

Caracterización Estructural del Sistema de Cabalgamiento de la Falla Guaca

Anggy Nathaly Ochoa Pinto

Lizeth Johana Sanabria Ruíz

Director

Giovanny Jiménez Díaz

PhD. Geología

Codirector

Georgina Guzmán Ospitia

PhD. Geología

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Físico – Químicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2018

DEDICADO A

A mis padres, Esperanza y Evangelista, por compartir su luz y guiarme en esta locura del vivir, por ser mí mejor y más bonito complemento, por enseñarme y mostrarme que el verdadero y único camino es el AMOR.

A mis Hermanitos que han sido y seguirán siendo parte fundamental de mi vivir, a Sergio mi cómplice y fiel compañero de risas por enseñarme que con esfuerzo y voluntad todo lo podemos lograr, a Judy mi heroína que me ha mostrado que las cosas con disciplina, esmero y corazón salen más que bien.

A Albita mi compinche, la tía alcahueta, por los innumerables consejos, risas y voces de aliento.

A mis chiquitinas, Lia por ser la inspiración de mis últimos días, a Sofía e Isabella por recargar e iluminar con sus hermosas sonrisas mi etapa universitaria.

A mis Amigos por ser seres mágicos, que llenan mi vida de aventuras, risas y cariño, por sus consejos y abrazos en el momento indicado.

Anggy Ochoa P.

DEDICADO A

“Nunca consideres el estudio como una obligación, sino como la oportunidad para penetrar en el bello y maravilloso mundo del saber”

Albert Einstein.

A Dios, por ser el guía en este camino, por esta vida y por todo lo bueno que me ha concedido.

A mi mamá Matilde Ruíz V., por todo su amor, esfuerzo, esmero, confianza y dedicación en mi formación. Sin ella esto no sería realidad.

A mis hermanas Yamile, Paola y Diana, por ser parte de este sendero de vida, mi soporte en todo momento y mis modelos.

A mi papá Jorge Sanabria, por su apoyo y cariño.

A mi amiga, compañera y cómplice Anggy Ochoa, por todo lo emprendido en esta etapa de la vida.

A mis amigos, por ser parte de todos los momentos que nos permite la vida para ser felices.

¡Con Cariño y aprecio!

Lizeth Sanabria R.

AGRADECIMIENTOS

Al Universo, a la Madre Naturaleza y A Dios que es todo eso que somos y que nos rodea; por la fuerza y energía para poder Ser.

Al profesor Giovanni Jiménez Díaz, por su apoyo y colaboración en la dirección de este proyecto.

A la profesora Georgina Guzmán Ospitia por su comprensión, apoyo y dedicación durante la realización de todas las etapas del proyecto.

Al profesor Julián López Isaza, por su colaboración y aportes realizados a la fase inicial del proyecto.

A nuestro compañero y amigo Danilo González Pacheco, por compartir con nosotras sus conocimientos y por hacernos siempre sonreír.

A los profesores de la Escuela de Geología por sus enseñanzas y aprendizajes de nuestra amada Gaia.

A la señora Yolanda y a sus hijos por su amabilidad y hospitalidad en el tiempo que estuvimos en el Municipio de San Andrés.

A nuestras familias por el apoyo, paciencia e incondicionalidad durante nuestra formación.

A nuestros amigos por su apoyo, complicidad, sonrisas y buena energía.

A nuestro guardián en campo, el perrito de la curva, por siempre acompañarnos y esperarnos mientras trabajábamos.

TABLA DE CONTENIDO

Introducción	22
Planteamiento Del Problema	23
Justificación	23
1. Objetivos	24
1.1. General:	24
1.2. Específicos:	24
2. Localización Geológica	25
3. Antecedentes	26
4. Marco Teórico	29
4.1. Rocas sedimentarias	30
4.2. Estructuras Sedimentarias	31
4.3. Estructuras secundarias	34
4.4. Fallas	49
4.5. Sistema transcurrente: Zonas transpresivas y transtensivas	53
4.6. Análisis de resultados	56
4.7. Análisis a partir de software	60
5. Marco Geológico	61
5.1. Marco Tectónico Regional	69
6. Metodología	72

6.1. Fase 1: Determinación del Área de Trabajo	72
6.2. Fase 2: Revisión Bibliográfica	72
6.3. Fase 3: Reconocimiento del Área de Campo	73
6.4. Fase 4: Campaña de Campo	73
6.5. Fase 5: Tratamiento de Datos	76
6.6. Fase 6: Elaboración del Informe Final	77
7. Geología Local	78
7.1. Cartografía	78
7.1.1. Estratigrafía	83
7.2. Tipo de contacto infra y suprayacente de la formación aguardiente	92
7.2.1. Contacto Formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente	93
7.2.2. Contacto Formaciones Aguardiente y Capacho	96
8. Geología Estructural	99
8.1. Estructuras	99
8.2. Caracterización de las Fallas	124
8.3. Correlación de la Estructuras con la Elipse de Deformación	145
8.4. Mapa Estructural	147
9. Análisis Estructural	149
9.1. Estilo Estructural	149
9.1.1. Cortes Geológicos Locales	150

9.1.2. Cortes Geológicos Regionales	155
9.1.3. Modelo Tridimensional de la Zona de Estudio	158
10. Discusión	159
11. Conclusiones	166
12. Recomendaciones	167
Referencias Bibliográficas.....	168

Lista de Figuras

Figura 1. Área de localización de la zona de estudio. Adaptado de Maya, M., 2001 y Ward, D., 1973.....	25
Figura 2. Estructuras sedimentarias. Adaptado de Bogss, S., 2001, p. 89.....	33
Figura 3. Diferencias entre concreciones y nódulos. Adaptado de Torrijo, F., Mandado C., 2010, p. 4.....	35
Figura 4. Esfuerzo Normal y de cizalla adaptado por las autoras de Van Der Pluijm, A., & Marshak, S., 2004, p. 44.	36
Figura 5. Componentes de esfuerzo normal perpendiculares (σ_1 , σ_2 , σ_3) y de cizalla paralelos, x, y, z adaptado de Van Der Pluijm, A., & Marshak, S., 2004, p. 44.	36
Figura 6. Elipsoide de esfuerzos. Adaptado de Fossen, H, 2010, p. 73.....	37
Figura 7. Esfuerzos tectónicos, clasificados según su esfuerzo principal. Adaptado de Fossen, H, 2010, p. 89.....	38
Figura 8. Componentes de deformación. Adaptado de Van Der Pluijm, A., & Marshak, S., 2004, p. 64.....	39
Figura 9. Deformación homogénea y Heterogénea. Adaptado de Van Der Pluijm, A & Marshak,S, 2004, p. 64.	40
Figura 10. Estilolitos horizontales (izquierda), estilolitos verticales (derecha). Adaptado de Mojica, J., 1985, p. 11.....	42
Figura 11. Campo de esfuerzos actuantes en la generación de los budines. Adaptado de Rey, P., 2016, p. 51.....	45

Figura 12. Componentes geométricos de un pliegue. Adaptada de Van der Pluijm, A. & Marshak, S., 2004, p. 239.	46
Figura 13. Pliegues según la forma. Adaptado de Fossen, H., 2010, p. 220.	47
Figura 14. Pliegues de acuerdo al ángulo de sus flancos. Adaptado de Rey, P., 2016, p. 40.....	48
Figura 15. Clasificación de acuerdo a la línea de charnela y la superficie axial. Adaptado de Fossen, H, 2010, p. 223.....	48
Figura 16. Clasificación de las fallas de acuerdo a la inclinación, dirección y sentido del desplazamiento. Adaptado de Davis, G., Reynolds, S. & Kluth, C., 2012, p. 249.....	51
Figura 17. Sistemas asociados a fallas de cabalgamiento. Adaptado de Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p, 456.	51
Figura 18. Relación de la temperatura y profundidad con la formación de rocas de falla. Adaptado de Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 296.....	53
Figura 19. Contracción y Extensión asociadas a cizalla simple generando Transpresión y Transtensión. Adaptado de Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 487.....	54
Figura 20. Bloque diagrama estructura de flor positiva asociada a la transpresión. Adaptado de Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 488.....	55
Figura 21. Pandeos asociados a sistemas Transcurrente compresivos.	56
Figura 22. Cordillera Oriental de Colombia dividida en los tres segmentos más representativos. De S a N Macizo de Garzón, el intermedio Segmento Bogotá y el Macizo de Santander, según lo propuesto por Kammer (1999). Adaptado de Julivert, M., 1970, p. 5.....	62
Figura 23. Esquema Tectónico del Departamento de Santander. Adaptado Royero, J. y Clavijo, J., 2001, p. 44.....	65

Figura 24. Sección transversal de la región Norte del Occidente del Macizo de Santander.	
Adaptado de Julivert, M., 1970, p. 8.....	67
Figura 25. Sección Transversal a través del área de la Provincia de García Rovira. Adaptado de Julivert, M., 1970, p. 8.....	68
Figura 26. Trazo de la Falla Santa Marta – Bucaramanga. Adaptado de Ujueta, G., 2003, p. 3.	71
Figura 27. Mapa de transectas trabajadas en el proyecto.	73
Figura 28. Esquema de un plano fallado con sus respectivos datos requeridos para el análisis estructural. Adaptado de Florez, S., y Nuñez, A., 2016.....	74
Figura 29. Ejemplo de realización de una Poligonal Abierta Controlada. Adaptado de Casanova, L., 2002, p. 141.	75
Figura 30. Mapa Geológico del área estudiada.....	79
Figura 31. Formaciones caracterizadas, a) Formación Tibú-Mercedes, b) Formación Aguardiente, c) Formación Capacho.	80
Figura 32. Vista panorámica de las fallas caracterizadas.	81
Figura 33. Vista panorámica de la vereda Mogotocoro.....	82
Figura 34. Mapa Geológico 121-III-D propuesto. Cuadro naranja resaltando zona de trabajo ..	83
Figura 35. Descripción y tipo de contacto entre las Formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente. Adaptado de Caballero, V. y Sierra, H., 1991.	89
Figura 36. Descripción y tipo de contacto entre las Formaciones Aguardiente y Capacho. Adaptado de Caballero, V. y Sierra, H., 1991.	90
Figura 37. Transición de la Formación Tibú-Mercedes a la Formación Aguardiente.....	94
Figura 38. Capas con contenido de materia orgánica del contacto transicional.	95
Figura 39. Falla con desplazamiento inverso, localizada en la zona de contacto.....	95

