto de “deformación” y los conceptos relacionados, importantes para el desarrollo de este proyecto.

3.2.1 Esfuerzo. El esfuerzo se define como la fuerza por unidad de superficie que soporta o se aplica sobre un plano cualquiera de un cuerpo; es decir, es la relación entre la fuerza aplicada y superficie sobre la cual se aplica. En geología, el mayor interés se concentra en los esfuerzos causados en las rocas por la gravedad y los que son causados por fuerzas independientes de la masa del cuerpo. Los esfuerzos causados en las rocas por la gravedad son llamados presión litostática, que es el esfuerzo que sufre un determinado punto de la Tierra debido al peso de las rocas que tiene encima (Martínez, 2003).

3.2.2 Deformación. La deformación se define como cualquier cambio en la posición o en las relaciones geométricas internas sufrido por un cuerpo como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos (Martínez, 2003). Según los resultados físicos en el cuerpo se puede clasificar en dúctil y frágil. Para este trabajo se estudia principalmente el comportamiento frágil.

- **Comportamiento dúctil**

La deformación dúctil es continua y se realiza sin que el cuerpo se fracture. Puede subdividirse en elástica y permanente. La deformación elástica es aquella en la cual se produce deformación por aplicación de un campo de esfuerzos, pero si los esfuerzos se retiran, la deformación se pierde, recuperando el cuerpo su forma original. Las deformaciones plástica y viscosa son dos tipos de deformación continua en los que esta permanece aun cuando el esfuerzo sea retirado, por lo que

se denomina deformación permanente (Martínez, 2003). En este comportamiento dúctil se suelen formar estructuras llamadas pliegues, las cuales se manifiesta como una o varias ondulaciones de sus elementos originales.

- **Comportamiento frágil**

La deformación frágil es discontinua y produce rotura (Martínez, 2003). Las estructuras frágiles, como las diaclasas y fallas, se encuentran en casi todas partes en la superficie de la Tierra sólida. De hecho, la deformación frágil es la marca registrada de la deformación en la corteza superior, que se forma en áreas donde el esfuerzo se acumula hasta niveles que exceden la resistencia a la rotura local de la corteza. (Fossen, 2010)

- **Fractura:**

Es una discontinuidad en el desplazamiento formada como resultado de un esfuerzo externo (ej: tectónico) o interno (térmico o residual), las propiedades mecánicas en las rocas o minerales se rompen y la reducción o pérdida de cohesión caracterizan a la mayoría de las fracturas (Fossen, 2010).

Podemos distinguir tres tipos de fracturas (Figura 6) dependiendo del movimiento relativo que tiene lugar entre las rocas situadas a un lado u otro de la misma (Martínez, 2003):

Fracturas de tensión (Modo I): El movimiento es perpendicular a la superficie de fractura.
Fracturas de cizalla (Modo II): El movimiento es paralelo a la superficie de fractura y perpendicular al borde de propagación de la misma.

Fracturas de cizalla (Modo III): El movimiento es paralelo a la superficie de fractura y también paralelo al borde según el que se propaga la misma.

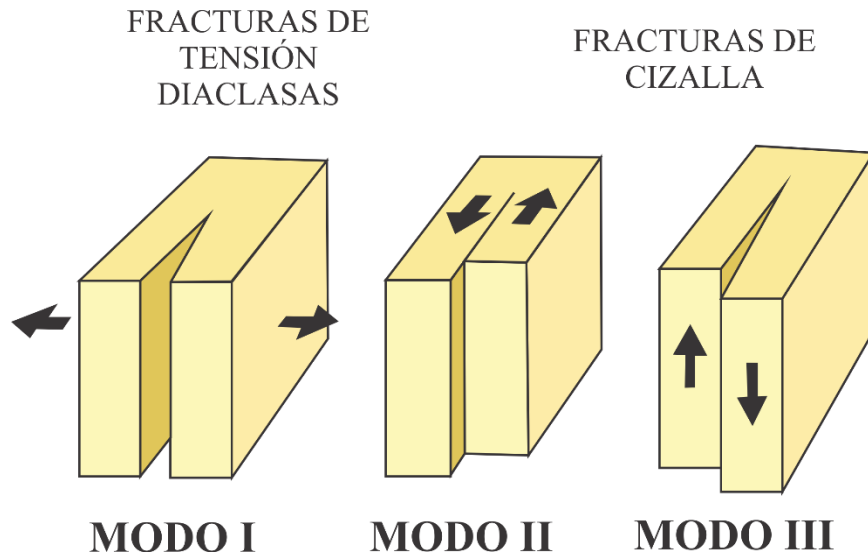


Figura 6. Tipos de fracturas según Anderson. Tomada y modificada de Martínez, 2003.

- Diaclasa:

Las diaclasas son fracturas que tienen poco o ningún desplazamiento detectable macroscópicamente, pero el examen minucioso revela que la mayoría de las diaclasas tienen un desplazamiento extensional minúsculo a través de sus superficies y, por lo tanto, se clasifican como fracturas de extensión. Las fracturas de extensión se llenan con gas, fluidos, magma o minerales. Cuando se llena de aire o fluido usamos el término fisura. Las fracturas de extensión llenas de minerales se llaman venas, mientras que las fracturas llenas de magma se clasifican como diques. Las diaclasas, venas y fisuras se conocen como fracturas de extensión (Fossen, 2010).

- Falla:

Las fallas son discontinuidades a lo largo de las cuales hay un desplazamiento visible. Las fallas pueden ocurrir como quiebres sencillos a lo largo de las fracturas; pero donde la roca ha sido repetidamente fallada, o cuando la roca es especialmente débil, no puede haber fractura o discontinuidad sencilla. En su lugar, lo que se forma es una zona de falla compuesta por innumerables superficies de deslizamiento subparalelas e interconectadas y estrechamente

espaciadas (Fossen, 2010). Dependiendo de su movimiento se pueden clasificar principalmente en tres tipos, mostrados en la Figura 7.

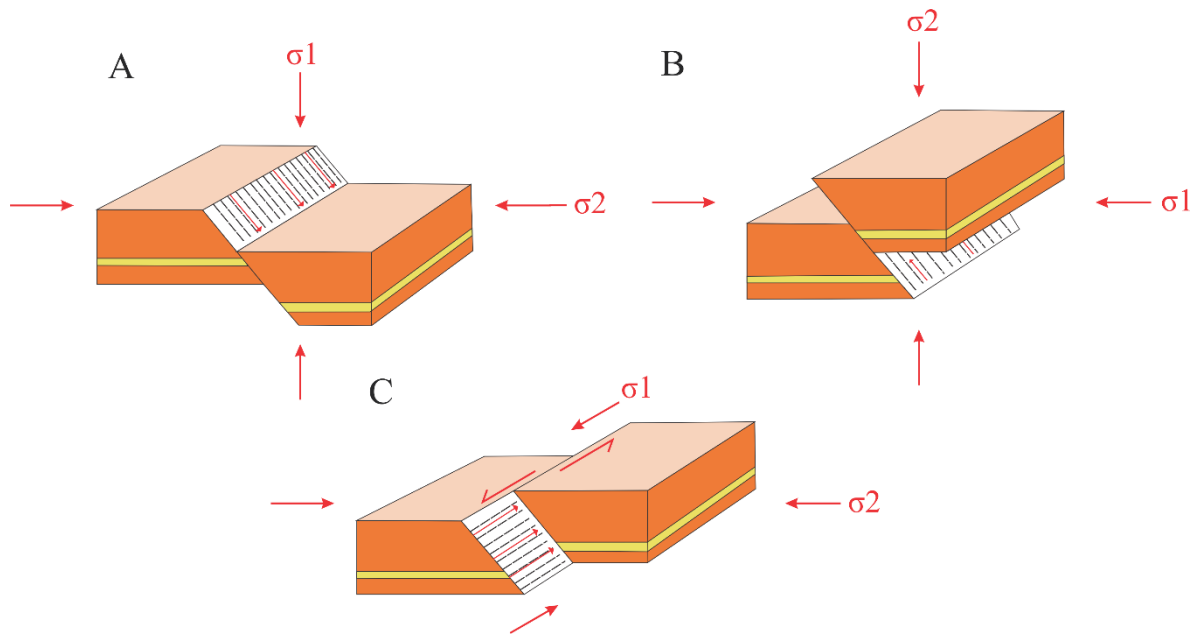


Figura 7. A. Bloque diagrama del movimiento de una falla normal. B. Bloque diagrama del movimiento de una falla inversa. C. Bloque diagrama del movimiento de una falla de rumbo. Las flechas rojas muestran la dirección de los principales esfuerzos donde sigma 1 representa el mayor de ellos. Tomada y modificada de Fossen, 2010.

Falla normal: Se produce un desplazamiento vertical por esfuerzos distensivos cuando el bloque de techo se desplaza hacia abajo con respecto al bloque de muro. (Fossen, 2010).

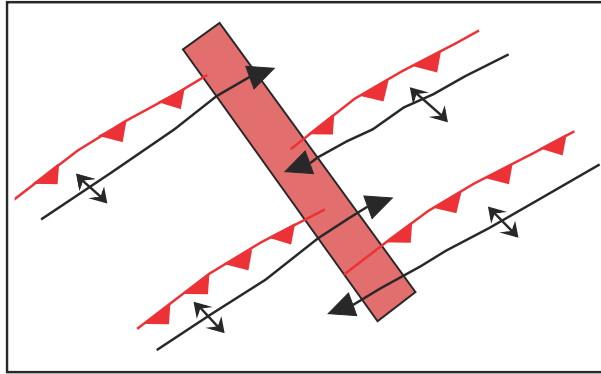
Falla inversa: Se produce un desplazamiento vertical por esfuerzos compresivos cuando el bloque de muro se desplaza hacia arriba con respecto al bloque de techo. (Fossen, 2010).

Falla de rumbo: Son planos de fractura con desplazamiento en la horizontal paralela a la dirección de la falla. Se dan en todas las escalas, pueden recorrer desde centenares de kilómetros y afectar a toda la corteza o tratarse de pequeños accidentes que acompañan a los pliegues. (Fossen, 2010).

3.2.3 Zonas transversales. Son áreas que comprenden diferentes estructuras como rampas laterales, rampas oblicuas, fallas transversales y zonas de transferencia en cinturones plegados. Las zonas transversales pueden ser definidas por terminaciones abruptas de las fallas, cabeceos de los pliegues, cambios en la vergencia de las fallas y cambios en el estilo estructural (Figura 8). Estas anisotropías a profundidad controlan la deformación en los niveles superiores de las capas sedimentarias durante el acortamiento, causando un cambio en el estilo estructural de las áreas adyacentes. La alineación oblicua de las terminaciones, así como los cambios en la vergencia y el cabeceo de las estructuras mayores a lo largo del rumbo en vista de mapa se agrupan en las zonas transversales que por lo general se presentan como bandas gruesas que contienen diferentes conectores laterales (Thomas, 1990; Jiménez, *et al.*, 2012).

Los conectores laterales y zonas transversales son sincinemáticos con respecto a las estructuras del cinturón de cabalgamiento; sin embargo, algunos conectores laterales no están sistemáticamente distribuidos dentro del bloque alóctono; aquellos que presentan una alineación sistemática de los conectores laterales en zonas transversales sugieren ciertos controles en la localización de estos, entre los cuales se encuentran: fallas en el subsuelo, fallas en el basamento, pliegues en los estratos del fondo de la cobertura sedimentaria por fallas de basamento, variaciones estratigráficas en el nivel de despegue, y una combinación de variaciones estratigráficas y en las estructuras del basamento (Thomas, 1990).

Zonas transversales definidas por lineamientos de rampas laterales, terminación de fallas o a lo largo del rumbo y plunge de pliegue



Zona transversal definida por una falla transversal y cambios en el estilo estructural

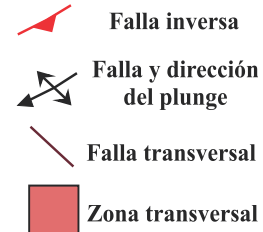
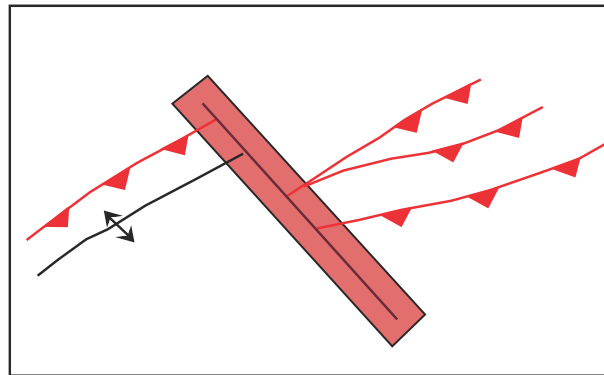


Figura 8. Vista en mapa de Zonas Transversales en un ambiente de compresión. Tomada y modificada de Jiménez, *et al.*, 2012.

3.2.4 Indicadores cinemáticos. En la fase de campo son utilizados una variedad de criterios con el fin de conocer el movimiento de una falla, entre los principales están: los escalones de falla, los estilolitos, las estrías de falla y fracturas Riedel y Antiriedel.

- **Estrías de falla:** Son líneas o marcas de fricción subparalelas a la zona de cizalla, que indican la dirección del desplazamiento de un bloque con respecto a otro; sin embargo por si mismas no revelan el sentido de cizalla, para esto se requiere información adicional (Fossen, 2010)

- **Fracturas Riedel y Antiriedel:** Son fracturas discontinuas que se relacionan con el fallamiento, guardan relaciones angulares con respecto al campo de esfuerzos; en el caso de las fracturas de cizalla Riedel o sintéticas (R), son generadas a ángulos menores de 45° con respecto a la zona de cizalla, usualmente entre los 12 y 16° . Las fracturas Anti-Riedel o antitéticas (R') presentan una disposición con ángulos mayores a 45° con respecto a la zona de cizalla, usualmente alrededor de 78° (Rosello, 2001).

¿Qué datos medir a partir de una estría de falla?