Figura 40. <i>Tope de la Formación Aguardiente</i>	97
Figura 41. Zona transicional o Contacto Transicional entre la Formación Aguardiente y la Formación Capacho.	97
Figura 42. Base de la Formación Capacho.	98
Figura 43. a) Tramo quebrada, correspondiente a las Formaciones Tibú-Mercedes (1-16) y Aguardiente (17-21), b) Tramo 1, Formación Tibú Mercedes, c) Tramo 2, Formación Aguardiente.....	100
Figura 44. d) Tramo 3, Formación Capacho, e) Tramo 4, Formación Aguardiente (1-8), Formación Capacho (9-23).	101
Figura 45. Diagrama de diedros rectos para la estratificación.....	101
Figura 46. Estratificación Cruzada Tramo Quebrada Lisgaura.	103
Figura 47. Estratificación Cruzada, tramo 6.	104
Figura 48. Estratificación Ondulosa, Formación Aguardiente tramo 4.....	105
Figura 49. Estratificación Ondulosa en el tramo correspondiente a la Quebrada Lisgaura.....	106
Figura 50. Formación Tibú-Mercedes capa de lodolita shale con Nódulos.	107
Figura 51. Formación Tibú-Mercedes capa de lodolita shale con concreciones.	108
Figura 52. Mapa de localización Estilolitos.....	109
Figura 53. Capa de caliza (Formación Capacho) con un plano estilolítico.	110
Figura 54. Estilolitos en Planos, Diagramas de Contornos y Rosetas.	111
Figura 55. Diagrama de Diedros rectos, mostrando los valores individuales de los esfuerzos.	111
Figura 56. Localización clivajes.	112
Figura 57. Clivajes en lápiz, plano de compactación 74/45 plano disyuntivo 335/60.	113
Figura 58. Clivajes en Planos, Diagramas de Contornos y Rosetas.	114

Figura 59. Diagrama de diedros para los clivajes.....	114
Figura 60. Localización de los budines.	115
Figura 61. Estructura de Budin afectada cizalla, observada en campo en el tramo 1.....	116
Figura 62. Budines en Planos y diagramas de contornos y rosetas.	116
Figura 63. Diagrama de diedros rectos para budines.....	117
Figura 64. Localización de las venas.	118
Figura 65. Capa de caliza formación Tibú-Mercedes con venas subperpendiculares.	119
Figura 66. Planos, diagramas de contornos y rosetas de las venas.	119
Figura 67. Diagrama de diedros rectos para budines.....	120
Figura 68. Pliegue localizado en el tramo 6. Superficie axial: 356/28, flanco superior 185/11 y flanco inferior: 13/4.	121
Figura 69. Pliegue tramo 3. Superficie axial: 120/24, flanco izquierdo:254/11, flanco derecho:216/25.....	122
Figura 70. Planos, diagramas de contornos y rosetas de las venas.....	122
Figura 71. Diagrama de diedros rectos para pliegues.....	123
Figura 72. Diagrama de diedros rectos para diaclasas.....	124
Figura 73. Vista en planta de las Fallas del Río Umpalá, Río Perchiquez, Bucaramanga y Guaca. Las cuales evidencian su sistema en rumbo. Adaptado de Google Maps.....	125
Figura 74. Sectores definidos para la Falla según el cambio el rumbo.	126
Figura 75. Localización de la Falla San Andrés en el tramo 1 (Superior) y tramo 2 (Inferior). 127	
Figura 76. Zona de influencia de la Falla San Andrés en el tramo 1.....	128
Figura 77. Zona de influencia de la Falla San Andrés en el tramo 2 (Superior) y fallas asociadas a la deformación causada por la misma (Inferior).	130

Figura 78. Zona de influencia de la Falla El Oso, en el tramo 3.	131
Figura 79. Zona de influencia de la Falla El Oso, con evidencia de planos estriados asociado a la falla principal y fallas alternas.	132
Figura 80. Zona de influencia de la Falla Pangua, en la que se plasma el trazo de la falla.	133
Figura 81. Planos estriados de la Falla Pangua.	133
Figura 82. Zona de influencia de la Falla Baraya en el tramo 6.	135
Figura 83. Plano estriado de la Falla Baraya.	135
Figura 84. Espejos de Falla evidenciados en capas de Lodolita Shale.	136
Figura 85. Brecha de la Falla Baraya.	137
Figura 86. Zona de influencia de la Falla del Hato, en el tramo 4.	137
Figura 87. Planos estriados de la Falla del Hato.	138
Figura 88. Modelo de flor positiva asociada a la Falla del Hato.	139
Figura 89. Zona de influencia de la Falla del Río Congreso.	140
Figura 90. Localización de planos de fallas en el área de estudio.	141
Figura 91. Estructura de Dúplex, localizada en el tramo 6.	142
Figura 92. Plegamiento generado por falla de tipo normal, localizada en la transecta de la Quebrada Lisgaura.	143
Figura 93. Análisis de los datos de planos de falla con y sin estrías. La imagen a. refleja los datos procesados mediante el método de Diedros Rectos, la b. refleja el tensor de esfuerzos P o σ_1 y el c. refleja el tensor de esfuerzos mínimo T o σ_3 (Los resultados b y c reflejan el procesamiento de los datos mediante el método de PTB axis).	144
Figura 94. Análisis de los datos de planos de fallas con o sin estrías mediante el programa Stereonet.	145

Figura 95. Estructuras asociadas a los ejes de compresión y tensión, según su comportamiento.	146
Figura 96. Elipse de deformación. Adaptado de Rosello, E., 2010, p. 10.	147
Figura 97. Mapa Estructural para el área de estudio.....	148
Figura 98. Corte geológico, Sección A – A’.....	150
Figura 99. Corte geológico, Sección B – B’.....	151
Figura 100. Corte geológico, Sección C – C’.....	152
Figura 101. Corte geológico, Sección D – D’.....	153
Figura 102. Corte geológico, Sección CS – CS’.....	154
Figura 103. Plancha geológica 121 sin modificaciones. Adaptado de Ward, D., et al, 1973....	155
Figura 104. Cortes geológicos regionales de la plancha 121 sin modificaciones.....	156
Figura 105. Cortes geológicos regionales que presentan modificación de la cartografía del área de estudio.	157
Figura 106. Modelo 3D para la zona de estudio. Sigma 1 de color rojo y sigma 3 de color verde.	159
Figura 107. Mapa geológico del Cañón del Chicamocha en el cual se evidencian estereogramas de las Fallas Manco, Umpalá y Guaca. Adaptado de Kammer, A., 1999.....	162
Figura 108. Modelo de rotación de bloques para el área de estudio, teniendo en cuenta la dirección del rumbo estructural principal (la Falla de Bucaramanga). Las flechas rojas indican el tensor de esfuerzos principal para La Falla Bucaramanga y el verde el tensor de esfuerzos principal para la zona de estudio.....	165

Lista de Apéndices

(Los Apéndices se encuentran en una carpeta anexa en el CD)

Apéndice A: Transecta Tramo Quebrada Lisgaura. Rosetas.

Apéndice B: Transecta Tramo 1. Rosetas.

Apéndice C: Transecta Tramo 2. Rosetas.

Apéndice D: Transecta Tramo 3. Rosetas.

Apéndice E: Transecta Tramo 4. Rosetas.

Apéndice F: Transecta Tramo 5. Rosetas.

Apéndice G: Mapa Geológico Local.

Apéndice H: Mapa Geológico Regional.

Apéndice I: Mapa Estructural.

Apéndice J: Cortes Geológicos Locales.

Apéndice K: Cortes Geológicos Regionales.

RESUMEN

TÍTULO: CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DEL SISTEMA DE CABALGAMIENTO DE LA FALLA GUACA*

AUTORES: ANGGY NATHALY OCHOA PINTO**; LIZETH JOHANA SANABRIA RUÍZ**

PALABRAS CLAVES: Falla Guaca, Cabalgamiento, Sistema Transpresivo, Estructuras, Rocas Cretácicas.

DESCRIPCIÓN:

La Falla Bucaramanga es la protagonista a nivel regional de diversos sistemas tectónicos generados en lo que se refiere al Macizo de Santander. Asociada a esta existen otras fallas relacionadas que pueden ser paralelas o perpendiculares, las cuales son creadoras de diferentes regímenes y estructuras tectónicas, como es el caso de la Falla Guaca que tiene una naturaleza de rumbo en la mayoría de su extensión, pero para el área de interés se comporta como una falla inversa de alto ángulo con dirección NE-SW, este cambio está relacionado a un pandeo, rasgo común de un sistema transpresivo producto del cambio de cinemática de la ya mencionada; fue identificado por lineamientos, rasgos geomorfológicos y estructuras asociados al mismo como lo es la flor positiva.

Aparte de la Falla Guaca que es la principal, existen otras fallas de naturaleza inversa reconocidas en campo en las diferentes transectas estudiadas, denominadas San Andrés, El Oso, Pangua Y Baraya que junto a esta están generando una estructura de cabalgamiento identificada por las características evidenciadas en campo y los análisis estructurales basados en procesamiento de datos estructurales y estudio de cortes geológicos a lo largo de la zona en las formaciones Cretácicas aflorantes correspondiente a las Formaciones Tibú-Mercedes, Aguardiente y Capacho.

*Trabajo de grado, modalidad investigación.

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

ABSTRACT

TITLE: STRUCTURAL CHARACTERIZATION OF THE THRUST FAULT SYSTEM OF THE GUACA FAULT*

AUTHORS: ANGGY NATHALY OCHOA PINTO**; LIZETH JOHANA SANABRIA RUÍZ**

KEY WORDS: Guaca Fault, Thrust Fault System, Transpression System, Structures, Cretaceous Rocks.

DESCRIPCIÓN:

Bucaramanga fault is the regional protagonist of several tectonic systems generated in what refers to the Santander Massif. Related to Bucaramanga fault, there are other faults that can be parallel or perpendicular which have been created to different regimes and tectonic structures. As the case of the Guaca fault, that is a strike-slip cinematic, in its higher extension. However, according to the studied area its behavior is such as a high angle thrust fault with NE-SW direction. This change is related to a flexure in its geometry (Pandeo), common feature of a transpressive system as a result of the kinematics change as it was mentioned before. Guaca fault and the Pandeo were identified by air photo lineament, geomorphological features and structures associated with this, such as a positive flower.

Besides the Guaca fault that is the main one, there are other natural thrust faults were recognized in the different transects studied in the field work, they are called San Andrés, El Oso, Pangua and Baraya that together generated an identify thrust structure by the evident characteristics in the field and structural analysis based on data processing and studying the structural cuts along the zone in the showing cretaceous units corresponding to Formations Tibú-Mercedes, Aguardiente and Capacho Formations.

*Bachelor thesis.

**School of Geology. Faculty of Physical-Chemical Engineering. Director: Giovanni Jiménez Díaz, Ph.D.

Introducción

El Macizo de Santander es un segmento de la Cordillera Oriental, uno de sus límites es la Falla Santa Marta- Bucaramanga, la cual es de gran importancia para la evolución tectónica de toda la región. El área sur de este está compuesta por rocas sedimentarias y algunas otras que se encuentran asociadas a intrusiones y metamorfismo regional.

Ejemplo de ello es el Municipio de San Andrés, en él se evidencia la secuencia Cretácica compuesta por las formaciones Tibú-Mercedes, Aguardiente y Capacho sobre un basamento metamórfico. En esta área determinó el contacto infra y suprayacente de la Formación Aguardiente, analizando las estructuras presentes y caracterizándolas según su naturaleza de formación, además se desarrolló la cartografía en un área de 16km² a una escala 1:25000 y el análisis estructural que permitió reconocer las fallas y estructuras asociadas masivamente a un sistema compresivo, y así definir y entender el tensor de esfuerzos y asociarlo al estilo estructural que se da en esta zona.

Planteamiento Del Problema

Existe una amplia complejidad al definir un modelo geológico, pues plasma las ideas y datos interpretados por una o varias personas, en el caso de San Andrés más específicamente en la zona del caso de estudio, los modelos propuestos giran en torno al dominio de eventos compresivos, asociados a fallas inversas dentro de un sistema de cabalgamiento de tipo abanico imbricado. Sin embargo, la revisión de la información permite plantear las siguientes preguntas de investigación ¿Qué datos y estructuras sustentan estos modelos?, ¿Qué estructuras secundarias se evidencian? ¿Qué relación existe entre la compactación y las estructuras de sedimentación? Por tanto, se proponen los anteriores objetivos.

Justificación

El planteamiento del trabajo tiene como objeto la contribución al conocimiento geológico aportando información de detalle en el área, que proporcione avances entorno a la discusión de la evolución planteada en la región de García Rovira realizada por diferentes autores y que sigue en estudio, contribuyendo de esta manera al progreso de la academia y confrontando ideas de tal manera que sirvan para futuros temas de investigación.

1. Objetivos

1.1. General:

Caracterizar estructuralmente el Sistema de Fallas Guaca.

1.2. Específicos:

- Realizar la cartografía a escala 1:25000 del área de estudio.
- Identificar los principales rasgos estructurales del área de estudio mediante la realización de 8 cortes estructurales y definir estructuras primarias y secundarias.
- Determinar el tipo de contacto a la base y el tope de la Formación Aguardiente.

2. Localización Geológica

El área de estudio se encuentra localizada en el flanco Sur-Oriental del Macizo de Santander, en el sector Sur-Oriental del Municipio de San Andrés, Santander, en la zona de contacto de las unidades Cretácicas con la unidad Devónica. Más específicamente se encuentra localizada al Oeste de la unidad Floresta Metamórfico y al Este del Sinclinal de Pangote, al Norte del Rio Congreso y al Sur de la Quebrada Listara las cuales son a su vez fallas de tipo dextral. (Figura 1).

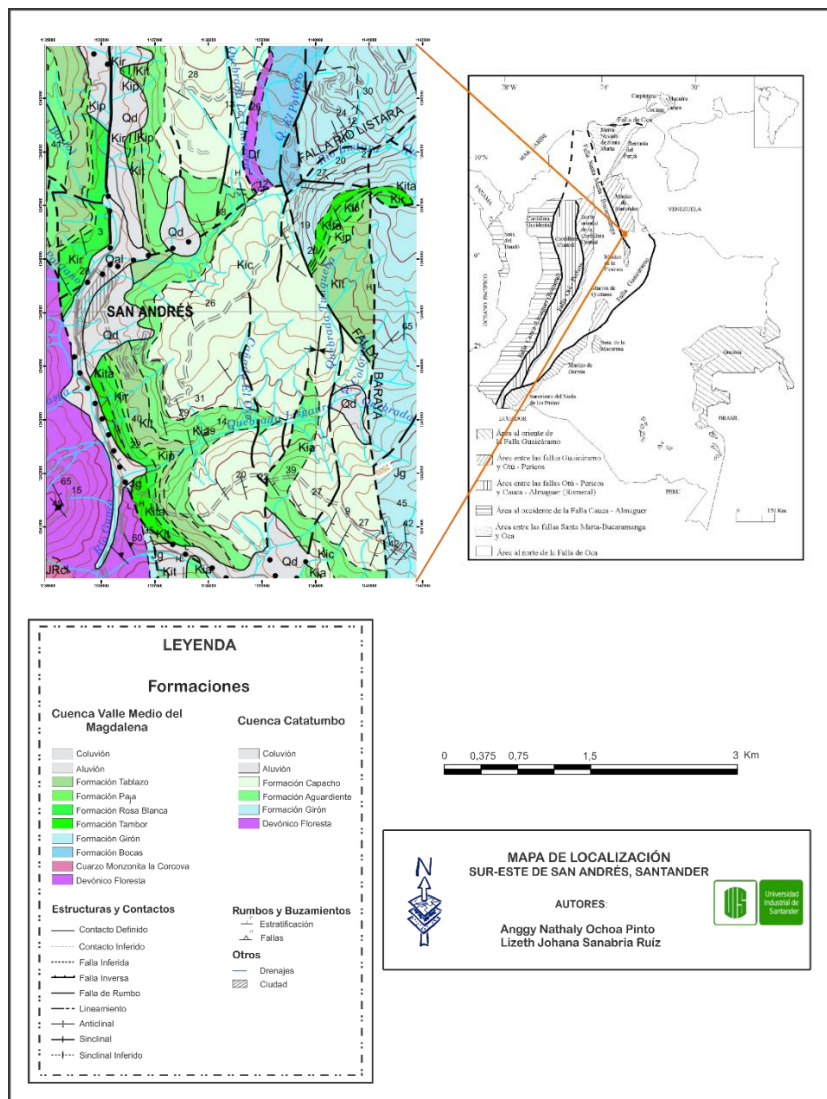


Figura 1. Área de localización de la zona de estudio. Adaptado de Maya, M., 2001 y Ward, D., 1973.

3. Antecedentes

El Macizo de Santander ha sido el referente de múltiples estudios e investigaciones para determinar la evolución geológica de la región, además de la relación que se puede generar con el emplazamiento y la depositación de rocas que presentan similitudes geoquímicas, petrográficas, entre otras, que afloran en diferentes áreas del país y con esto poder comprender la historia evolutiva geológica del país.

El Macizo en su extensión registra múltiples eventos tectónicos y/o estratigráficos que se han dado a lo largo de su historia geológica, los cuales se ven reflejados en la actualidad en los rasgos estructurales, geomorfológicos, entre otros que son de gran interés.

El área de estudio se localiza en el sur del Macizo de Santander, a continuación, se expondrán algunos estudios que se han realizado:

Acosta, E. Y Julivert, M., 1960: En su publicación “Estratigrafía de García Rovira” indica que en la zona de San Andrés y Pangote aflora un conjunto calizo que empieza en el Valanginiano hasta el Aptiano, sin que sea posible determinar los límites para el Hauteriviano y el Barremiano.