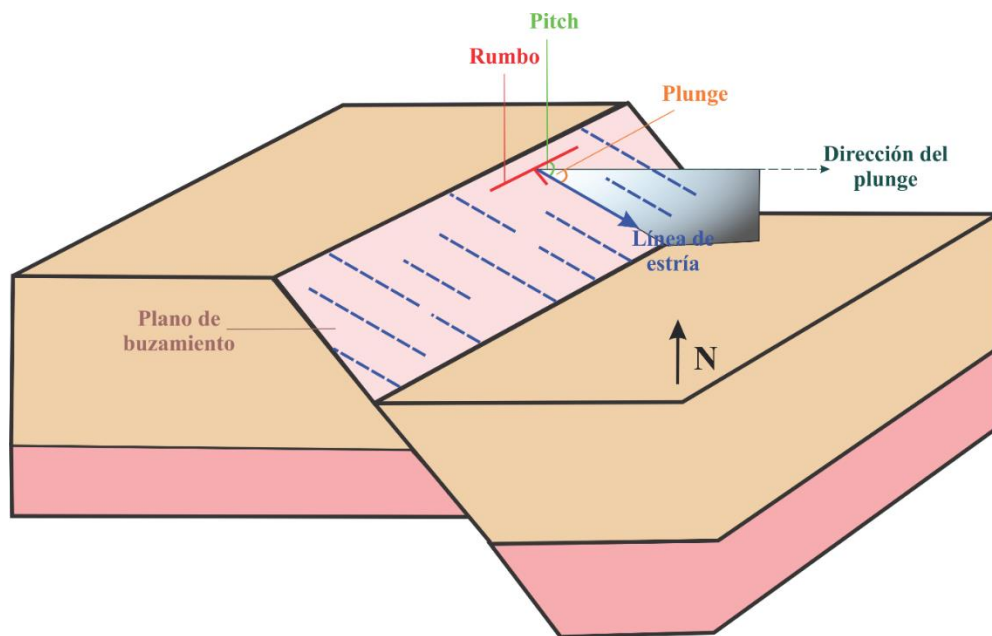


Figura 9. Esquema mostrando los datos que se pueden tomar a partir de un plano de falla estriado. Tomado y modificado de (Florez & Nuñez, 2016).

A continuación se definen los datos que pueden ser medidos a partir de una estría (Figura 9):

- **Pitch:** Es el ángulo entre la línea y la dirección del plano inclinado que la contiene; este es medido sobre el plano inclinado.

- **Dirección del Pitch:** Es la dirección hacia donde cabecea o apunta la línea de pitch, el cual corresponde a uno de los dos cuadrantes de la línea de rumbo.
- **Plunge (ángulo de cabeceo):** Es el ángulo que forma la línea con su proyección en la horizontal, el cual es medido en el plano vertical que contiene a la línea y a su proyección.
- **Dirección del plunge:** Es el ángulo de dirección entre la horizontal del plano vertical que contiene la línea de estría con el norte.

3.3 Análisis estructural

3.3.1 Cortes geológicos. Un corte geológico es un modelo a escala que consiste en la representación gráfica de una sección del terreno, en una dirección determinada, levantada a partir del mapa geológico. El esquema geológico nos permite representar gráficamente la estructura y la disposición de las rocas en profundidad (Arenal, 2009). Generar un corte me permite realizar gran número de análisis como la identificación de las estructuras geológicas, litología y disposición de las rocas. Tanto la determinación del origen y edad de las estructuras como la deducción secuencial de los fenómenos o eventos geológicos que las han formado o modelado. (Arenal, 2009)

Para establecer una secuencia en los distintos procesos geológicos que han ocurrido para tener como resultado las unidades que observamos en un corte geológico, se deben tener en cuenta los principios básicos de la geología (Arenal, 2009).

¿Cómo elaborar un corte geológico a partir del método Kink?

El método Kink es un método básico que permite que cada medición de buzamiento defina una zona donde el buzamiento es constante. Los límites de estas zonas son las líneas que cortan los ángulos entre buzamientos adyacentes.

El primer paso es encontrar la línea L12 que corta el ángulo entre los buzamientos 1 y 2; para esto se construyen líneas perpendiculares a los buzamientos (color rojo) y se traza la línea bisectriz cortando el ángulo formado por las dos perpendiculares (color verde). (Figura 10A)

Después de trazar la línea, se continúa con el buzamiento en el lado opuesto. Es decir, se usa el ángulo de buzamiento 1 en el lado izquierdo de la línea L12 y el ángulo de buzamiento 2 en el lado derecho (Figura 10B). De esta manera se continúa con la construcción de las siguientes líneas bisectrices, repitiendo los pasos anteriores; hasta finalizar la estructura (Figura 10D).

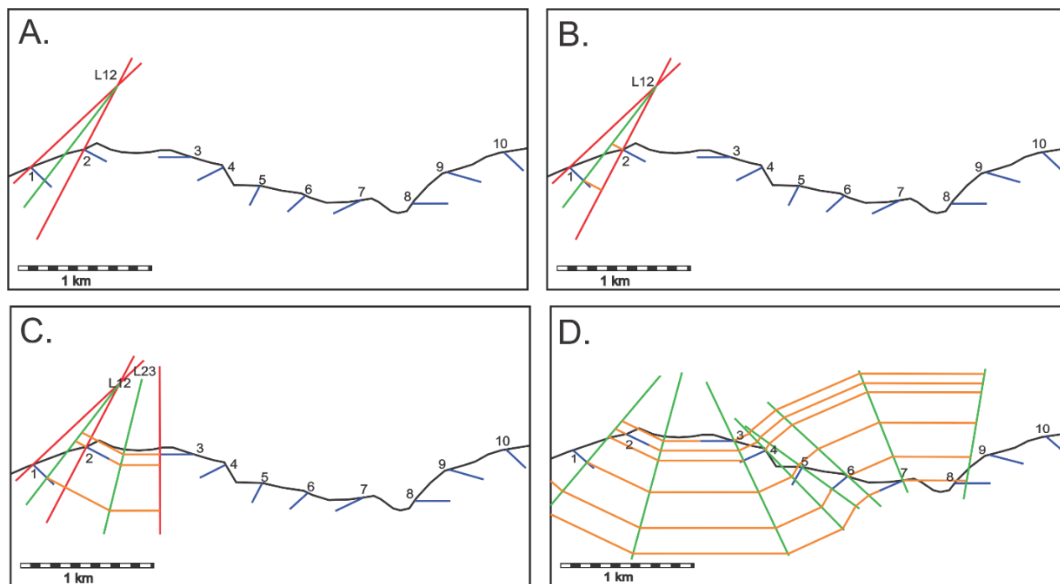


Figura 10. Figura del paso a paso para realizar un corte geológico a partir del método Kink. Tomado y adaptado de <https://goo.gl/v8aHNt>

3.3.2 Red estereográfica. En la proyección estereográfica ecuatorial el plano de proyección pasa por el ecuador y el centro de proyección esta sobre la superficie de la esfera en una recta perpendicular a él. Este tipo de proyección define una inversión en el espacio que transforma los puntos de la esfera en puntos del plano. Además, presenta la ventaja de que la proyección de los círculos de la esfera se produce como círculos, lo que hace muy sencillo la construcción de la

proyección. La proyección estereográfica es conforme, es decir, conserva la verdadera magnitud de los ángulos en la proyección, de ahí que también se denomine proyección equiangular (Tomás, *et al.*, 2002).

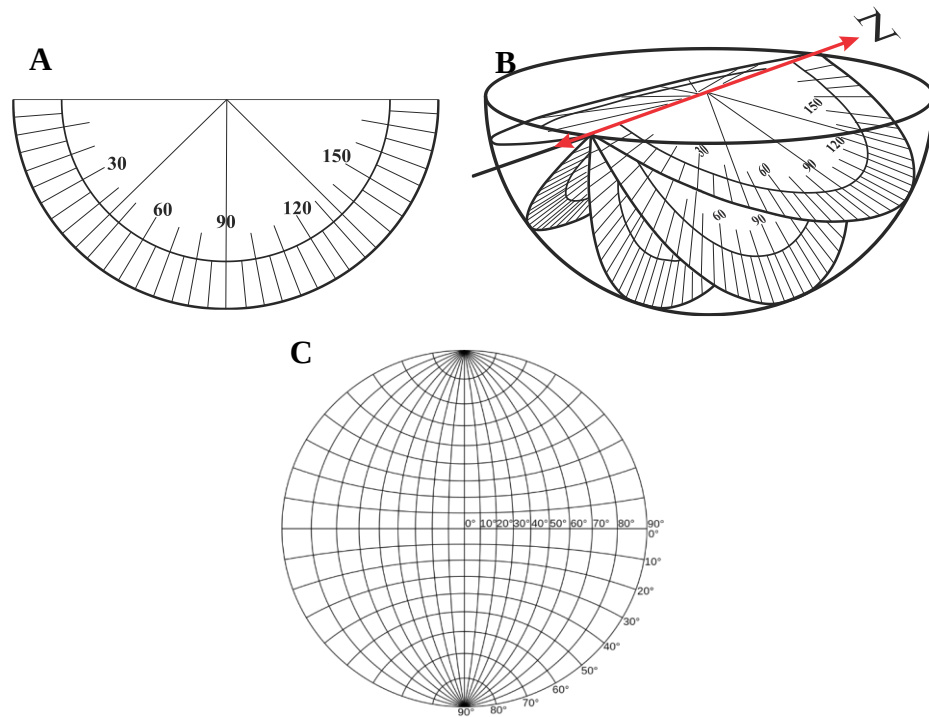


Figura 11. A. Transportador. **B.** Rotación del transportador a lo largo de su borde recto. **C.** Falsilla de Wulff. Tomado y modificado de (Lisle y Lesión, 2010).

La falsilla estereográfica es el dispositivo usado para las construcciones geométricas en dos dimensiones, puede ser considerado como un transportador esférico y una regla todo en uno; es un estereograma de referencia que consiste en planos pre-trazados. La Figura 11C presenta una falsilla ecuatorial (Falsilla de Wulff), esta muestra muchos círculos máximos dibujados que representan a una familia de planos, compartiendo una dirección común pero difiriendo en su ángulo de buzamiento. Estos planos pueden verse como los obtenidos por la rotación de un transportador (Figura 11A) a lo largo de su borde recto (Figura 11B). Los tics a lo largo del borde redondo del

transportador describen líneas espaciadas a intervalos constantes dentro del plano del transportador. Similarmente, en la falsilla, se marcan los ángulos dentro de cada plano (círculo máximo) por las intersecciones con cada juego de curvas, los círculos pequeños. (Lisle y Lesión, 2010).

Para trabajar con la proyección estereográfica es preciso conocer, inicialmente, una serie de términos geométricos, que nos permitan definir de forma unívoca cada elemento, estos términos nos determinan su orientación. La orientación se define como la posición de un plano o línea en el espacio, referenciado mediante coordenadas geográficas y su relación con el plano horizontal de comparación (Figura 12). La orientación de un elemento queda definida mediante el rumbo y la inclinación (Tomás, *et al.*, 2002):

- Inclinación: Ángulo vertical comprendido entre la horizontal y el plano o línea considerado.
- Rumbo o dirección: Ángulo horizontal comprendido entre una línea y una dirección preestablecida, el norte magnético en geología estructural.

El uso de esta red estereográfica permite realizar varios análisis tanto de pliegues como de fallas geológicas, como cualidad cilíndrica e inmersión del eje (pliegues), ángulo inter-flancos y la superficie axial, estilo del plegado, orientación de los pliegues, cálculo del salto neto (fallas), y dirección de deformación (Lisle y Lesión, 2010).

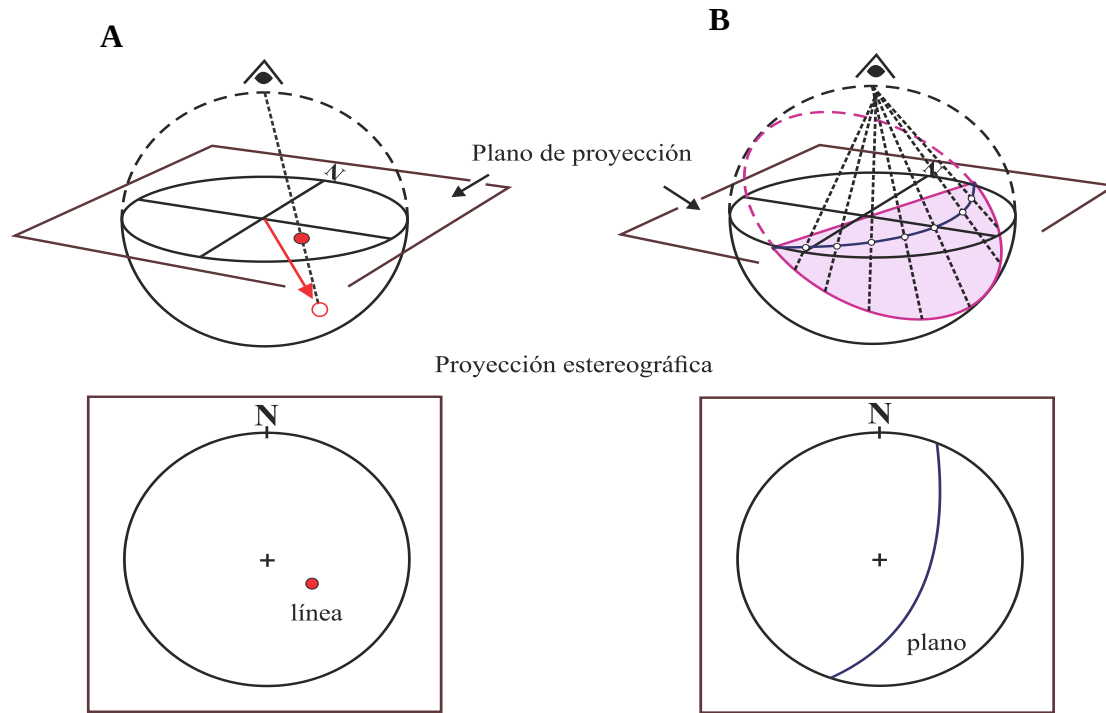


Figura 12. **A.** Proyección estereográfica de una línea estructural. **B.** Proyección estereográfica de un plano inclinado. Tomado y modificado de (Lisle y Lesión, 2010).

Hoy en día existen varios Software que procesan los diferentes datos tomados en campo plateándolos en una red estereográfica con la dirección de sus respectivos esfuerzos (S2GPS, Stereonet, Foultkind).