Julivert, M., 1960: En su postulado “Geología de la Región Occidental de García Rovira” describen que en la zona de San Andrés se tiene una secuencia en la cual se encuentran ausentes niveles arenosos basales (aflorantes en la vía Guaca – San Andrés), además de un nivel calizo que se encuentra apoyándose directamente sobre el substrato metamórfico. El adelgazamiento o desaparición del nivel basal no es la única variación, pues se tiene la presencia de facies que son

entre sí muy distintas. La ausencia del nivel arenoso basal sobre la zona de San Andrés, indican que la base del Cretácico está formada por el nivel calizo, indicando una transgresión.

Julivert, M., 1968: Plantea en su postulado “Léxico Estratigráfico” que el Miembro Aguardiente se compone de color verdoso o grisáceo, de grano fino a grueso y con estratificación cruzada. EL Miembro Aguardiente se apoya sobre el miembro Mercedes, algunos postulados aseguran que no existe un salto brusco entre los Miembros Mercedes y Aguardiente, por tanto, son concordantes en el techo como en la base.

La Formación Capacho corresponde a la sección comprendida entre la Formación Aguardiente (abajo) y la Formación La Luna (arriba). Su edad es Cenomaniano – Turoniano.

Etayo, F., Renzoni, G., Y Barrero, D., 1973: En su publicación “Contornos Sucesivos del Mar Cretáceo en Colombia” describen una sucesión gruesa de areniscas en los alrededores del Municipio de San Andrés, en la Quebrada Lisgaura que suprayacen cuarcitas (Cámbrico – Ordovícico) que se encuentran próximas a la localidad. Sobre las areniscas sigue una sucesión de calizas con un fósil característico llamado *Lissonia aff. Riveroi* y sobre las calizas se encuentran shales que contienen *Thurmanniceras santarosantum* y *Subsajnella boyacaensis*, los cuales son asignados por Haas, 1960 del Hauteriviano Superior.

Ward, D., et al, 1973: Este postulado presentado por INGEOMINAS, el cual es denominado “MAPA GEOLÓGICO DE COLOMBIA. Cuadrángulo H-12 Bucaramanga, Planchas 109 Ríonegro - 120 Bucaramanga y Cuadrángulo H-13 Pamplona, Planchas 110 Pamplona – 121 Cerrito.” Plasma que se tiene presencia de plegamientos hacia la zona de Baraya y San Andrés que presentan dirección hacia el S-SW. La orientación general de la estratificación y de la foliación de

ANGGY OCHOA PINTO Y LIZETH SANABRIA RUÍZ, 2018

los cuerpos metamórficos existentes del batolito de Santa Bárbara, es similar a la que presentan los plegamientos en el área del Sur de San Andrés.

Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L. Y Téllez, N., 1981: Presentan “Geología de las Planchas 136 Málaga y 152 Soatá, Cuadrángulo I-13” en la cual describen que el área inicia con una confluencia de los Ríos Guaca y Congreso hasta las regiones aledañas al sur de Pangote y norte de Molagavita – Málaga. La zona del margen derecho de la confluencia de los Ríos Guaca y Congreso específicamente, evidencian estructuras en el flanco occidental que se extienden hacia el sur de Molagavita hasta el Río Chicamocha, las cuales presentan una vergencia hacia el E. Hacia el margen izquierdo del Río Congreso y arriba de la confluencia de este con el Río Guaca se presenta un sinclinal y un anticlinal que presenta en su forma una irregularidad muy marcada y que evolucionan a una estructura imbricada.

Caballero, V., Y Sierra, H., 1991: En su propuesta “Estratigrafía del Cretácico en el Área de San Andrés, Santander” plantean que la geología estructural que se presenta en el área refleja la influencia de fuerzas compresivas para su formación. La secuencia Cretácica se presenta como un bloque cuyos estratos buzcan al Este. Las fallas y pliegues en general tienen dirección Norte-Sur. El estilo típico de plegamiento evidenciado en la quebrada Lisgaura es de tipo compresivo, el cual afecta principalmente la Formación Aguardiente y continua hacia el sur del área donde se hace más evidente; posiblemente los plegamientos presentan cabeceo hacia el Norte. En cuanto a las fallas se tiene la de San Andrés que es de tipo inverso, de mediano a alto ángulo de buzamiento, con inclinación hacia el Este, presenta dirección N-NW y un desplazamiento de aproximadamente 150 m. Se identifican a través del área de trabajo y se repiten secciones de la Formación Tibú-Mercedes, la cual se encuentra aflorando en cercanías a la Quebrada Lisgaura. En esta zona también se observa la Falla de Pangua la cual presenta una dinámica de tipo inverso, con alto

ángulo a vertical, buzamiento al Este y dirección N-S, presenta gran desplazamiento, además se bifurca formando la Falla del Oso y ocasiona la repetición de las Formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente, las cuales se observan en la carretera Pangua-Pangote. Por otro lado, describen el estilo tectónico como plegamientos y fracturas con pliegues poco apretados y fallas de tipo inverso.

Tarazona, L., Cetina, M., Y Patiño, H., 2012: En el postulado “Cartografía Geológica del Área de San Andrés, Santander” plantean en el área de San Andrés, por su ubicación en el marco geológico del este de Santander, un control estructural compresivo con dirección Este-Oeste, originando un sistema de fallas inversas y pliegues. Algunas fallas regionales asociadas son la de Servitá, Río Perchiquez y Baraya. Este sistema de fallas presenta una dinámica de tipo inverso y se correlacionan por presentar la geometría asociada a un sistema de cabalgamiento de tipo abanico imbricado dirigido, donde las tres fallas se unen en una zona de despegue común. La estructura presenta una vergencia hacia el Oeste, según el tensor de esfuerzos local del área.

4. Marco Teórico

En la mayoría de temas relacionados con ciencia e investigación se encuentran implícitos diferentes conceptos, los cuales son fundamentales para el desarrollo y entendimiento de estos. Para la evolución de este trabajo es importante conocer y entender las rocas sedimentarias desde el punto de la depositación, diagénesis y litificación pues relacionado con esto se encuentra el entendimiento de las estructuras sedimentarias, su importancia, formación e interpretación geológica. Junto a esto está el protagonismo de la reología de las rocas y las diferentes formas y causas de la deformación.

4.1. Rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias se forman a través de un complejo conjunto de procesos que comienzan con la erosión, la desintegración física y la descomposición química de las rocas más antiguas para producir residuos sólidos en partículas (minerales resistentes y fragmentos de roca) y sustancias químicas disueltas. En resumen, el origen de las rocas sedimentarias involucra la erosión de rocas más antiguas para generar los materiales que componen la roca sedimentaria, la erosión y el transporte de los restos gradados y los constituyentes solubles a las cuencas deposicionales, la deposición de este material en ambientes continentales (terrágenos) o marinos; y la alteración diagenética durante el entierro para producir finalmente la roca sedimentada litificada. (Boggs, S, 2006 p. 2)

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. A través de estos mecanismos los sedimentos inconsolidados pierden porosidad y desarrollan una fábrica secundaria o diagenética que les transforma en rocas sólidas.

Comúnmente, los procesos diagenéticos tienen lugar dentro de rangos de temperatura comprendidos entre 20 °C y 200 °C, y en zonas bastante próximas a la superficie, con lo que las presiones son generalmente menores de 1 Kbar. Arche, 2010, p. 1045.

Esto en cuanto al proceso general de formación de las rocas sedimentarias que son el foco de este estudio y además en las cuales se están generando los procesos y estructuras de interés. En general el concepto de estructura nos lleva a pensar en un ordenamiento o distribución de las partes.

Según Van der pluijm, A., & Marshak, S., 2004, p. 30, la definición más fundamental de una estructura geológica es una característica geométrica en la roca cuyo aspecto, forma y distribución pueden ser descritas.

Por necesidad hay varios esquemas de clasificación diferentes, pero igualmente válidos que pueden usarse para organizar la descripción de estructuras geológicas.

4.2. Estructuras Sedimentarias

En el caso de las estructuras sedimentarias son las indicadoras de sucesos y cambios, pues las alteraciones y variaciones de ellas suceden In situ y con diferente respuesta de acuerdo al factor que las genere; han sido definidas y clasificadas por diversos autores, partiendo de conceptos básicos de origen, tiempo y algunos más complejos como procesos y ambientes que indican.

Boggs, 2006 p.74 define las estructuras sedimentarias como rasgos a gran escala que son generadas por una variedad de procesos sedimentarios incluyendo flujo de fluido, flujo de sedimento-gravedad, deformación de sedimentos blandos y actividad biogenética, debido a que reflejan condiciones ambientales que prevalecieron en el momento de deposición o muy poco después.

Gass, Smith y Wilson, 1980, definen las estructuras sedimentarias como aquellos rasgos característicos de las rocas sedimentarias que derivan de la organización particular de los granos o componentes minerales.

Contreras, A, 1992, p. 94 en su libro habla de las numerosas clasificaciones de las estructuras sedimentarias, algunas basadas en la génesis de las estructuras, que pueden ser orgánicas e

inorgánicas. Otra basada en el tiempo de formación: estructuras primarias formadas durante la acumulación del sedimento y las secundarias, formadas después de la litificación. También tomando el tiempo se pueden clasificar en estructuras predeposicionales, son aquellas que ocurren en el basamento de una capa antes de que se deposite, sindeposicionales son aquellas que se forman durante el depósito y postdeposicionales son las que se desarrollan en los sedimentos después de su depósito.

La clasificación en la cual centramos la identificación y estudio fue la basada en el tiempo de formación que las define en estructuras primarias y secundarias.

- ***Estructuras Primarias:*** Son aquéllas que se originan simultáneamente a la formación de las rocas como resultado de su depósito o su emplazamiento.