4. Antecedentes

El Grupo Girón ha sido caracterizado de diferentes formas y su espesor ha sido medido en gran variedad de estudios. Hettner (1892) introduce por primera vez el término Girón con el nombre de Piso Girón, llamando así a un conjunto de areniscas, arenitas arcillosas, de color rojo, lutitas

pardomoradas y calizas rojas que fueron observadas por él en los alrededores de Zapatoca y Girón (Navas, 1963). Hettner le atribuyó una edad cretácica, sin embargo, no encontró evidencia fósil en su localidad tipo y no definió de manera clara los límites, llevando a confusiones (Oppenheim, 1940).

Oppenheim (1940) señala la subdivisión de la Formación Girón que propuso Hettner entre las verdaderas redbeds de Girón y las series superpuestas de areniscas blancas a grises (Cocuy Series), sugiriendo un contacto transicional; además las correlaciona con la Formación La Quinta y las “Tomon Series” de Venezuela, concluyendo así una edad Jurásica para Girón.

Algunos autores posteriores a Hettner, entre ellos, Oppenhiem (1940), Dickey (1941), Trumpy (1943), y otros, continuaron el estudio de la Formación Girón y reconocieron los problemas que surgieron de la descripción incompleta de Hettner, pero también han fallado en definir de manera clara los límites estratigráficos y en seleccionar una sección tipo (Langenheim, 1959).

Julivert (1958) realizó un estudio en la Zona de Las Mesas, en el sector entre Bucaramanga y San Gil, en el cual realiza algunas observaciones acerca de la estratigrafía y la estructura de la zona, allí encontró aflorando la Formación Girón y describió su parte superior en la Plataforma de Lebrija y su parte basal desde Bocas hasta la Central Hidroeléctrica, obteniendo un espesor total de unos 2500 metros. Además, atribuye las enormes variaciones de espesor de la Formación Girón al carácter discordante del cretácico que se superpone y que corta en bisel las capas jura-triásicas, dando como resultado una rápida reducción de espesor hacia el E.

Langenheim (1959) designó la sección del Río Lebrija como sección tipo de la Formación Girón, dividiéndola en tres miembros: El nivel inferior es de arenisca que contiene cuarzo o rocas ígneas, con un espesor de 750 metros. El nivel medio es de shales, con una potencia de 1250 metros. El nivel superior está formado nuevamente por areniscas de grano medio a grueso con

cantos de cuarzo o rocas ígneas, y con alrededor de 1500 metros. Obteniendo como resultado un espesor total de 3500 metros para la Formación Girón en su sección tipo.

Navas (1963) hace un estudio detallado de la Formación Girón en la sección del Río Lebrija, donde mide un espesor total de 2600 metros y la distingue en 6 niveles. Además, observa que estos niveles están distribuidos ampliamente al W de la Falla del Suarez, mientras al lado E solo se encuentran los niveles inferiores, lo cual se le atribuye al contacto discordante con el Cretácico.

Cediel (1968) realizó un estudio detallado y completo del Grupo Girón, en la sección tipo del Río Lebrija, describió y midió un total de 4650 metros y lo dividió en ocho conjuntos litológicos (A-H); asignándole una edad triásica – jurásica a los conjunto A-G que corresponden a la Formación Girón. El conjunto H lo denominó Formación Los Santos, de edad probable Berriasiano, que cubre de manera concordante la Formación Girón e indicó que marcaba el inicio de la transgresión del mar Cretácico.

Etayo-Serna (1989) propone la formalización de la nomenclatura antes mencionada por Hedberg (1931) y Cediel (1968) como Grupo Girón, el cual estaría compuesto por la Formación Angostura del Río Lebrija y la Formación Los Santos

Blanco y Rincón (2014) definieron el contacto de la Formación Girón (Formación Angostura del Río Lebrija) y la Formación Los Santos como continuo transicional, realizando poligonales y método de bastoneo en la mesa de los Santos, la mesa de Ruitoque y el Río Lebrija, también notaron una gran variación en los espesores de la Formación Girón en estas zonas (Figura 13).

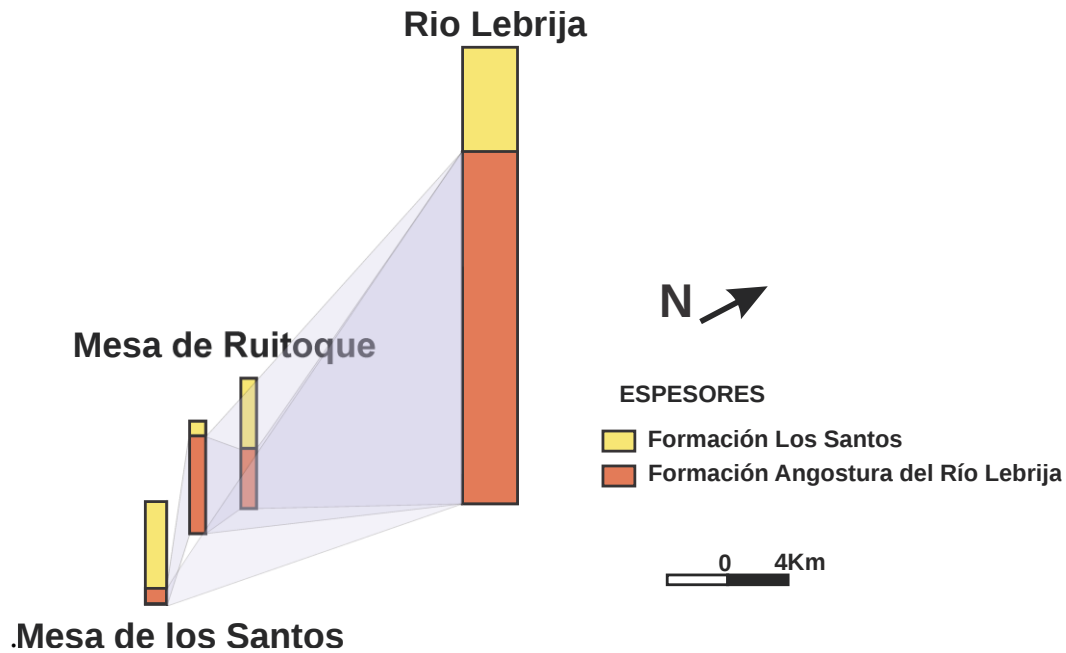


Figura 13. Figura tomada y modificada de Blanco y Rincón (2014). Evidenciando la variación de espesor de la Formación Angostura del Río Lebrija en las zonas del Río Lebrija, Mesa de Ruitoque y Meda de Los Santos.

5. Metodología

El proyecto consta de las siguientes fases de trabajo:

Fase I: Recopilación Bibliográfica: En primera instancia se realiza la consulta de información acerca de la zona de estudio, su adecuada selección y recopilación, la búsqueda será principalmente con respecto a las características litológicas de las unidades aflorantes, su ambiente de sedimentación y su evolución en el tiempo; de igual manera información referente a los rasgos estructurales, principalmente las fallas geológicas que afectan la zona; esto a partir de artículos científicos, libros, revistas científicas, proyectos de grado, vía web, etc.

Fase II: Trabajo de Campo: Inicialmente se realiza el reconocimiento a partir de la bibliografía e imágenes satelitales para escoger las estaciones de trabajo; seguido a esto, en campo se llevará a cabo el control litológico mediante la observación, descripción y comparación de las litologías aflorantes en la zona, todo esto junto con la toma de datos estructurales (planos de estratificación, diaclasas, estrías) en las estaciones pertinentes.

Fase III: Procesamiento de datos: Seguido del control litológico y estructural a realizar en campo, se iniciará con el procesamiento de los datos estructurales mediante algunos software, entre los cuales están Stereonet y SG2PS, después se continuará con la elaboración de los cortes geológicos que son de gran importancia para definir la evolución geológica de la zona.

Fase IV: Análisis y Elaboración del Informe Final: Se procede a realizar el análisis, interpretación y correlación de los datos que se han procesado, al igual que la interpretación de los cortes geológicos y por último se elabora el informe final plasmando por escrito toda la información.

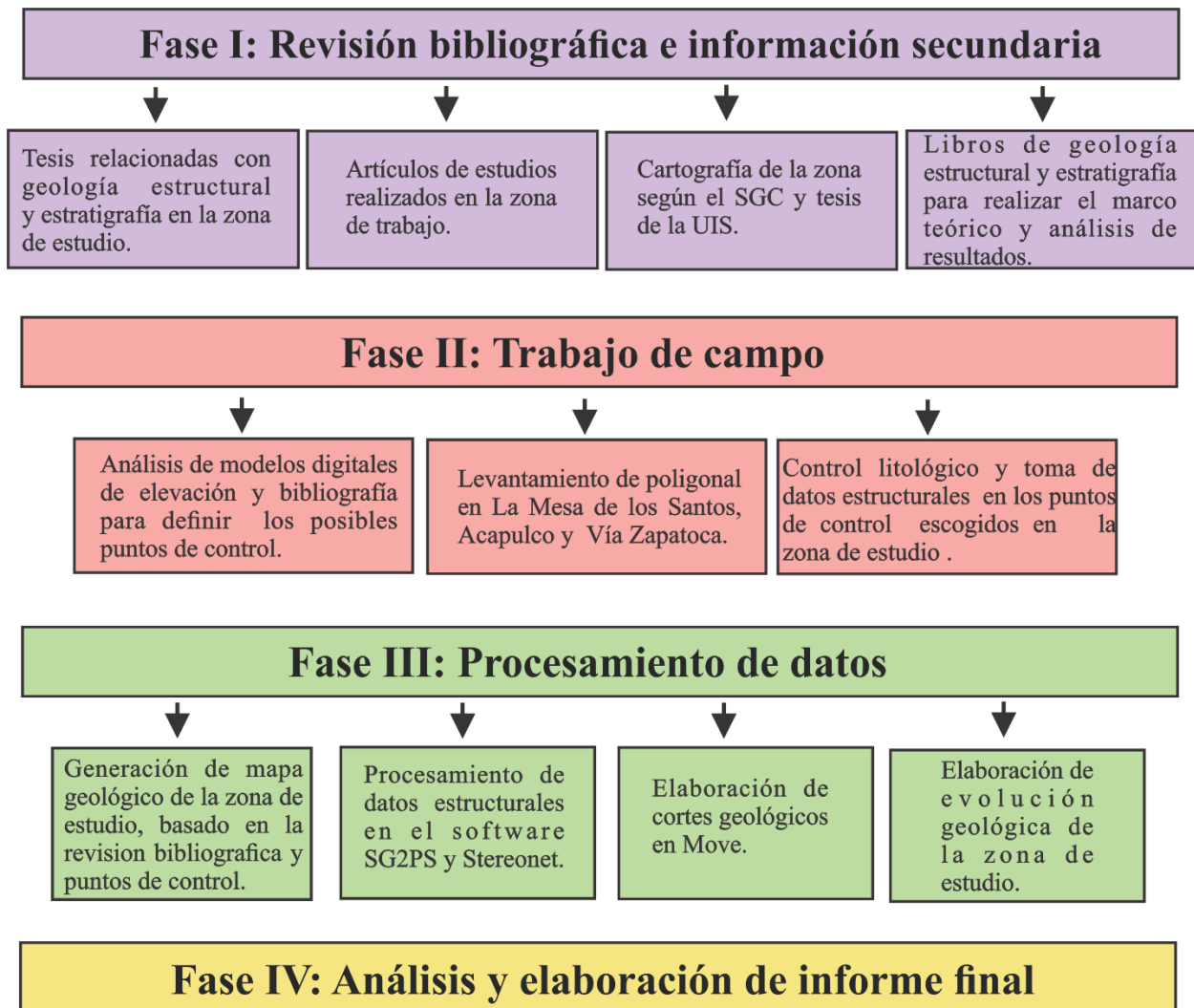


Figura 14. Diagrama metodológico del proyecto.

6. Marco Tectónico y Geológico

El Norte Andino de Colombia presenta una configuración tectónica compleja que ha venido evolucionando, pasando de un dominio extensional a uno compresional (inversión tectónica) (Cooper, 1995), durante el tiempo geológico podemos enumerar tres eventos principales que

ayudaron a su formación, el primero es un evento asociado a cuencas tipo Rift que generaron acumulación y conservación de sedimentos principalmente continentales, esta acumulación ocurrió en diversas etapas como producto de diferentes eventos geológicos de tipo tecto-sedimentario, a partir de procesos tectónicos distensivos que afectaron el borde noroccidental de Suramérica durante el Triásico-Jurásico, llamada también la separación de Norte y Suramérica (Mojica y Kammer, 1995). El siguiente evento se da durante el Cretácico, continuando con esfuerzos tectónicos extensivos donde el aporte de material principalmente marino se da en un ambiente de cuenca back arc (Dorado, 1984).