Son características singenéticas de las rocas por lo que las características que las distinguen están presentes antes de la deformación. Son generadas por cuatro tipos de procesos fundamentales: (1) principalmente deposición (estructuras deposicionales), (2) procesos que involucran un episodio de erosión seguido de deposición (estructuras erosivas), (3) deposición seguida de sedimentos blandos físicos.

Las estructuras primarias más características son la estratificación y la laminación definidas respectivamente “como la disposición en estratos de los sedimentos, rocas sedimentarias refiriéndose tanto al aspecto geométrico (en capas sucesivas) como al genético (intervalos sucesivos de sedimentación)” y “como la disposición sucesiva de láminas dentro de un estrato” Vera, J., 1994, p. 24.

Recordando que un estrato se define como un nivel (un cuerpo generalmente tabular) de roca o sedimento, con litología homogénea o gradacional, que se depositó durante un intervalo

de tiempo definido y una lámina se define como “una capa de espesor inferior al centímetro diferenciada dentro de un estrato “la lámina es, por tanto, la división de orden menor posible reconocible en las rocas estratificadas. Vera, J., 1994, p. 23 y 24.

Otras estratificaciones sin disposición de los estratos paralela son:

- **Estratificación Cruzada:** Un estrato cruzado es una capa única de litología homogénea o gradacional depositada en un ángulo con respecto a la inclinación original de la formación y separada de las capas adyacentes por superficies de erosión, no deposición o cambio brusco de intensidad. Y la estratificación cruzada es la disposición de las capas en uno o más ángulos con respecto a la inclinación de la formación. (Mckee, E., Weir, G., 1953, p. 382).

Los términos descriptivos más comúnmente aplicados a las unidades de estratificación cruzada son "angular" y "tangencial". Angular se aplican a los estratos cruzados que aparecen en la sección como líneas casi rectas que se unen a la superficie subyacente en ángulos altos. El término "tangencial", por otro lado, se aplica a los estratos cruzados que en la sección aparecen como arcos lisos que se unen a la superficie subyacente en ángulos bajos. Mckee, E., Weir, G., 1953, p. 382. (Figura 2).

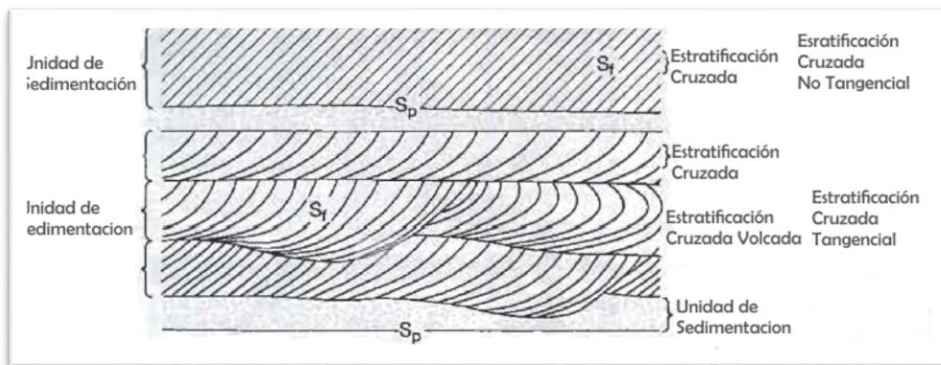


Figura 2. Estructuras sedimentarias. Adaptado de Boggs, S., 2001, p. 89.

4.3. Estructuras secundarias

- Diagenéticas

❖ *Concreciones y Nódulos*: son estructuras secundarias estrictamente diagenéticas Torrijo y Collado, (2010). Confundidas por su génesis.

En las rocas sedimentarias es muy frecuente la presencia de cuerpos irregulares o cuerpos concrecionarios (CC). Formados por precipitación o segregación de minerales, suelen denominarse nódulos o concreciones (en geología, “concreción” significa acumulación de materia alrededor de un núcleo o sobre una superficie).

Se denomina “concreción” a una estructura diagenética de composición similar o distinta a la de la roca encajante; con núcleo y, en general, zonaciones internas; de forma esférica, subesférica o discoidal; y formada en los poros de la roca encajante por precipitación desde soluciones intersticiales y/o por difusión en estado sólido a través de la misma.

“Nódulo” designará toda estructura diagenética de composición generalmente distinta de la de la roca encajante; sin núcleo ni zonaciones internas; de forma ovoide; y formada en los poros de la roca encajante por precipitación desde soluciones intersticiales y/o por difusión en estado sólido a través de la misma. Torrijo, F., Mandado C., 2010.

Para Park, L., 1995, p. 44, las concreciones son segregaciones discretas de material mineral con estructura de crecimiento concéntrico. Generalmente se distinguen de los nódulos por su crecimiento periférico de un núcleo, que frecuentemente incorpora los

minerales dominantes de la roca huésped. **Los Nódulos** se definen más ampliamente como las concentraciones locales de compuestos químicos en sedimentos o suelos que difieren de la matriz en cuanto a dureza, color, tejido y composición. (Figura 3).

	CONCRECION	NODULO
ORIGEN	Diagenético	
COMPOSICION	Similar o distinta a la de la roca encajante	Distinta de la de la roca encajante
NUCLEO	Con núcleo	Sin núcleo
ZONACIONES	Con zonaciones internas	Sin zonaciones internas
FORMA	Esférica, subesférica o discoidal	Ovoide
FORMACION	Formado en los poros de la roca encajante por precipitación desde soluciones intersticiales y/o por difusión en estado sólido a través de la misma.	

Figura 3. Diferencias entre concreciones y nódulos. Adaptado de Torrijo, F., Mandado C., 2010, p. 4.

Tectónicas

En cuanto a lo relacionado con estructuras secundarias, existen algunas que son netamente diagenéticas como los nódulos y concreciones, otras son generadas por la ayuda de procesos tectónicos, por tanto, es necesario precisar ciertos conceptos que son importantes a la hora de definir las y reconocerlas.

Fuerza: La fuerza es un empuje que cambia, o tiende a cambiar, el estado de reposo o el estado de movimiento de un cuerpo. Es considerada una cantidad vectorial marcada tanto por dirección como por magnitud. Davis, G, Reynolds, S, Kluth, C., 2012., p. 95.

Esfuerzo: representado por el símbolo σ (sigma), se define como la fuerza por unidad de área, definido por la fórmula:

$$\sigma = F / A.$$

Por tanto, se considera el esfuerzo como la intensidad de la fuerza, o una medida de cuán concentrada está una fuerza en una superficie determinada. Van Der Pluijm, A., & Marshak, S., 2004, p. 44.

Los esfuerzos al ser vectores pueden descomponerse en diferentes campos de acuerdo a la intensidad y dirección en la que actúan, existen los perpendiculares al plano llamados Esfuerzos normales (σ_n) y los paralelos o tangenciales conocidos como Esfuerzos de cizalla (σ_s). (Figura 4 y 5).

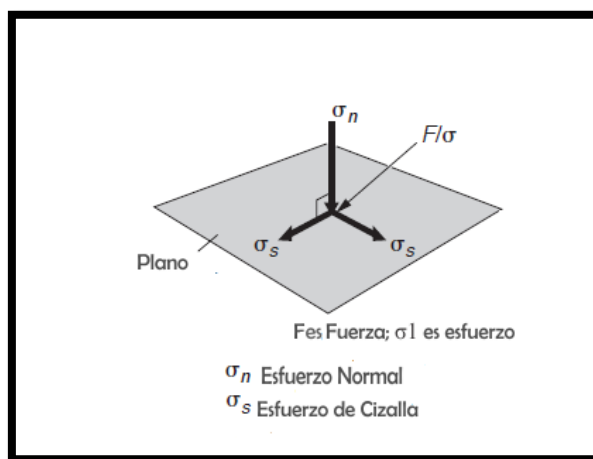


Figura 4. Esfuerzo Normal y de cizalla adaptado por las autoras de Van Der Pluijm, A., & Marshak, S., 2004, p. 44.

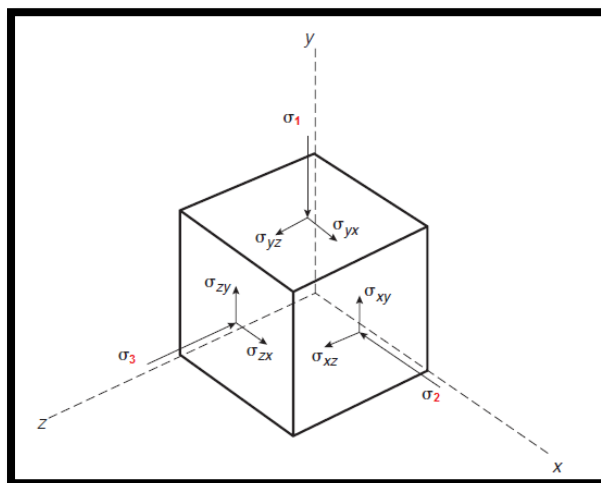


Figura 5. Componentes de esfuerzo normal perpendiculares (σ_1 , σ_2 , σ_3) y de cizalla paralelos, x, y, z adaptado de Van Der Pluijm, A., & Marshak, S., 2004, p. 44.

- Campo de esfuerzos y Tensores de esfuerzos: Por convención, los esfuerzos principales o normales máximos se dan con el símbolo σ_1 , los esfuerzos principales intermedios y mínimos que actúan a lo largo de los otros dos ejes reciben los símbolos σ_2 y σ_3 , respectivamente. Fossen, H, 2010, p. 73.

Estos esfuerzos que actúan sobre un punto material se caracterizan por un elipsoide llamado elipsoide de esfuerzos. (Figura 6).