Y finalmente la formación de las Cordilleras Colombianas en el Paleógeno Temprano al Mioceno, debido a un evento de interacción entre la placa continental de Sudamérica, con las placas oceánicas Caribe y Nazca (Cortés, *et al.*, 2005), además de tener la influencia que ejerce el Bloque Chocó (Duque-Caro, 1990; Toboada, *et al.*, 2000); o Bloque Panamá-Chocó (Montes, *et al.*, 2012). El resultado de esta unión triple se comporta como un bloque móvil independiente que ha sido llamado los Andes del Norte o Bloque Norandino (Cortés, *et al.*, 2005)

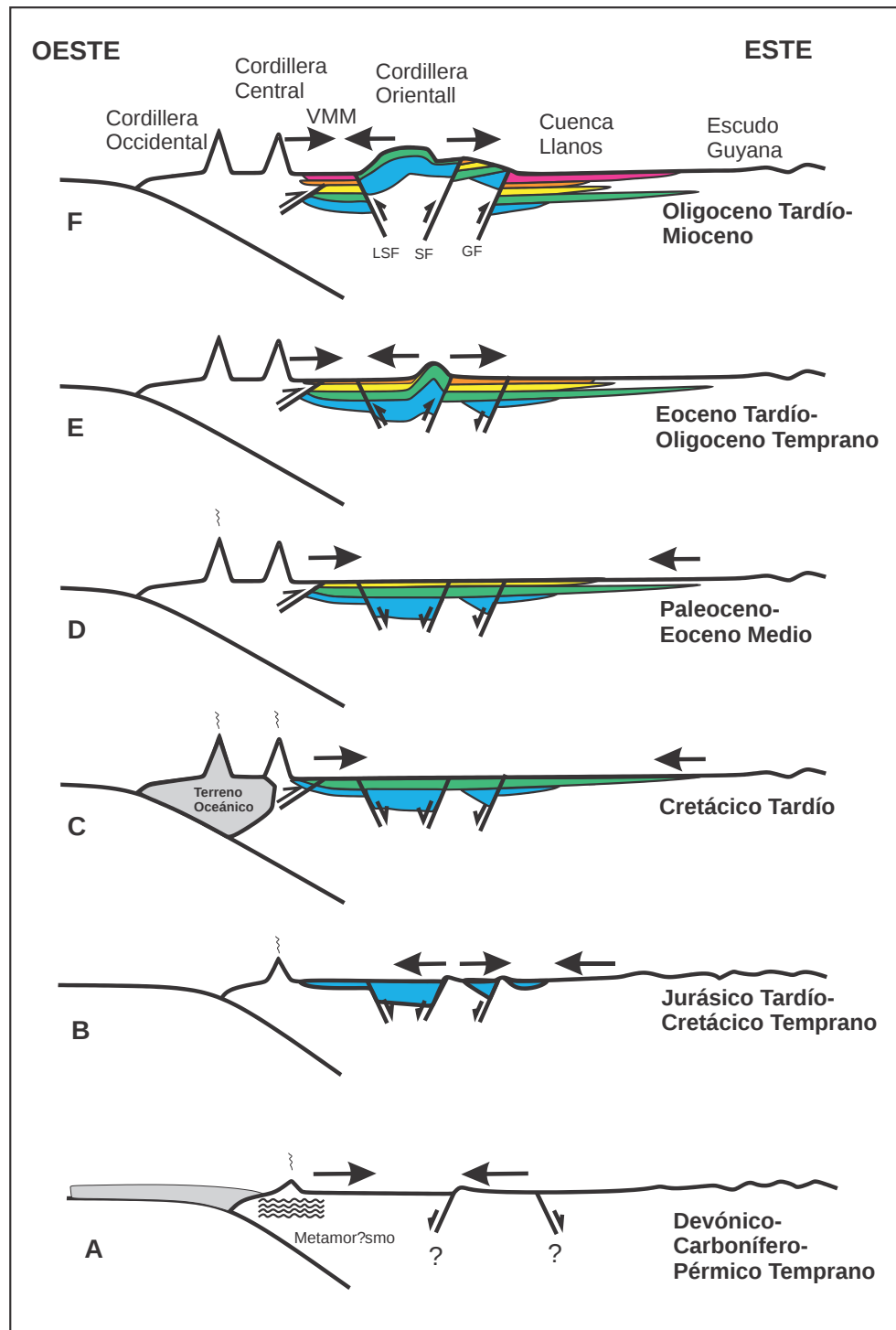


Figura 15. Modelo de la evolución tectónica de la Cordillera Oriental. Tomado y modificado de Horton, *et al.*, 2010.

En Colombia, los Andes del norte se encuentran divididos en tres Cordilleras: Cordillera Occidental, Cordillera Central y Cordillera Oriental. Cada una tiene características diferentes, según su origen el cual está condicionado por la acreción de terrenos en el borde occidental continental (Cediel, *et al.*, 2003; Cortés, *et al.*, 2005) y por el efecto de barrera que ejerce el cratón oriental adyacente (Mora, 2007).

La Cordillera Oriental está constituida principalmente por rocas sedimentarias suprayacentes al basamento. Con el tiempo se han generado diferentes modelos sobre su configuración estructural, desde modelos de bloques segmentados por fallas subverticales de basamento (piel gruesa) sobre los cuales se acomoda la cobertera sedimentaria (Julivert, 1970), modelos de avance de una cuña orogénica la cual desarrolla cabalgamientos, retrocabalgamientos y pliegues asociados, que surgen de despegues profundos y descabezan antiguas estructuras (Roeder y Chamberlain, 1995; Dengo y Covey, 1993) a modelos de inversión tectónica, donde la configuración estructural del orógeno está dominada por las propiedades de las antiguas cuencas extensionales limitadas por fallas normales (Falla Bucaramanga, Falla del Suárez, Falla de Boyacá, Falla de Soapaga, Falla de Servitá), las cuales, debido a cambio del régimen de esfuerzos fueron sometidas a reactivación (Cooper, 1995; Sarmiento, 2001; Rossello, *et al.*, 2004). La reactivación de antiguas anisotropías combinada con la transpresión reflejo de la subducción oblicua en la Cordillera Oriental (Kammer, 1999; Montes, 2001; Rossello, *et al.*, 2004; Velandia, 2005; Acosta, *et al.*, 2004; Bayona, 2013) sugiere un modelo de origen transcurrente para la Cordillera Oriental en el cual los movimientos relativos entre las placas y bloques continentales limitados por fracturas antiguas genera una tectónica transpresiva donde se presentan importantes movimientos de rumbo en el eje axial de la cordillera, así como cabalgamientos de piel gruesa y piel delgada en los piedemontes (Montes, 2001; Rossello, *et al.*, 2004; Acosta, *et al.*, 2004; Jiménez, *et al.*, 2014).

7. Geología Local

La geología de la zona de estudio es un poco compleja, al este se encuentra limitada por la Falla Bucaramanga, según Royero y Clavijo (2001) una falla de rumbo con movimiento sinistral cuyo desplazamiento regional es calculado por Campbell (1965) y Tschanz, *et al.* (1969, 1974) en unos 100 a 110 km; tiene una componente vertical importante, según Julivert (1958, 1961), Ward, *et al.* (1973), París y Sarria (1988), Royero (1994), que hace que esta falla se comporte en algunos sectores como inversa. La historia geológica de la Falla Bucaramanga- Santa Marta es bastante compleja y en cuanto a la edad máxima de su actividad tectónica, se puede establecer que es posterior al Neis de Bucaramanga, el cual es afectado por dicha falla dentro de la zona de estudio. Boinet, *et al.* (1989) consideran que durante el Cretácico inferior hasta el Paleoceno no hubo actividad tectónica de la falla, periodo en el cual se depositaron la Formaciones los Santos, Rosa Blanca y Paja; además los mismos autores, señalan que la importancia de la mayor actividad de esta falla es el desplazamiento de rumbo sinistral, el cual ocurrió a partir del Mioceno superior, simultáneamente con la Orogenia Andina.

Al Oeste se encuentra la Falla del Suárez, es una falla inversa de alto ángulo, con una componente vertical importante. París y Sarria (1988) se refieren a un comportamiento de rumbo con desplazamiento sinistral. El desplazamiento vertical se ha calculado entre 400 y 2.300 m (Ward, *et al.*, 1973). La Falla del Suárez, al occidente del pueblo de Girón afecta capas de la Formación Girón, observándose un fuerte fracturamiento y un alto grado de meteorización de las rocas hasta el punto de llegarse a confundir con depósitos cuaternarios (Julivert y Téllez, 1963).

Esta falla a lo largo de su trayecto afecta rocas jurásicas y cretácicas, principalmente de las formaciones Jordán, Girón, Los Santos, Rosa Blanca, Paja y cerca de su terminación en la Falla Bucaramanga-Santa Marta, afecta rocas del Paleozoico como son las formaciones Floresta y Diamante.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA				
EDAD	UNIDAD	LITOLOGÍA	DESCRIPCIÓN	ESPESOR
Cenozoico	Cuaternario	Formación Bucaramanga	Depósito aluvial. (Hubach et al., 1952) Espesor según Solano (2016) medido en Girón.	136 m
Mesozoico	Cretácico	Formación Paja	Intercalaciones de shale con algunas areniscas lodosas. (Osorio et al., 2016) Espesor según Vargas (1968) medido a lo largo de la carretera a Cuestarica.	328 m
		Formación Rosa Blanca	Intercalaciones de calizas y lodolitas calcáreas. (Cardozo y Ramirez et al., 1985) Espesor según Montero (1968) medido en la quebrada Pujamanes	428 m
		Formación Los Santos	Intercalación de areniscas conglomeráticas con lodolitas y cuarzoarenitas. (Royero y Clavijo, 2001) Espesor según Montero (1968) medido en la Quebrada Piedra Azul.	366 m
	Jurásico	Formación Río Lebrija	Intercalación de areniscas, lodolitas y conglomerados. (Cediel et al., 1968) Espesor según Cediel (1968) medido en la sección tipo.	4.650 m
		Formación Jordán	Intercalación de areniscas con arcillolitas y capas de tobas en su tope. (Cediel et al., 1960) Espesor según Ward (1973) medido en la Mesa de Los Santos.	600 m
	Triásico	Formación Bocas	Alternancia de limolitas, areniscas y arcillolitas calcáreas, fosilíferas. (Ward et al., 1973) Espesor según Ward (1963) medido de Puente Tierra a Bocas.	590 m
		Formación Tiburón	Conglomerados calcáreos, líticos y gransoportados. (Ward et al., 1973) Espesor según Castro (1968) medido en la Via Bucaramanga - Suratá.	500 m
Paleozoico	Carbo-Pérmico	Formación Diamante	Intercalación de areniscas con lodolitas y calizas fosilíferas. (Ward et al., 1973) Espesor según Navas (1962) medido en la Via Bucaramanga - Río Negro.	700 m
	Devónico	Formación Floresta	Intercalación de arcillolitas y areniscas con un metamorfismo de bajo grado. (Mojica y Villarorel, 1984) Espesor según Botero (1950) medido en la sección tipo.	700 m
	Ordovícico	Ortoneis	Cuerpo metamórfico de origen ígneo, con estructura néisica, aspecto masivo y composición félsica a intermedia. (Ward et al., 1973)	
	Cámbrico	Esquistos de Silgará	Secuencia de rocas clásticas metamorizadas de estratificación delgada, compuestas por filitas, cuarcitas, esquistos, metaareniscas y menores cantidades de pizarra y filita calcárea. (Ward et al., 1973)	
	Neo - Proterozoico	Neis de Bucaramanga	Secuencia de paraneis cuarzo-feldespáticos, hornbléndicos, micáceos y granatíferos y cantidades subordinadas de anfibolitas, migmatitas y esporádicamente granulitas. (Royero y Clavijo, 2001).	

Figura 16. Columna estratigráfica generalizada, de las unidades que se encuentran en la zona.

8. Resultados Cartográficos

8.1 Control Cartográfico

En la zona de estudio se escogieron ocho puntos de control, de acuerdo principalmente a su cercanía al paso de las fallas, la buena exposición de las unidades y la facilidad de acceso; con la finalidad de verificar y redefinir los contactos litológicos del Grupo Girón en la zona.

La información recolectada en este trabajo de campo se encuentra dividida por ocho puntos de control y en cada uno de ellos se obtuvieron los datos que se muestran en la Figura 17.

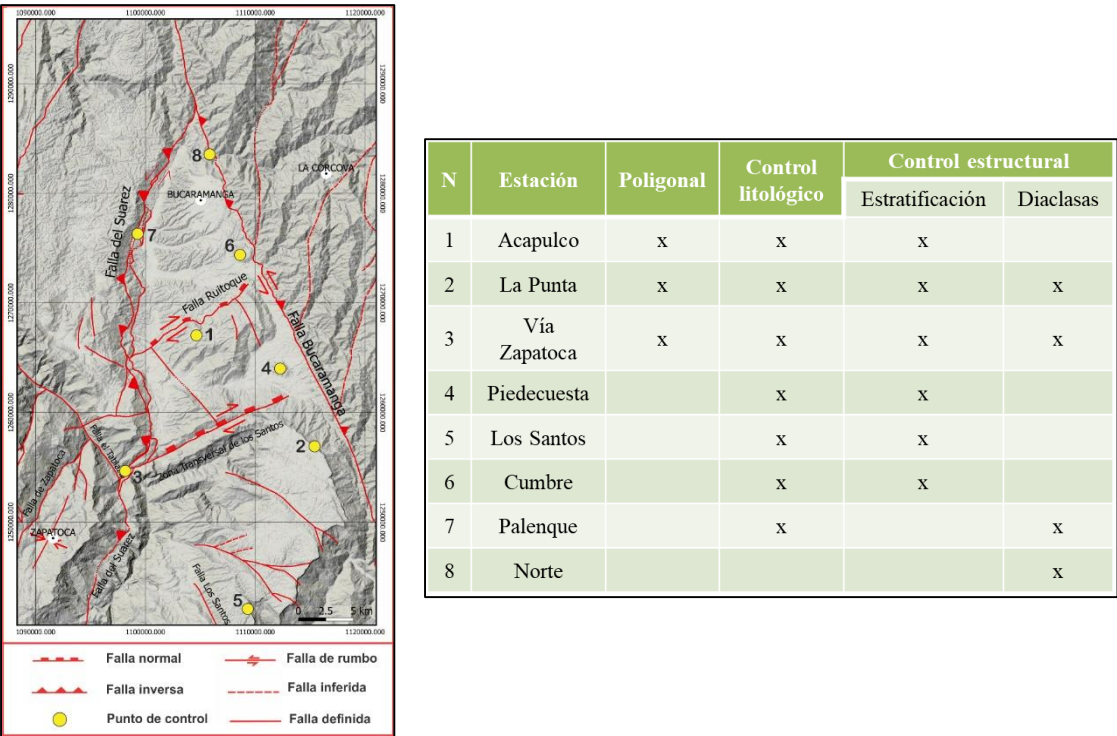


Figura 17. Mapa con los puntos de control en la zona de trabajo y tabla con los respectivos datos tomados en cada punto.

En este capítulo se describe la fase de campo realizada para este trabajo, basada en la toma de datos que complementen la información de superficie de la zona para un desarrollo de los cortes geológicos mas confiable. Las poligonales que se realizaron, fueron con el fin de tomar un control de la continuidad de la litología, datos de estratificación, diaclasas y estrías. En algunas zonas donde se encontraban afloramientos insitus con poca continuidad se tomó el control de los datos que fueran más confiables (diaclasas, estrías, estratificación).

- **Zona Acapulco**

Este punto se ubica sobre el margen izquierdo de la vía Floridablanca – Girón, hacia la Vereda Acapulco; sobre la parte NW de la Mesa de Ruitoque, al S de la Falla de Ruitoque. En este sector se realizó el control litológico y estructural mediante el levantamiento de poligonal, con las siguientes coordenadas de inicio y fin:

Coordenadas del punto inicial:

X: 1'105.258 N

Y: 1'267.467 E

Coordenadas del punto final:

X: 1'104.763 N

Y: 1'267.265 E

Al inicio de la sección se distinguen hacia la parte inferior lodolitas fisiles de color rojizo, micáceas, en algunas zonas intercaladas con pequeños niveles de lodolitas gris verdosas; a medida que se asciende estratigráficamente se observan capas tabulares de areniscas de tamaño de grano fino a medio, color purpura grisáceo, con baja esfericidad, calibrado moderado y porosa, en cuanto a su mineralogía, es una roca con alto contenido de feldespato y cuarzo, y en menor proporción

caolín y minerales pesados. Esta sección de la poligonal descrita se correlaciona con la Formación Río Lebrija, la cual se encuentra en general altamente fracturada y diaclasada.