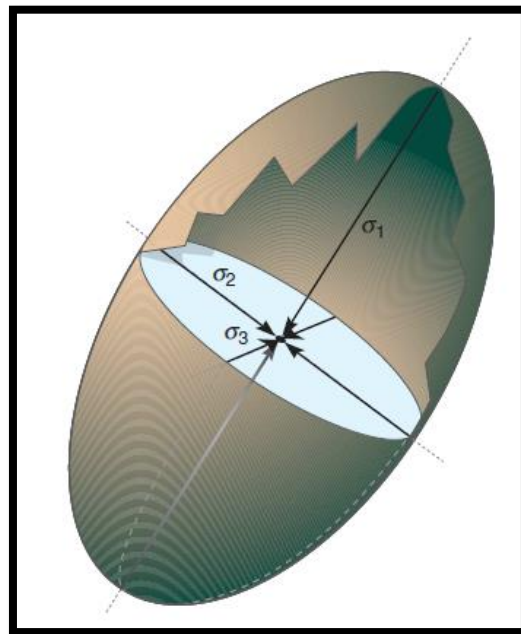


Figura 6. Elipsoide de esfuerzos. Adaptado de Fossen, H, 2010, p. 73.

- Tipos de esfuerzos:
 - *Esfuerzo litostático:* El esfuerzo litostático es aquel estado de esfuerzo originado exclusivamente por el peso de las rocas. Es equivalente al esfuerzo vertical que actúa sobre una porción de roca situada a cierta profundidad y bajo una columna de densidad.

- *Esfuerzo Tectónico*: el esfuerzo tectónico es el resultado de la aplicación de fuerzas tectónicas, como las que se originan cuando dos placas litosféricas colisionan. (Neimeyer, H., 1999, p. 20). La clasificación tradicional de los regímenes de esfuerzo tectónico son regímenes normales, compresivos y de rumbo uno de los principales esfuerzos debe ser vertical, lo que implica que los otros dos son horizontales. Fossen, H, 2010, p. 89. (Figura 7).

Esfuerzos normales: σ_1 Vertical y σ_3 horizontal.

Esfuerzos Compresivos: σ_1 Horizontal y σ_3 vertical.

Esfuerzos de rumbo: σ_2 vertical y σ_3 horizontal.

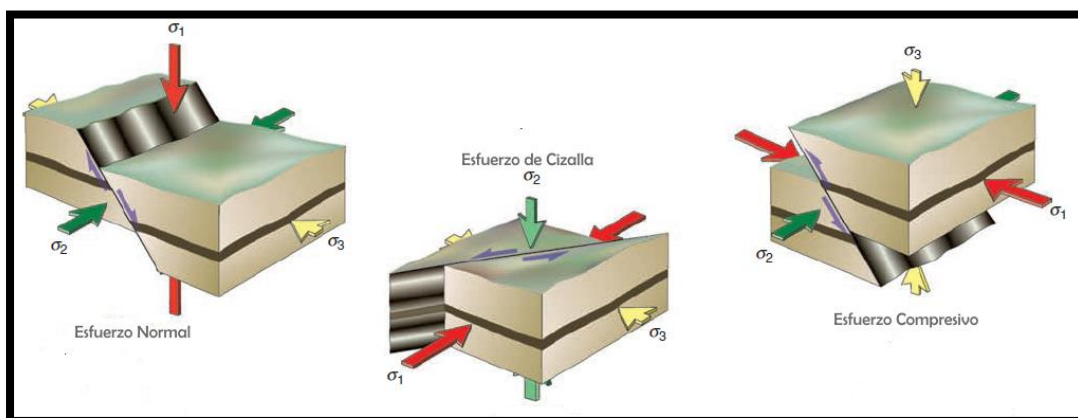


Figura 7. Esfuerzos tectónicos, clasificados según su esfuerzo principal. Adaptado de Fossen, H, 2010, p. 89.

Como ya se describió los esfuerzos aplicados en ciertas áreas o superficies generan una deformación, como es el caso de algunas estructuras que son generadas a partir de estos esfuerzos que alteran el estado inicial de la roca. A continuación, se describe que es la deformación y los conceptos asociados a ella.

- Deformación: La deformación se refiere a cambios en la forma, posición u orientación de un cuerpo como resultado de la aplicación de un esfuerzo diferencial (es decir, un estado en el que

la magnitud del esfuerzo no es la misma en todas las direcciones). Más específicamente, la deformación consta de tres componentes. Rotación, Traslación y Distorsión. (Figura 8).

- a) Rotación: se toma la rotación como la rotación rígida de todo el volumen de las rocas deformadas que se están estudiando. La rotación rígida implica una rotación física uniforme de un volumen de roca (como una zona de corte) en relación con un sistema de coordenadas externo
- b) Traslación: mueve cada partícula en la roca en la misma dirección e igual distancia, y su campo de desplazamiento consiste en vectores paralelos de igual longitud.
- c) La deformación o distorsión es una deformación no rígida y relativamente simple de definir: un volumen de roca puede ser transportado (trasladado) y rotado rígidamente de cualquier manera y secuencia, pero nunca podremos decir simplemente mirando la roca en sí. Fossen, H., 2010, p. 23.

Todos estos componentes son respuestas de las rocas a las tensiones generadas por las fuerzas.

Davis, G, Reynolds, S, Kluth, C., 2012., p. 24.

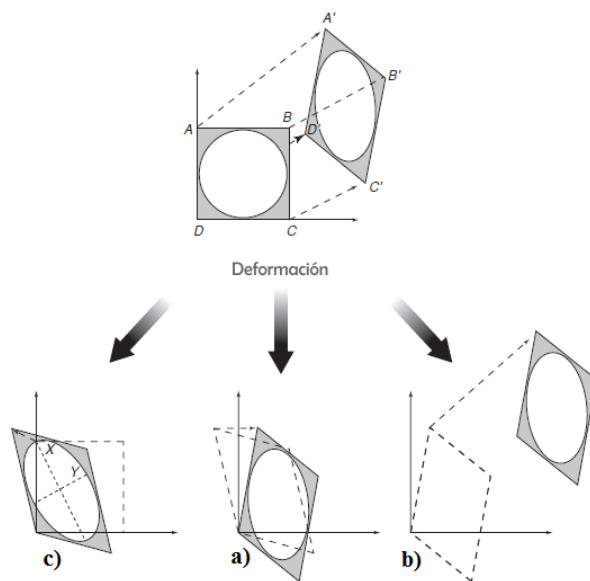


Figura 8. Componentes de deformación. Adaptado de Van Der Pluijm, A., & Marshak, S., 2004, p. 64.

ANGGY OCHOA PINTO Y LIZETH SANABRIA RUÍZ, 2018

La clasificación más sencilla que se da para esta es:

Deformación Homogénea: Es homogénea Cuando la deformación aplicada a un volumen de roca es idéntica en todo ese volumen. Para una deformación homogénea, las líneas originalmente rectas y paralelas serán rectas y paralelas también después de la deformación, además, la tensión y el cambio de volumen / área serán constantes en todo el volumen de roca considerado

Deformación Heterogénea: deformación en la que dos partes de un cuerpo similar en forma y orientación antes de la deformación experimentan un cambio relativo en la forma y orientación. Las líneas rectas se vuelven curvas después de la deformación, las líneas paralelas no permanecen paralelas, después de la deformación. Fossen, H., 2010, p. 98. (Figura 9).

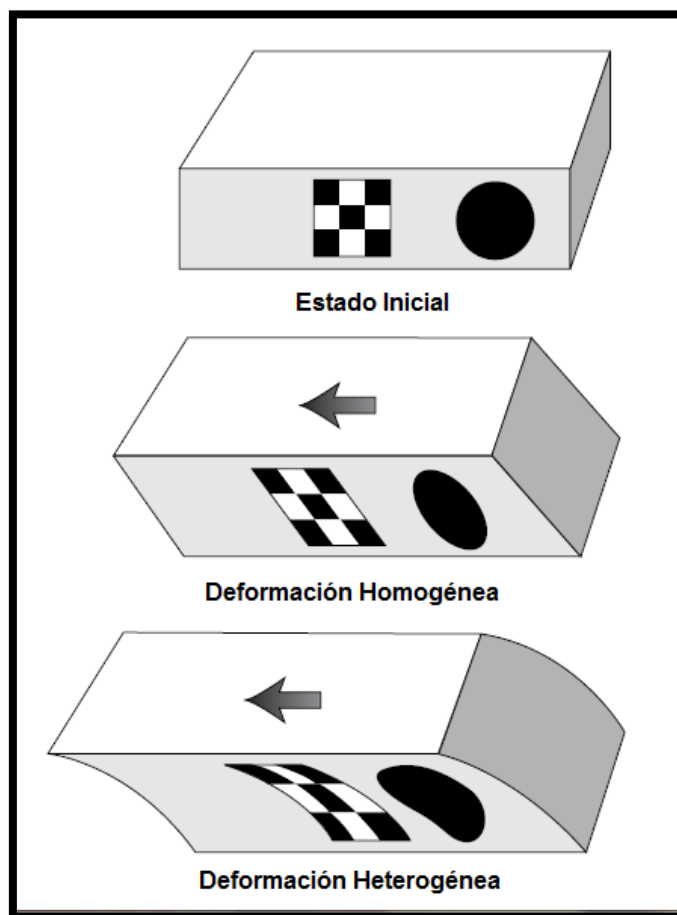


Figura 9. Deformación homogénea y Heterogénea. Adaptado de Van Der Pluijm, A & Marshak, S., 2004, p. 64.

➤ **Elipse de deformación**

Una elipse de deformación representa la distorsión alojada por un cuerpo geológico. Representa cómo se cambiaría la forma de un objeto de referencia circular imaginario o real como resultado de la distorsión. (Davis, G, Reynolds, S, Kluth, C., 2012., p. 73). Las líneas paralelas a la dirección larga de la elipse son aquellas a lo largo de las cuales la extensión y el estiramiento son mayores. Las líneas que terminan paralelas a la dirección corta de la elipse son aquellas a lo largo de las cuales la extensión y el estiramiento son las mínimas.

El análisis de deformación consiste en medir, a escala local, la dirección de acortamiento y alargamiento máximo, caracterizar la geometría de la deformación (aplanamiento, contracción, deformación plana, etc.), determinar la intensidad de la deformación y evaluar el historial de deformación y cuando sea apropiado determinar la cinemática de la tensión.

➤ ***Clasificación de Estructuras Secundarias Tectónicas***

Estilolitos: (del griego *stylos* = aguja, columna; *lithos* - roca) Los estilolitos son estructuras secundarias en forma de pequeñas, numerosas y casi siempre paralelas agujas, conos o pirámides con estriación longitudinal que se desarrollan a partir de discontinuidades litológicas como planos sedimentarios (Estratificación) o diaclasas; una vez terminado el proceso de estilolitización, dichas discontinuidades adquieren una topografía accidentada, caracterizada por presentar un perfil en forma de zig zag. Rey, P., 2016, p. 3.

Las superficies estilolíticas son discontinuidades que resultan de un mecanismo de deformación llamado "solución a presión". Se forman a través de la disolución inducida por la tensión a lo largo de una superficie irregular. La disolución se desencadena por la concentración

de tensión en el contacto entre los granos. Este proceso pone en solución moléculas separadas de minerales y granos clásticos. Los ejes de los conos pueden ser perpendiculares a las diaclasas o pueden formar un ángulo, pero siempre apuntan en la dirección de la tensión máxima en el momento de su formación. Rey, P., 2016., p. 3.

Dichas estructuras se generan, en diferentes momentos de la historia deformativa de los estratos, a partir de discontinuidades Litológicas, como planos sedimentarios y diaclasas, por efecto de presiones dirigidas (efecto de presión - solución), diferenciándose dos tipos principales: estilolitos verticales (E-V) y estilolitos horizontales (E-H). Los primeros aparecen aproximadamente perpendiculares a la estratificación, los segundos más o menos paralelos a ella.

La presencia de E-H tiene un significado geológico muy importante, pues se considera que son producidos por empujes tectónicos, formándose las agujitas paralelamente a la dirección de máxima compresión (σ_1). (Figura 10).

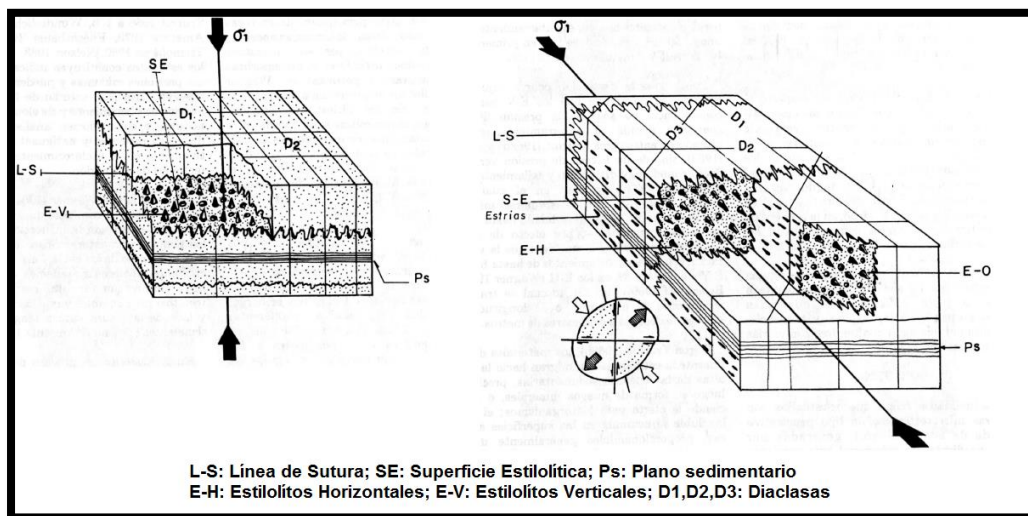


Figura 10. Estilolitos horizontales (izquierda), estilolitos verticales (derecha). Adaptado de Mojica, J., 1985, p. 11.

Clivajes: El término "clivaje" se refiere a una serie de elementos secundarios, planares, con fábrica, estrechamente espaciados, que imparten anisotropía mecánica a una roca sin pérdida aparente de cohesión" (Marshak, S., & Engelder, T., 1985, p. 327). Los elementos de fábrica, que se denominan comúnmente "dominios", son zonas en las que la fábrica original de la roca ha sido alterada por procesos de deformación responsables de la creación de clivaje. (Marshak, S., & Engelder, T., 1985, p. 327).

La fractura de clivaje en las lutitas puede comenzar con una fábrica en forma de lápiz. (Álvarez, W., Engelder, T. & Geiser, P., 1978, p. 328) encontraron que, a medida que la deformación aumentaba, el número de dominios de clivaje por unidad de volumen de roca aumentaba. Así, se desarrollaron nuevos dominios de clivaje desarrollados como una deformación; los dominios de clivaje temprano formados no continúan creciendo en espesor indefinidamente. Aunque algunos dominios de clivaje pueden iniciar en estructuras sedimentarias pre-existentes, no todos lo hacen.

Las lutitas deformadas débilmente exhiben a menudo una fábrica "tosca" que se manifiesta por la separación de la roca erosionada en fragmentos alargados o similares a lápices. Los trabajos recientes (por ejemplo, Crook, K., 1964; Engelder & Geiser, 1979; Reks & Gray, 1982; Ramsay & Huber, 1983) indican que dicho clivaje en lápiz es un precursor para el desarrollo de clivaje pizarroso en shales. Los shales poseen estratificación-paralela a la fábrica como consecuencia de la compactación durante la carga del entierro.

El acortamiento lateral debido a la compresión tectónica gradualmente sobreimprime una fábrica deposicional a medida que se produce una deformación progresiva. Cuando la fábrica debido a la compactación lateral es aproximadamente equivalente a la compactación de la estratificación, la roca desarrolla una fábrica en lápiz.

ANGGY OCHOA PINTO Y LIZETH SANABRIA RUÍZ, 2018

Por lo tanto, los lápices se definen por la intersección de la estratificación y el clivaje. (Marshak, S., Engelder, T., 1985, p. 336.).

Aunque el clivaje puede formarse en rocas sedimentarias sin destruir la fábrica y estratificación originales, las composiciones de roca y la mineralogía se ven afectadas en cierta medida.

Budines.

Son una expresión de deformación compresiva, boudins y boudinage son el resultado de la deformación extensional aplicada a las formaciones rocosas hechas de capas alternas más fuertes y menos fuertes. (Rey, P., 2016, p. 51).

Se forman debido a un proceso llamado boudinage. Se dan cuando el alargamiento afecta a una formación rocosa estratificada que involucra capas competentes incrustadas en una roca huésped menos competente y fácilmente deformable. (Rey, P., 2016, p. 51).

Tras la extensión, las capas más fuertes se alargan a través de un adelgazamiento heterogéneo que conduce al desarrollo de una estructura almohadillada. (Rey, P., 2016, p. 51).

El contraste de fuerza y la dirección de extensión con respecto a la capa impone un fuerte control sobre la geometría de los budines. (Rey, P., 2016, p. 51).

El debilitamiento y adelgazamiento de las capas más fuertes a menudo se inician a través del desarrollo de fracturas extensionales ortogonales a la estratificación. A medida que avanza la extensión, los budines evolucionan con una forma simétrica, y no giran durante la extensión. (Figura 11). (Rey, P., 2016, p. 51).

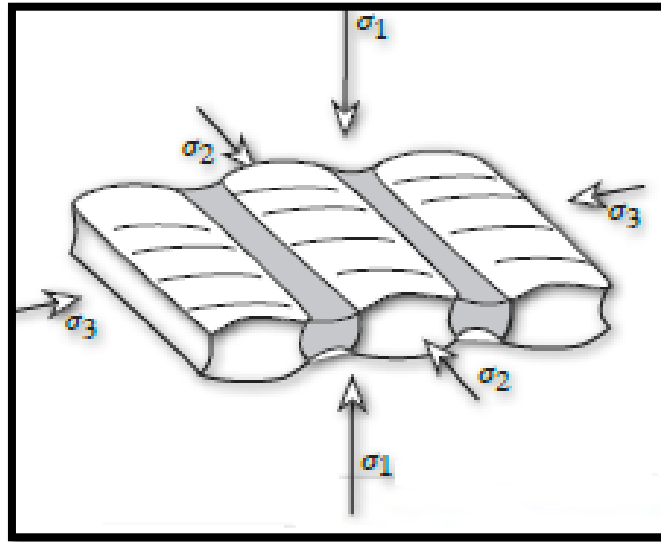


Figura 11. Campo de esfuerzos actuantes en la generación de los budines. Adaptado de Rey, P., 2016, p. 51.