Figura 18. Afloramiento del inicio de la poligonal correspondiente a lodolitas de la Formación Río Lebrija e la zona de Acapulco.

Hacia las coordenadas X: 1'105.258 E, Y: 1'267.467 N se puede observar el cambio de las areniscas descritas anteriormente a capas tabulares, gruesas, altamente compactas de areniscas de tamaño de grano fino; marcando el contacto entre la Formación Río Lebrija y la Formación Los Santos, este se define como un contacto neto de geometría ondulada paralela (Figura 19).



Figura 19. Contacto entre las formaciones Río Lebrija y Los Santos en la Zona de Acapulco.

- **Zona La Punta**

Este punto se ubica sobre el margen derecho de la vía Piedecuesta – Los Santos, hacia el peaje La Punta; sobre la parte Norte de La Mesa de Los Santos, al W de la Falla Bucaramanga. En este sector se realizó el levantamiento de poligonal, por el cual se llevó a cabo el control litológico y la toma de datos estructurales; sus coordenadas de inicio y fin son las siguientes:

Coordenadas del punto inicial:

X: 1'114.504 N

Y: 1'257.951 E

Coordenadas del punto final:

X: 1'115.423 N

Y: 1'256.692 E

Al inicio de la sección se identifican capas conglomeráticas con tamaño de grano predominantemente guijarros, donde se muestra una variación gradacional, disminuyendo en el tamaño de sus clastos hacia el techo, en ocasiones a capas más arenosas; también se observan intercalaciones de capas ligeramente conglomeráticas con capas más delgadas de lodolitas de color púrpura y verde. Las rocas aflorantes descritas corresponden a la Formación Río Lebrija.



Figura 20. Afloramiento de los conglomerados de la Formación Río Lebrija en la Zona de La Punta.

Siguiendo con la secuencia, se observan capas tabulares gruesas de areniscas de tamaño de grano grueso, ligeramente conglomeráticas, intercaladas con delgadas capas de lodolitas de color verde grisáceas, en donde se evidencia la alta competencia de las capas de areniscas; esta litología conforma la base de la Formación Los Santos. En ciertas zonas se observan pequeños niveles conglomeráticos intercalando las litologías mencionadas. A medida que se va ascendiendo se encuentran capas de areniscas de tamaño de grano fino a medio de color rojizo, las cuales tienen continuación hacia el techo de la Formación en esta sección.

El contacto entre la Formación Río Lebrija y la Formación Los Santos se encuentra a pocos metros del inicio de la poligonal y es definido como un contacto transicional (Blanco y Rincón, 2014). Donde se tomó una panorámica con orientación 30°E observando la Meseta de Ruitoque y al este el trazo de la Falla Bucaramanga evidenciado por facetas triangulares (Figura 21).



Figura 21. Panorámica tomada desde la Mesa de los Santos donde se muestra el trazo de la Falla Bucaramanga.

En esta zona también fueron medidos datos de diaclasas, los cuales son mostrados en la Tabla 2.

Tabla 2.

Datos de diaclasas en la zona de La Punta.

Strike	Dip	Strike	Dip	Strike	Dip
279°	78°	295°	54°	75°	35°
97°	70°	291°	62°	63°	23°
135°	35°	287°	68°	50°	30°
145°	6°	13°	90°	124°	20°
170°	8°	188°	30°	152°	18°
165°	16°	224°	35°	274°	66°

Strike	Dip	Strike	Dip	Strike	Dip
120°	7°	160°	48°	274°	53°
100°	16°	58°	15°	284°	75°
115°	16°	204°	18°	280°	65°
155°	4°	7°	26°	165°	14°
290°	35°	108°	40°	166°	4°
285°	70°	70°	31°	148°	22°

- **Zona Vía Zapatoca**

Este punto se ubica sobre la Vía Girón – Zapatoca, sobre el puente Gómez Ortiz en el Río Sogamoso; justo en el paso de la Falla del Suárez. En este sector fueron utilizados los datos de la poligonal levantada por el curso de Campo I en el período 2017-2 con las siguientes coordenadas:

Coordenadas del punto inicial:

X: 1'099.006 N

Y: 1'254.681 E

Coordenadas del punto final:

X: 1'094.394 N

Y: 1'253.660 E

La litología que se identifica en este punto correspondiente a la Formación Río Lebrija, son en general intercalaciones de conglomerados, areniscas de tamaño de grano medio a grueso, lodolitas rojizas y pequeños niveles de lodolitas verdes grisáceas.

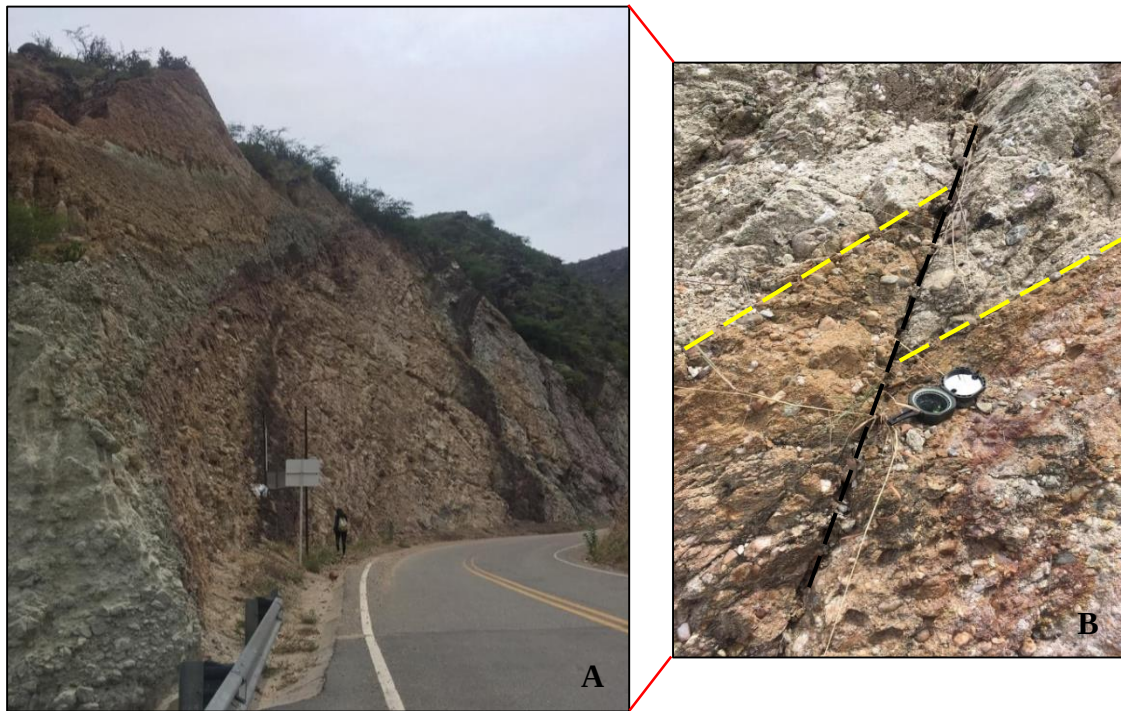


Figura 22. A. Vista de afloramiento de la Formación Río Lebrija al margen derecho de la Vía Girón – Zapatoca. B. Plano de falla 194°/40°.

En esta zona también fueron medidos datos de diaclasas, los cuales son mostrados en la Tabla

3.

Tabla 3.

Datos de diaclasas en la zona de la Vía Zapatoca.

Strike	Dip	Strike	Dip	Strike	Dip
85°	65°	110°	53°	145°	27°
328°	70°	45°	46°	40°	35°
195°	56°	74°	66°	94°	71°
250°	89°	46°	32°	95°	57°
212°	56°	160°	16°	96°	30°
339°	55°	51°	50°	89°	56°
40°	42°	49°	60°	102°	54°
358°	68°	86°	50°	132°	75°

Strike	Dip	Strike	Dip	Strike	Dip
94°	42°	95°	31°	279°	14°
95°	85°	82°	39°	234°	48°
90°	48°	34°	41°	286°	36°

- **Zona Piedecuesta**

Este punto se encuentra ubicado hacia la parte sur de la ciudad de Bucaramanga en el casco urbano del municipio de Piedecuesta en un sector conocido como ‘La Cantera’; se localiza al W de la Falla Bucaramanga. En este sector se realizó un control litológico y estructural, fueron tomados datos de estratificación de la formación aflorando; los cuales son mostrados en la Tabla 4.

Tabla 4.

Datos de estratificación de la Zona de Piedecuesta con sus respectivas coordenadas.

Coordenadas		Dato	
X	Y	estructural	
1°113.028	1°264.189	248°	16°
1°112.811	1°264.162	261°	30°
1°112.311	1°264.285	285°	35°

La litología que se identifica en los afloramientos observados en este camino son areniscas de tamaño de grano muy fino de tonos rojizos correspondientes a la Formación Jordán.



Figura 23. Afloramiento de las lodolitas de la Formación Jordán en la zona de Piedecuesta.

- **Zona Los Santos**

Este punto está ubicado en la vía Piedecuesta – Los Santos, por un desvío al margen izquierdo hacia el sector conocido como La Mojarra; está localizado en la parte SE de la Mesa de Los Santos. En este sector se realizó un control litológico y estructural, donde se tomaron datos de estratificación de las formaciones aflorando, estos son mostrados en la Tabla 5.

Tabla 5.

Datos de estratificación de la Zona de Los Santos con sus respectivas coordenadas.

Coordenadas		Dato	
X	Y	estructural	
1'109.676	1'241.566	195°	7°
1'109.751	1'241.578	152°	4°
1'109.722	1'241.506	175°	7°
1'109.781	1'241.623	100°	15°

La litología de este sector se caracteriza por capas tabulares gruesas de areniscas de tamaño de grano medio a grueso con alto contenido de cuarzo, correspondientes a la Formación Los

Santos, donde siguiendo hacia la base se observan conglomerados con clastos de tamaño guijas que varían de 20 mm – 50 mm, con matriz arenosa de color purpura.



Figura 24. Vista panorámica y afloramiento de la Formación Los Santos en la zona de Los Santos en el sector “La Mojarra”.

Sobre el camino hacia el pueblo Jordán se encontró un contacto tapado por un depósito entre una arenisca rojiza de grano grueso a muy grueso, ligeramente conglomerática perteneciente a la Formación Jordán, con una arenisca cuarzosa conglomerática de la Formación Los Santos. La

Formación Jordán se observa erosionada en algunas zonas y en otras con un dato de estratificación de $100^{\circ}/15^{\circ}$.

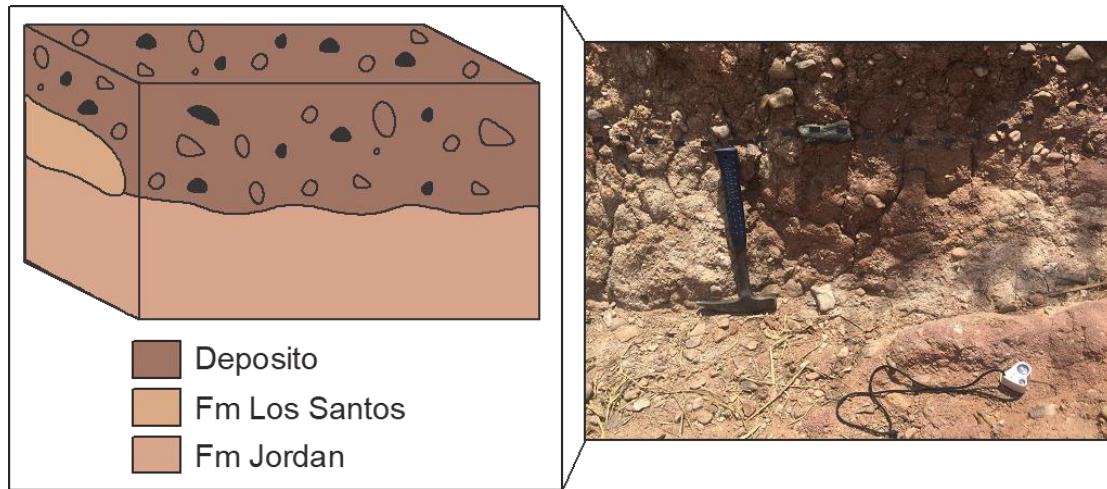


Figura 25. Bloque diagrama del contacto tapado, entre las formaciones Los Santos y Jordán.

- **Zona Cumbre**

Este punto está ubicado en la Vía Provenza – La Cumbre, en cercanías al paso de la Falla de Bucaramanga. En este sector se realizó un control litológico y estructural, tomando el dato de estratificación de la formación aflorando.

Las coordenadas de esta zona de estudio, son las siguientes:

X: 1'108.675 N

Y: 1'274.520 E

La litología que se identificó son capas casi verticales de areniscas rojizas de tamaño de grano medio a fino, las cuales presentaban alto grado de meteorización, correspondientes a la Formación Río Lebrija.

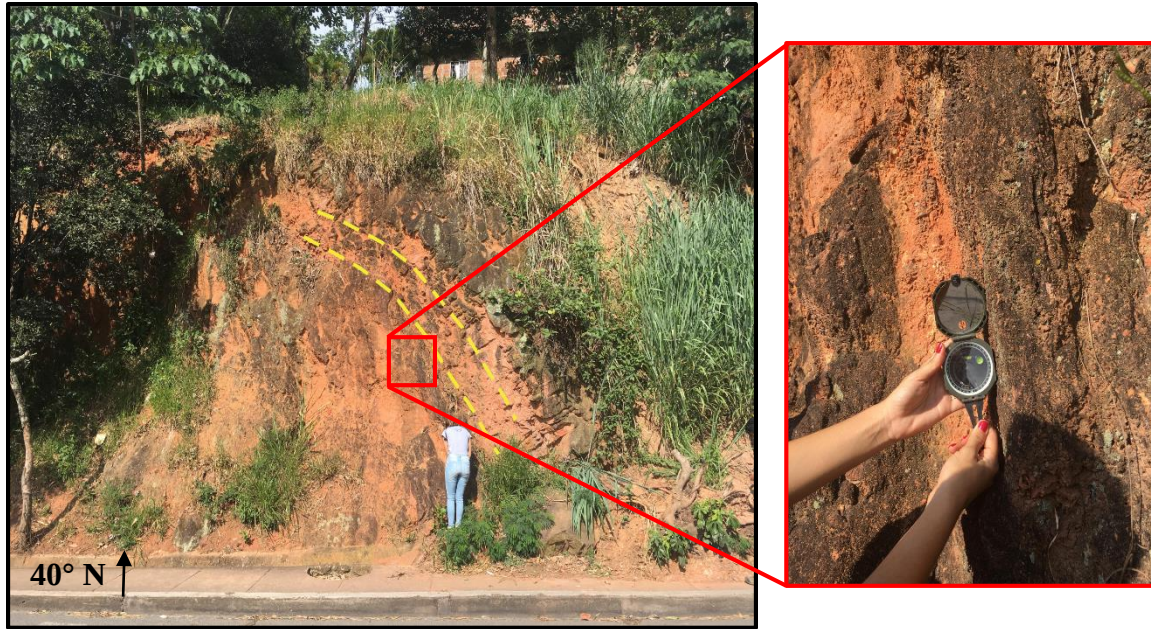


Figura 26. Afloramiento de la Formación Río Lebrija en capas casi verticales en la Zona La Cumbre.

- **Zona Palenque**

Este punto se ubica hacia el Oeste de Bucaramanga, por la vía alterna a la Vía Girón, cerca al paso de la Falla del Suárez. En este sector se realizó un control litológico y estructural, se tomaron datos de diaclasas, los cuales se muestran en la Tabla 6.

Las coordenadas de esta zona de estudio, son las siguientes:

X: 1'099.603 N

Y: 1'275.810 E

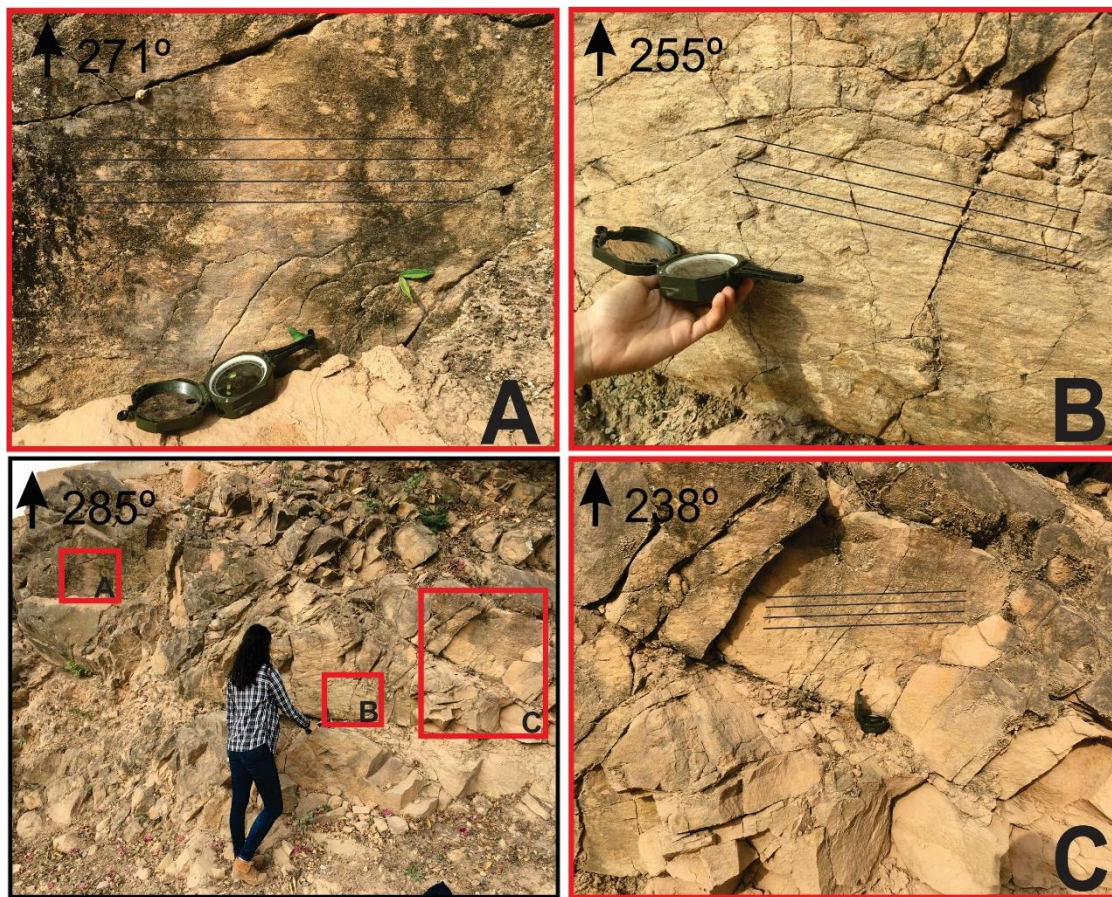


Figura 27. Afloramiento de areniscas pertenecientes a la Formación Río Lebrija en la zona del Palenque.

Tabla 6.

Datos de diaclasas en la zona del Palenque.

Strike	Dip	Strike	Dip	Strike	Dip
136°	69°	347°	46°	120°	79°
352°	45°	280°	35°	131°	54°
300°	42°	114°	61°	345°	28°
242°	70°	326°	74°	324°	84°
246°	68°	136°	64°	140°	52°
329°	57°	215°	57°	78°	82°
258°	59°	76°	74°	134°	28°
15°	44°	280°	85°	93°	62°

Strike	Dip	Strike	Dip	Strike	Dip
355°	55°	120°	62°	100°	58°

Tabla 7.

Datos de estrías en la zona del Palenque.

Strike	Dip	Pitch
175°	69°	10°
180°	70°	2°
140°	68°	6°
136°	64°	5°

- **Zona Norte**

Este punto está ubicado en el Norte de Bucaramanga, por la vía a la Planta Los Angelinos, justo sobre la Falla Bucaramanga. En este sector se realizó un control litológico y estructural, donde se tomaron datos de diaclasas, estos se muestran en la Tabla 7.

Las coordenadas de esta zona de estudio, son las siguientes:

X: 1'105.964 N

Y: 1'283.328 E

La litología que se identifica está conformada por conglomerados con clastos angulares y matriz carbonatada, areniscas rojizas de grano muy fino y lodolitas blancas con algunos precipitados.



Figura 28. Afloramiento diaclasado de areniscas pertenecientes a la Formación Río Lebrija en la zona del Norte.

La zona en general está bastante fracturada, producto del paso de la Falla Bucaramanga; lo que permitió tomar datos de varias familias de diaclasas.

Tabla 8.

Datos de diaclasas en la zona del Norte.

Strike	Dip	Strike	Dip	Strike	Dip
105°	40°	14°	71°	73°	64°
284°	48°	23°	61°	202°	68°
309°	44°	355°	64°	89°	76°
13°	58°	250°	38°	325°	52°
92°	48°	231°	49°	324°	56°
246°	72°	222°	78°	54°	76°
86°	50°	231°	61°	281°	65°
98°	72°	230°	73°	154°	68°
234°	38°	237°	68°	165°	80°
237°	42°	135°	88°	100°	78°
290°	78°	220°	34°	320°	82°

266°	89°	223°	48°	264°	84°
78°	46°	144°	80°	30°	74°
330°	32°	324°	74°	169°	50°
77°	81°	70°	58°	80°	85°
145°	56°	38°	40°		
36°	74°	95°	69°		

Tabla 9.

Datos de estrías en la zona del Norte.

Strike	Dip	Plunge	Az.Plunge
305°	8°	9°	70°-250°
215°	74°	6°	219°
176°	45°	43°	274°

Este fue el mapa geológico resultante de la unión entre toda la información obtenida, donde los datos de estratificación de bibliografía son de color negro y los obtenidos en campo son morados (Apendice D).

Figura 29. Mapa geológico de la zona de estudio.

9. Procesamiento de datos

Debido a la baja densidad de estrías medidas en comparación al área de estudio, en este ítem se procesaron únicamente los datos de diaclasas obtenidos en campo de la zona de estudio.

9.1 Tratamiento de datos estructurales

Se procesaron los datos de fracturas (modo I) tomados (trabajo de campo) en 4 zonas diferentes por medio del programa Stereo32. Cada dato se ingresó como plano y al final se obtuvo una proyección de control de polos por cada punto de muestreo, esto, con el fin de visualizar los esfuerzos principales asociados a cada zona.

Se midieron una totalidad de 148 planos de diaclasas en el área de estudio. Todos los datos recolectados fueron medidos en el Grupo Girón. En el Sector Norte, que hace referencia a la Vía Planta Los Angelinos, se tomaron una cantidad de 49 planos sobre la Formación Rio Lebrija, en el Sector Los Santos en la vía Piedecuesta – Los Santos hacia el peaje La Punta, fueron medidos 39 planos medidos en la Formación Los Santos; en el Sector en la Vía Girón – Zapatoca sobre el puente Gómez Ortiz, se midieron 33 planos en la Formación Rio Lebrija y en el Sector El Palenque por la Vía alterna a Girón, fueron tomados 27 planos sobre la Formación Rio Lebrija.

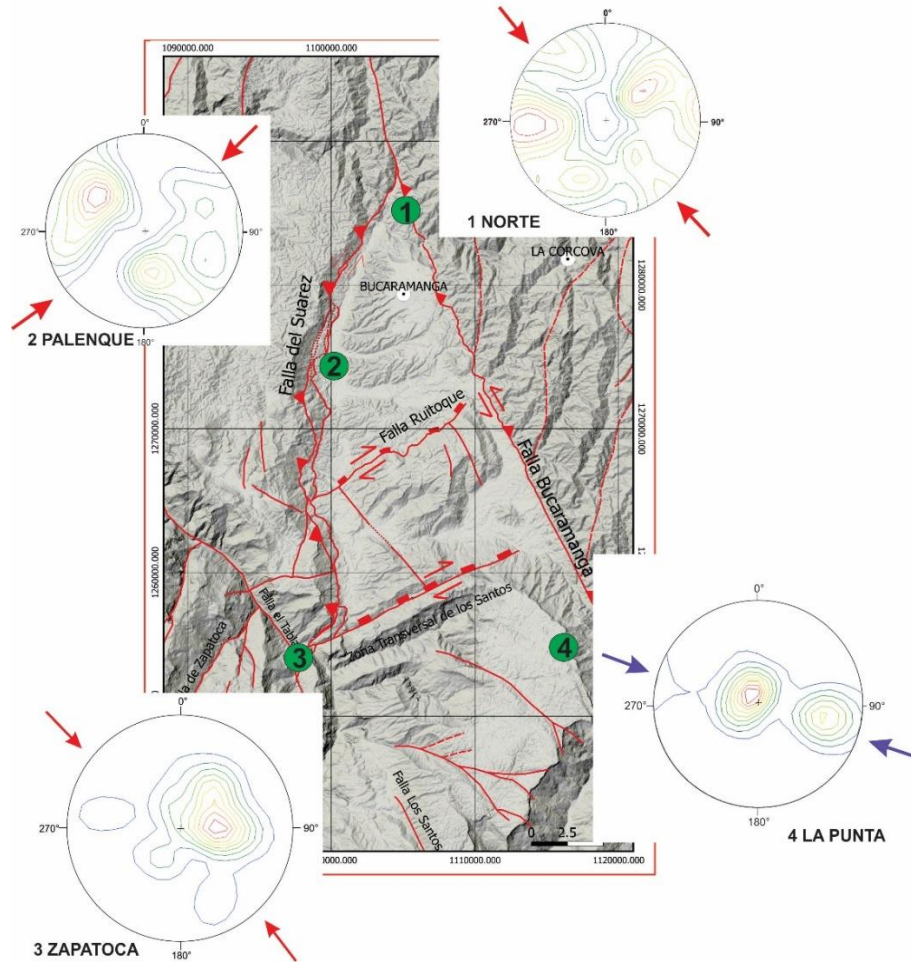


Figura 30. Mapa de la zona con cada proyección de densidad de datos asociada. Los esfuerzos sigma 1 representados con flechas rojas, mientras el esfuerzo sigma 3 está representado por flechas azules.

Según los datos anteriores plasmados en la Figura 30, se definió la posible dirección de los principales esfuerzos en cada zona según cada proyección de densidad, como se muestran a continuación:

1. Norte: Se analizó una dirección principal de esfuerzo de NW a SE, relacionándola al esfuerzo de la componente de rumbo sinistral en la Falla Bucaramanga.
2. Palenque: Se definió una dirección principal de esfuerzo de NE a SW, además en este punto se encontraron estrías con un pitch de muy bajo ángulo, por lo cual este esfuerzo es relacionado con la componente de rumbo de la Falla Suarez.

3. Zapatoca: En este punto se definió una dirección principal de esfuerzo de NW-SE, relacionada a una componente de rumbo de la Falla el Tablazo.
4. La Punta: En este punto se define una dirección NW a SE de sigma 3, lo cual relacionamos principalmente al esfuerzo de extensión Jurásica según Horton, *et al.*, 2010.

9.2 Cortes Geológicos

Con los datos plasmados en el mapa geológico se realizaron 4 cortes geológicos aplicando el método Kink. Tres de estos en dirección W-E aproximadamente, perpendiculares a los datos estructurales y uno en dirección N-S aproximadamente, para observar la disposición de las zonas transversales.

En el corte A-A' se evidencia una variación de espesor del Grupo Girón en los dos bloques cortados por la Falla del Suarez y en la Mesa de los Santos, este último posiblemente generado por una variación en la geometría (inclinación) de la cuenca también evidenciado por una discordancia angular entre la Formación Jordan y la Formación los Santos.

Debido a que no se tienen datos de sísmica en la zona, al W se flexiona el basamento de acuerdo a los datos de estratificación de superficie, esto para mantener los espesores de las unidades Mesozoicas.

Tabla 10. *Variación de espesor del Grupo Girón en el corte A-A'.*

Zona	Espesor
W de la Falla Suarez	937m
E de la Falla Suarez	68m
Mesa de los Santos	26m

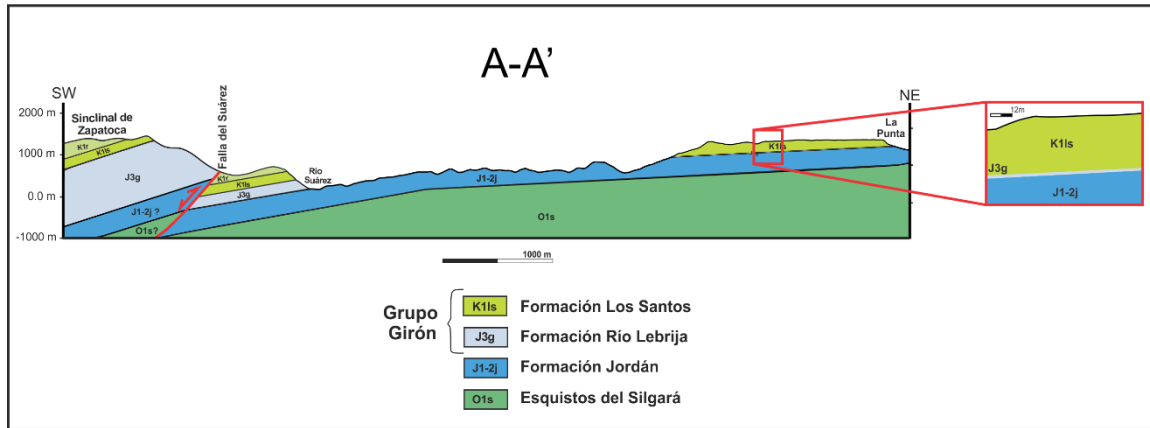


Figura 31. Corte A-A' ubicado al Sur de la zona de estudio con una orientación aproximada W-E.

El corte B-B' se ve afectado por la Falla de Suarez y la Falla La Virgen, la cual posiblemente es una falla short cut que se formó durante la inversión tectónica. Igualmente, el espesor del Grupo Girón varía en los dos bloques cortados por la Falla de Suarez.

Tabla 11. Variación de espesor del Grupo Girón en el corte B-B'

Zona	Espesor
W de la Falla Suarez	937m
E de la Falla Suarez	68m

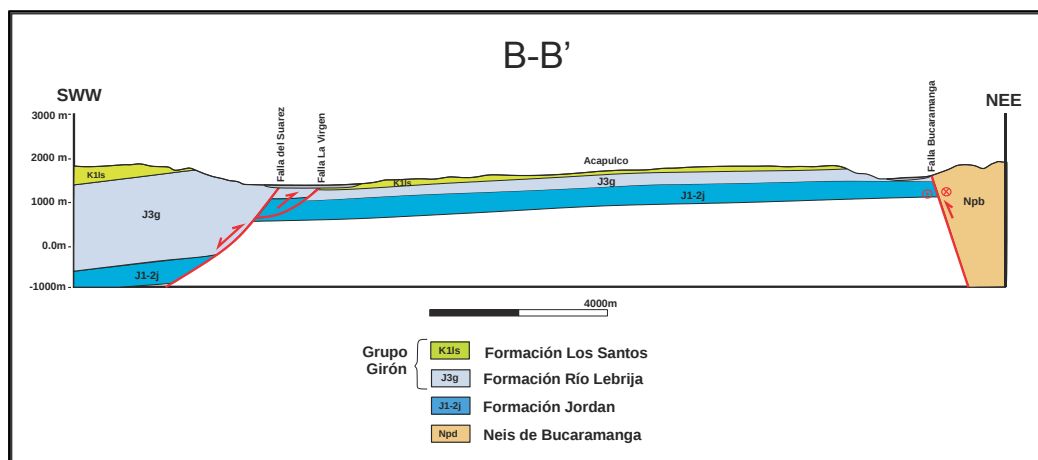


Figura 32. Corte B-B' ubicado sobre la Meseta de Acapulco con una orientación aproximada W-E.

En el corte C-C' se puede observar como el espesor del Grupo Girón se ve afectado por el Sistema de Fallas Suarez, conformado por las Fallas Ruitoque y Transversal de los Santos (llamada así en este trabajo). Fallas transversales que evidentemente también tuvieron un control en la cuenca, modificando los espacios de acomodación siendo más favorable hacia el Norte.

Tabla 12. Variación de espesor del Grupo Girón en el corte C-C'

Zona	Espesor	Zona	Espesor
N de la Falla Suarez	937m	S de la Falla Ruitoque	36m
S de la Falla Suarez	68m	Mesa de los Santos	27m

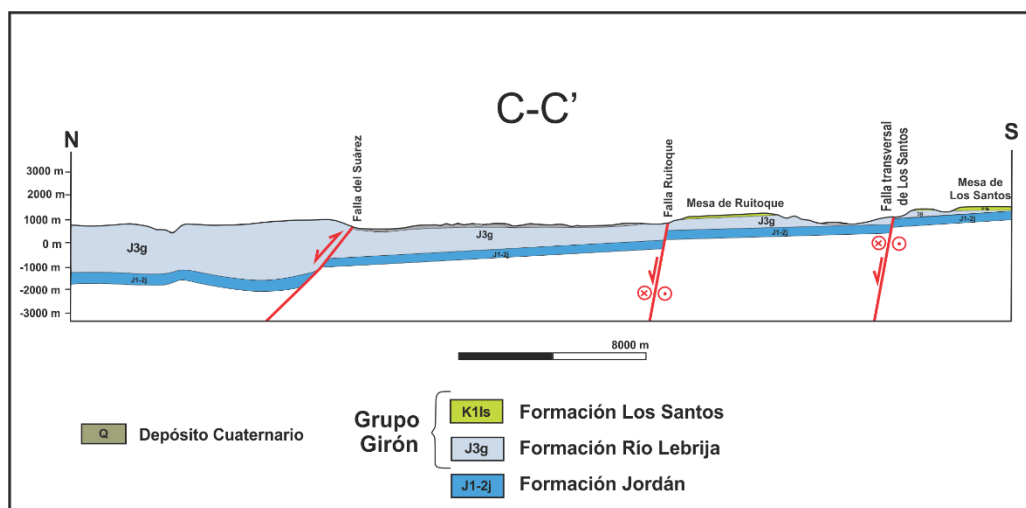


Figura 33. Corte C-C' con una orientación aproximada N-S, evidenciando las zonas transversales.

El corte D-D' fue realizado para observar una relación más regional de la zona, donde se repite el aumento del espesor de la unidad al W. La Falla Bucaramanga presenta un ángulo alto, casi vertical. Al W de la zona se genera un estilo estructural de **cinturón de pliegues y cabalgamientos** con vergencia al E. Presentando además dos retrocabalgamientos en su parte más occidental.

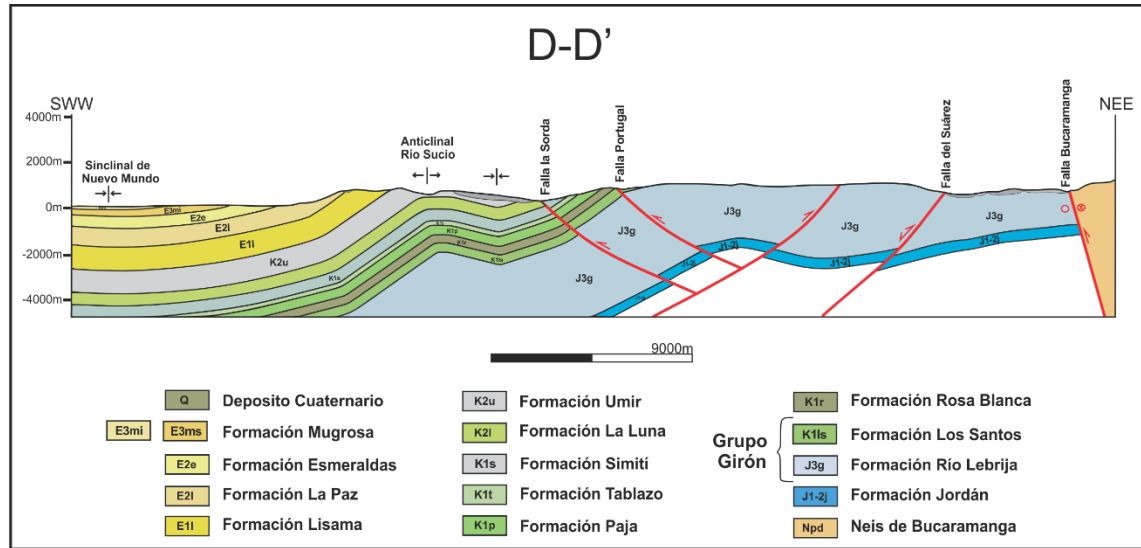


Figura 34. Corte geológico regional con una orientación aproximada W-E.

10. Discusión

Varios estudios del Grupo Girón en la zona de estudio han generado confusiones respecto a las unidades que lo conforman debido a la variación de litologías y espesores.

En la zona Vía Zapatoca se encuentra una alta cantidad de capas red beds intercaladas con conglomerados y areniscas donde las estructuras sedimentarias evidencian un ambiente fluvial tipo braided mientras que en la zona Río Lebrija hay una intercalación de red beds, areniscas, lodolitas y conglomerados de tonos más oscuros, junto a estructuras sedimentarias, que se relacionan a un ambiente fluvial recto. Por último la zona Acapulco presenta una variación de areniscas con lodolitas y la zona La Punta intercalaciones de capas ligeramente conglomeráticas con areniscas y

lodolitas, la litología de estos dos últimos sectores más relacionadas con la litología de la zona Vía Zapatoaca.

Aunque las zonas varían en litología, todas son asociadas a ambientes continentales fluviales y a un rango de tiempo de Jurásico tardío a Cretácico temprano (Oppenheim, 1940; Navas, 1963; Cediel, 1968), lo que nos permite relacionarlas con la misma unidad que presenta una variación lateral de facies.

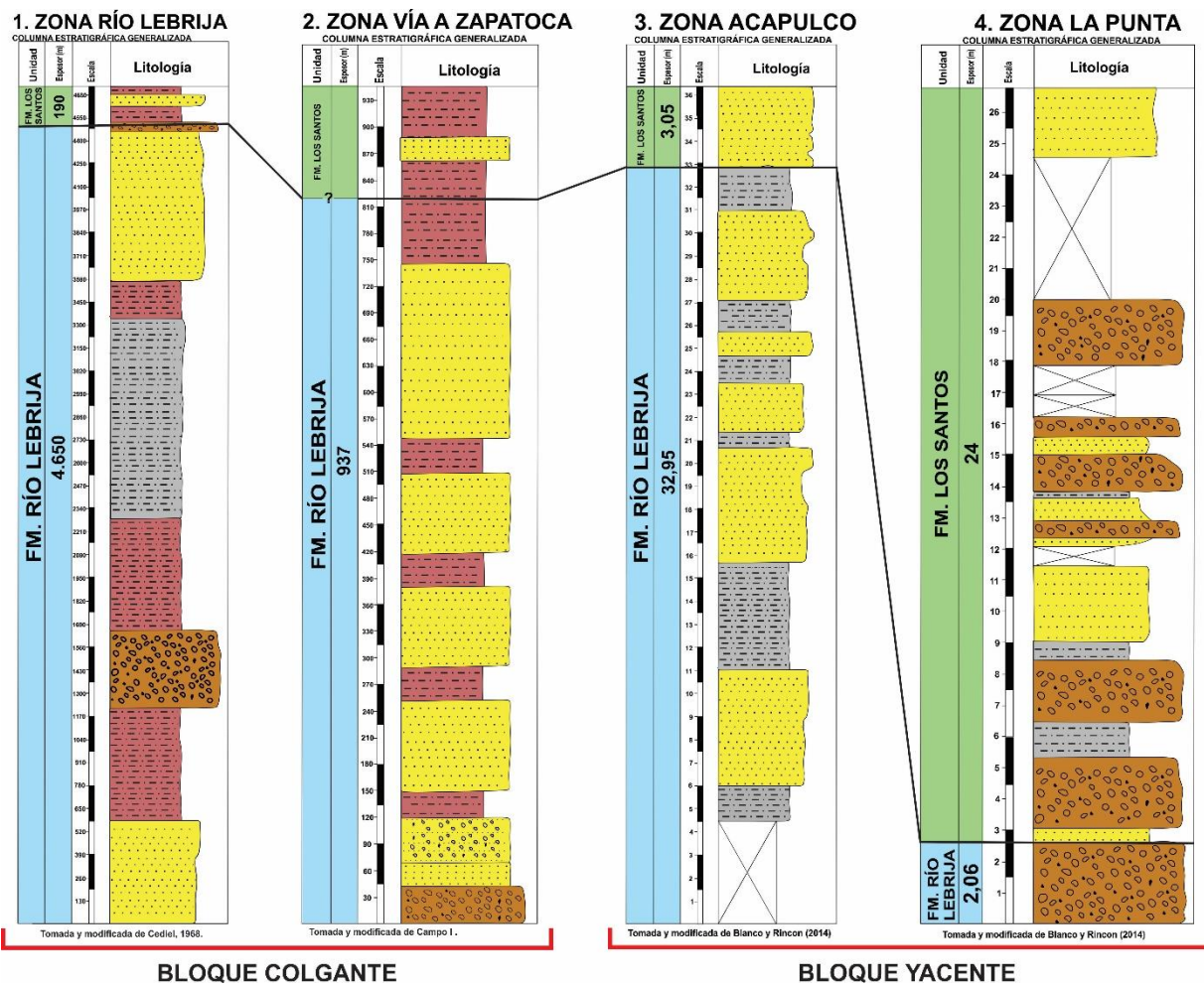


Figura 35. Columnas estratigráficas generalizadas del Grupo Girón en la zona y su ubicación en el mapa, realizadas únicamente para analizar su variación litológica.

Teniendo claro que estamos hablando de la misma unidad en toda la zona, la cual evidencia su variación de espesor en los cortes realizados.

Se puede observar que la variación del espesor del Grupo Girón (principalmente en la Formación Río Lebrija) se da en varias zonas afectadas por fallas y por la geometría de la cuenca en el momento de su depositación.

La zona de estudio es ubicada dentro de la paleocuenca Tablazo-Magdalena, la cual tuvo variaciones en su geometría por diferentes procesos. En etapas prejurásicas se atribuye un levantamiento al Este, generado por la Falla Bucaramanga (Boinet, *et al.*, 1989) la cual formó un paleoalto que no permitió la depositación de unidades cretácicas. Posteriormente, durante el Jurásico Tardío en un ambiente de extensión se formó la Falla del Suárez (Boinet, *et al.*, 1989) como una falla normal de crecimiento, junto a dos fallas transversales de componente normal al norte; la Falla Ruitoque y la Falla Transversal de los Santos (Macías y Cabanzo, 2017), estas generaron un mayor espacio de acomodación al W en el bloque colgante. Esto sucedió de manera singenética a la depositación de la Formación Río Lebrija y pregenética a la depositación de la Formación Los Santos (Cretácico Temprano). Por último, en el Maastrichtiano-Paleoceno durante el inicio de un evento compresivo que más adelante llevaría a la orogenia Andina, la zona estuvo dominada por un régimen que reactivó las fallas, generando en la Falla del Suárez una inversión tectónica positiva que forzó la formación de varios Short Cut como la Falla la Virgen y la Falla Río de Oro, además esta compresión generó una componente de rumbo sinistral, tanto en la Falla del Suárez como en la Falla Bucaramanga. Todos estos últimos esfuerzos, generando una exumación y exposición de las unidades a ser erosionadas.

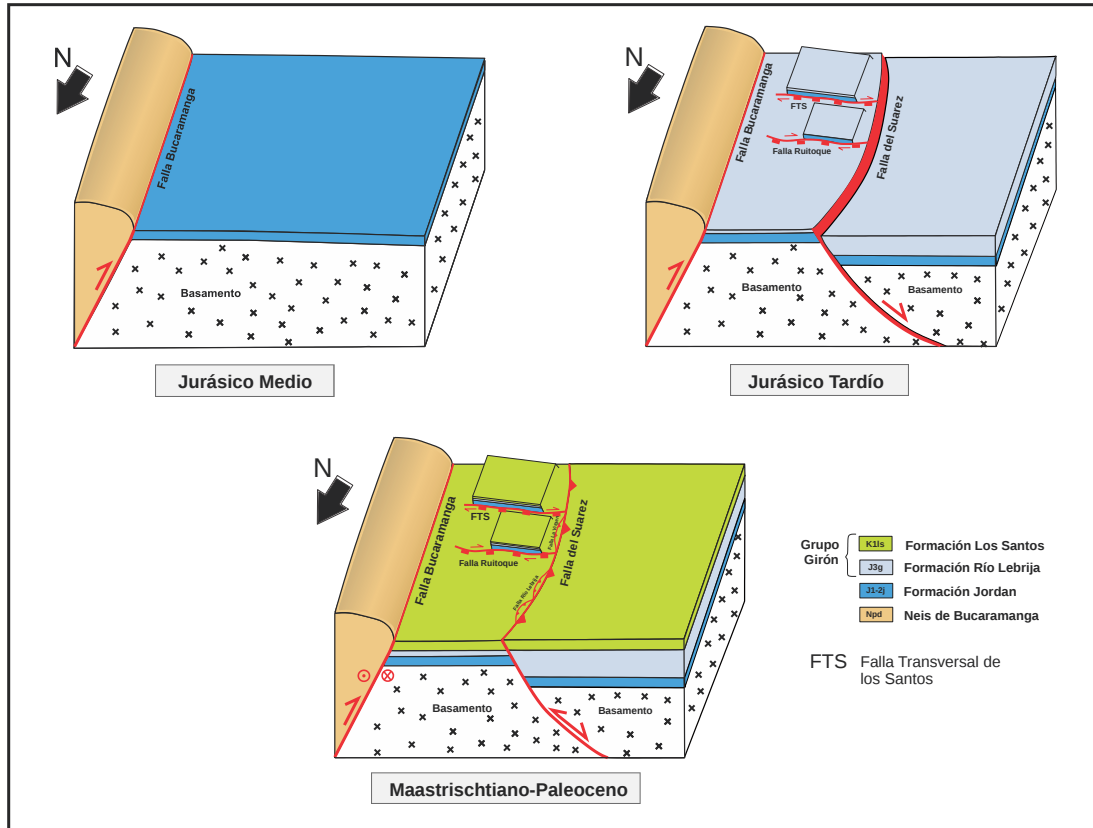


Figura 36. Bloque diagrama de la evolución geológica de la zona de estudio.

11. Conclusiones

En el mapa se evidencia que al W de la zona de estudio se encuentra el mayor espesor del Grupo Girón.

Las facies litológicas de la Formación del Río Lebrija presentan variaciones en la zona de estudio, asociadas posiblemente a un cambio lateral de facies.

Los sistemas de Fallas Bucaramanga y Suárez afectaron la sin y post depositación del Grupo Girón. Desde el Jurásico temprano en un ambiente de extensión, modificando la geometría de la cuenca, permitiendo mayor espacio de acomodación en algunas zonas. Y posterior a la deposición, a finales del Cretácico en un ambiente compresivo que generó exposición y erosión en varias zonas.

Referencias Bibliográficas

- Acosta, J., Lonergan, L., Coward, M.P. (2004). Oblique transpression in the western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 17(3) 181-194.
- Allen, P., y Allen, J. (2005). *Basin Analysis: Principles y Applications*. Blackwell Publishing.
- Araque, N., y Otero, J. (2016). *Zonas transversales, y su relación con estructurales regionales, Flanco O - Cordillera Oriental*. grado. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Arche, A. (2010). Facies, sedimentología y análisis de cuencas sedimentarias. In: A. Arche (ed.). *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, España: Consejo Superior De Investigaciones Científicas Madrid.
- Arenal, A. (22 de Noviembre de 2009). *Principios para la interpretación simplificada de esquemas y cortes geológicos*. Obtenido de Slideshare: <https://es.slideshare.net/arenal/0910-interpretacion-cortes-geologicos>
- Bayona, G. (2013). Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos Basin; response to Caribbean –South American convergence in early Palaeogene time. *Geological Society, London, Special Publications*, 377, 285-314.
- Blanco, M., y Rincón, A. (2014). *Contacto entre las formaciones Girón y Los Santos (Tambor), en los alrededores de la Mesa de Los Santos y Mesa de Ruitoque, Santander*. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Boggs Jr, S. (2006). *Principles Of Sedimentology And Stratigraphy*. Upper Saddle River, New Jersey: Pearson Prestice Hall.
- Boinet, T., Bourgouis, J., Mendoza, H., y Vargas, R. (1989). La falla de Bucaramanga (Colombia), su función durante la orogenia andina. *Geología Norandina*, 11, 3-10.

- Cediel, F. (1968). El Grupo Girón, una molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental. *Boletín Geológico*, 16(1-3), 5-96.
- Cediel, F., Shaw, R., and Cáceres, C. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. In: C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede (eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics* (pp. 815-848). AAPG Memoir 79.
- Cooper, M. A. (1995). Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1421-1443.
- Cortés, M., Angelier, J., and Colleta, B. (2005). Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*, 24(1).
- Dengo, C., and Covey, M. (1993). Structure of the eastern cordillera of colombia: Implications for Trap Styles and Regional Tectonics. *AAPG Bulletin*, 77(8), 1315-1337.
- Dickey, P.A. (1941). Pre-Cretaceous sediments in Cordillera Oriental of Colombia. *AAPG Bulletin*, 25(9), 1789-1795.
- Dorado, J. (1984). *Contribución al conocimiento de la estratigrafía de la formación de brechas de Buenavista, Oeste de Villavicencio Meta*. Unpublished thesis, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Duque-Caro, H. (1990). The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Science*, 3(1), 71-84.
- Einsele, G. (2000). *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Germany: Editorial Springer-Verlag.
- Etayo-Serna, F. (1989). Análisis facial del inicio del avance marino del Cretácico en la región SW del Macizo de Santander. *V Congreso Colombiano de Geología*. Excursión Precongreso N° 2.

- Florez, S., y Nuñez, A. (2016). *Análisis cinemático y estilo estructural de la falla del Suarez entre El Hato y La Fuente, Santander*. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Fossen, H. (2010). *Structural geology*. Cambridge university press.
- Horton, B., Saylor, J., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., and Stockli, D. (2010). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 122(9-10), 1423-1442.
- Irving, E. (1971). La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. *Boletín Geológico*, 19(2), 1-90.
- Jaimes, E., y López, O. (2015). *Contribucion al conocimiento geologico del sector suroeste de la Plancha 120-III-C, Valle Medio del Magdalena*. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Jiménez, G., Rico, J., Bayona, G., Montes, C., Rosero, A., y Sierra, D. (2012). Analysis of curved folds and fault/fold terminations in the southern Upper Magdalena Valley of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 39, 184-201.
- Jiménez, G., Speranza, F., Faccenna, F., Bayona, G., Mora, A. (2014). Paleomagnetism and magnetic fabric of the eastern cordillera of colombia: evidence for oblique convergence and nonrotational reactivation of a mesozoic intracontinental rift. *Tectonics*, 33(11), 2233-2260.
- Julien, P. (2010). *Erosion and sedimentation*. Cambridge University Press.
- Julivert, M. (1958). La Morfoestructura de la Zona de las Mesas al SW de Bucaramanga (Colombia S.A.). *Boletín de Geología*, (1), 7-43.
- Julivert, M. (1961). Geología de la Vertiente W de la Cordillera Oriental en el sector de Bucaramanga. *Boletín de Geología*, (8), 39-42.
- Julivert, M., y Téllez, N. (1963). Sobre la presencia de fallas de edad Precretácica y Post-Girón (Jura-Triásico) en el flanco W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín de Geología*, (12), 5-17.

- Julivert, M. (1970). Cover and Basement Tectonics in the Cordillera Oriental of Colombia, South America, and a Comparison with Some Other Folded Chains. *Geological Society of America Bulletin*, 81(12), 3623-3646.
- Kammer, A. (1999). Observaciones acerca de un origen transpresivo de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana*, 24, 29-53.
- Langenheim, R. L. (1959). Preliminary report on the stratigraphy of the Giron formation in Santander and Boyaca. *Boletín de Geología*, (3), 35-50.
- Lisle, R., y Lesión, P. (2010). *Técnicas de proyección estereográfica para geólogos e ingenieros civiles. Segunda edición*. Valencia, España: Universitat Politècnica de València.
- Macias, Y., y Cabanzo, M.ínez, J. (2016). *Análisis y caracterización estructural de zonas transversales en el bloque colgante de la Falla del Suárez*. Tesis de Pregrado. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Martínez, J. (2003). *Geología estructural y dinámica global*. Salamanca, España: Universidad de Salamanca, Departamento de geología.
- Mojica, J., y Kammer, A. (1995). Eventos Jurásicos en Colombia. *Geología Colombiana*, 19, 165–172.
- Montes, C. (2001). *Three dimensional structure and kinematics of the Piedras-Girardot foldbelt in the northern Andes of Colombia*. PhD thesis. University of Tennessee, Knoxville, USA.
- Montes, C., Bayona, G., Cadona, A., Buchs, D.M., Silva, C.A., Morón, S., Hoyos, N., Ramírez, D.A., Jaramillo, C.A., Valencia, V. (2012). Arc-continent collision and orocline formation: Closing of the Central American seaway. *Journal of Geophysical Research*, 117(B4).
- Mora, A. (2007). *Inversion tectonics and exhumation processes in the eastern Cordillera of Colombia*. Phd. Thesis. University of Postdam, Brandenburg, Germany.
- Navas, J. (1963). Estudio estratigráfico del Girón al W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín de Geología*, (12), 19-33.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. John Wiley & Sons, Ltd.

- Oppenheim, V. (1940). Jurassic-Cretaceous (Giron) beds in Colombia and Venezuela. *AAPG bulletin*, 24(9), 1611-1619.
- Osorio, D. (2016). *Estratigrafía y deformación del Grupo Girón en el Anticlinorio de los Yariguíes ("Anticlinal de los Cobardes") sectores Zapato y Rio Lebrija*. Tesis de Pregrado. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Rodriguez, C., y Rojas, R. (1985). Estratigrafía y tectónica de la serie infracretácica en los alrededores de San Félix, Cordillera Central de Colombia. En: F. Etayo-Serna, F. Laverde-Montalo (eds.). *Proyecto Cretácico, contribuciones*. Publicaciones geológicas especiales del Ingeominas.
- Roeder, D., and Chamberlain, R.L. (1995). Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene crustal evolution. In: A.J. Tankard, R. Suarez Soruco, and H.J. Welsink (eds.). *Petroleum Basins of South America* (pp. 633-645). AAPG Memoir 62.
- Rosello, E. (2001). Sistemas tectonicos transcurrentes: una sintesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 5, 19-43.
- Rosello, E. A, Nevistic, V.A., Araque, L., Bettini, F., Bordarampé, C., Castro, E., Colo, C., Córscico, S., Covelloner, G., Haring, C., Pina, L., Pinilla, C., Ruiz, J.C., y Salvay, R.O. (2004). La sintaxis tectónica Neógena de las Cordilleras Oriental y Santander: Aportes de modelos analógicos y controles regionales sobre los sistemas petroleros. 3ra Convención Técnica de la ACGGP.
- Royero, J.M. (1994). Geología de la Plancha 65, Tamalameque (Departamentos del Cesar y Bolívar). Memoria Explicativa. Bucaramanga. INGEOMINAS.
- Royero, J. M., y Clavijo, J. (2001). Memoria Explicativa del Mapa Geológico del departamento de Santander. INGEOMINAS.
- Sarmiento, L. (2001). *Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models*. PhD Thesis. Vrije Universiteit, Amsterdam.
- Selley, R. C (1970). *Ancient sedimentary environments*. Cornell University Press.
- Thomas, A. (1990). *Controls on locations of tranverse zones in thrust belts*. *Eclogae Geologicae Helvetiae*.

- Toboada, 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.
- Tomás, R., Ferreiro, I., Sentana, I., Díaz, C. (2002). Aplicaciones de la proyección estereográfica en ingeniería geológica. *XIV Congreso Internacional de Ingeniería Gráfica*. Santander, España.
- Trumpy, D. (1943). Pre-cretaceous of Colombia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 54(9), 1281- 1304.
- Velandia, F. (2005). Interpretación de transurrencia de las fallas Soapaga y Boyaca a partir de imagenes Landsat TM. *Boletín de Geología*, 27(1), 81-94.
- Vera, J. (1994). *Estratigrafía: Principios y métodos*. Madrid: Editorial Rueda.
- Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, J., y Restrepo, H. (1973). Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander. *Boletín Geológico*, 21(1-3).