Diaclasas

Son las estructuras más comunes e importantes en la superficie terrestre, pueden definirse como fracturas naturales sin relleno, que se forman por la carga de esfuerzos (es decir, las paredes de una diaclasa se separan muy levemente a medida que se desarrolla la fractura) (Davis, G, Reynolds, S, Kluth, C., 2012., p. 249), han definido las diaclasas como "fracturas de apertura planar con poco o ningún desplazamiento paralelo al plano de fractura". Producto de rotura frágil que se forman cuando la resistencia a la tracción de la roca esforzada se supera. También conocidas como fracturas razonablemente continuas y planas, comúnmente en escalas de longitud de centímetros a decenas o cientos de metros a lo largo de los cuales ha ocurrido un movimiento "separable" imperceptible más o menos perpendicular al superficie de fractura (Davis, G, Reynolds, S, Kluth, C.,2012., p. 249). Debido a que las diaclasas representan un desprendimiento muy leve de la roca que las alberga, no es sorprendente que algunas diaclasas estén marcadas por venas ya que las grietas ofrecen permeabilidad y oportunidades para el flujo de fluidos.

Pliegues

En términos simples, un pliegue es una característica estructural que se forma cuando las superficies planas se doblan o curvan.

Los pliegues se forman cuando el acortamiento afecta a una formación rocosa estratificada que involucra capas alternas competentes y menos competentes. Al plegarse, las formaciones rocosas se doblan y pandean en una serie de pliegues antiformes y sinformes (según su forma) siendo estos convexo hacia arriba y cóncavo hacia arriba respectivamente, o anticlinales y sinclinales (según la sucesión estratigráfica dentro de la secuencia plegada) (Van der pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 255).

A continuación, en la Figura 12 se muestran los principales segmentos a la hora de identificar y definir un pliegue, independientemente de la clasificación que se use.

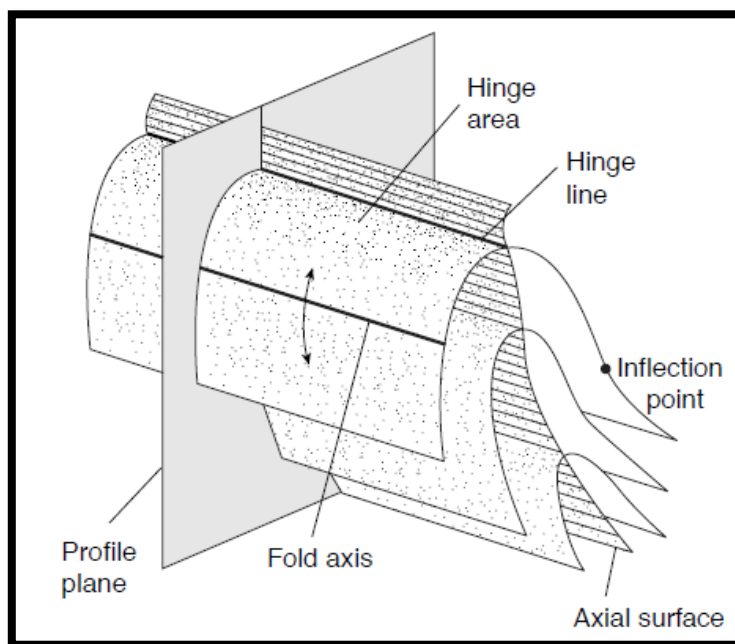


Figura 12. Componentes geométricos de un pliegue. Adaptada de Van der Pluijm, A. & Marshak, S., 2004, p. 239.

Superficie axial (Axial surface): plano que pasa a través de todos los puntos de máxima curvatura en todas las capas plegadas.

Línea de charnela (Hinge line): Línea que define la máxima curvatura y separa los flancos en un pliegue.

Plano de perfil (profile plane): Plano de referencia perpendicular a la línea de charnela.

Punto de inflexión (Point Inflection): Punto del flanco en el que la curvatura de la superficie plegada cambia.

Superficie de charnela (Hinge area): superficie que alberga la máxima curvatura. Existen diferentes maneras de clasificar los pliegues en función de:

1. La forma general de los pliegues y la curvatura de la charnela

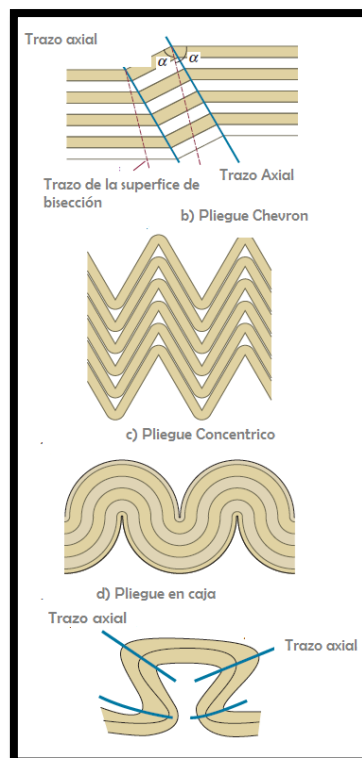


Figura 13. Pliegues según la forma. Adaptado de Fossen, H., 2010, p. 220.

2. El ángulo entre los flancos

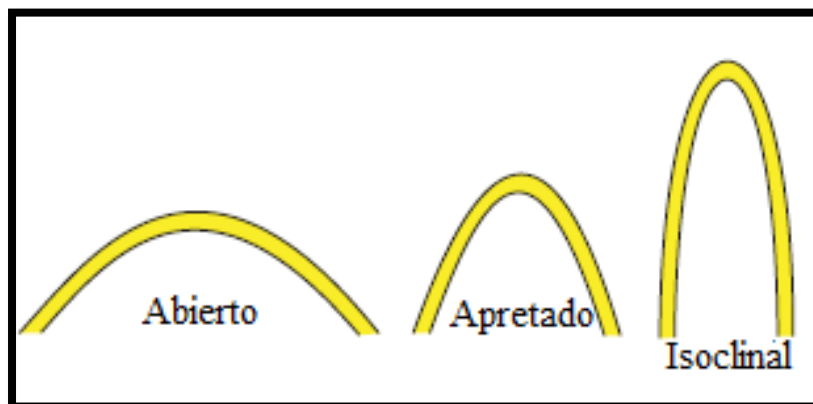


Figura 14. Pliegues de acuerdo al ángulo de sus flancos. Adaptado de Rey, P., 2016, p. 40.

3. Orientación de la línea de charnela y la superficie axial basada en Fleuty, 1964.

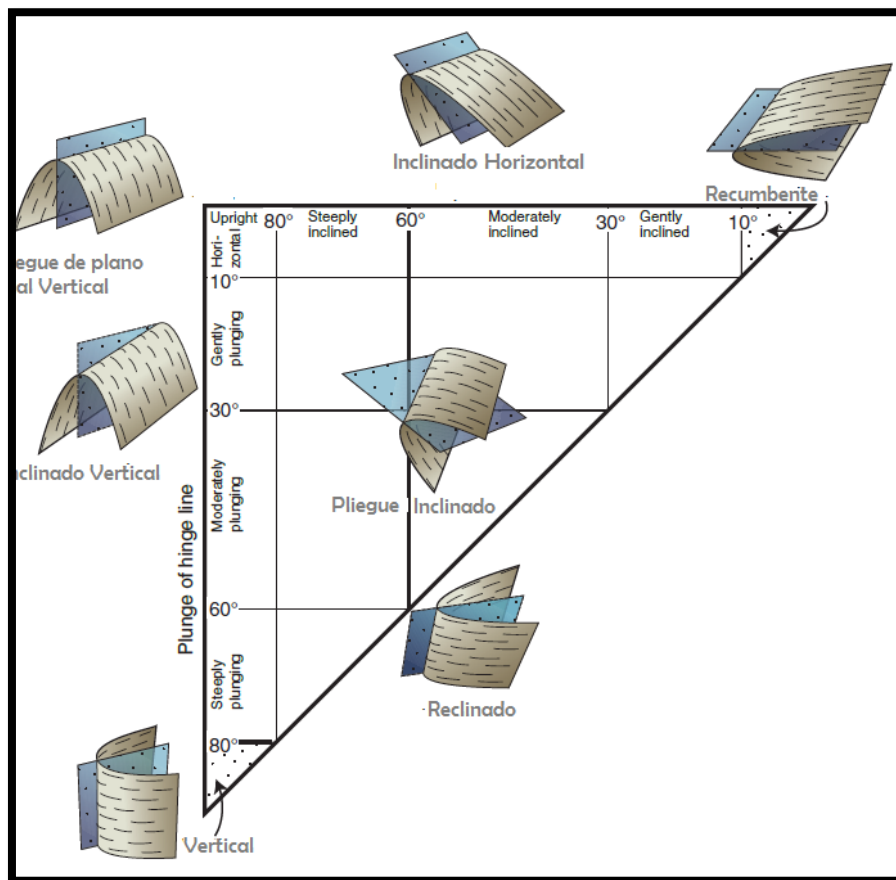


Figura 15. Clasificación de acuerdo a la línea de charnela y la superficie axial. Adaptado de Fossen, H, 2010, p. 223.

4.4. Fallas

Las fallas son fundamentalmente un mecanismo frágil a través del cual se puede generar un desplazamiento de cizalla, además son definidas como discontinuidades a lo largo de las cuales hay un desplazamiento visible paralelo al plano de ruptura. Davis, G., Reynolds, S. & Kluth, C., 2012, p. 249.

También se puede definir una falla como un volumen tabular de roca que consiste en una superficie o núcleo de deslizamiento central, formado por cizallamiento intenso, y un volumen de roca circundante que ha sido afectado por una deformación frágil más suave espacial y genéticamente relacionada con la falla, en resumidas una falla es una discontinuidad en el campo de velocidad o desplazamiento asociado con la deformación (Fossen, H., 2010, p.153).

Características de las fallas

Las fallas se nombran y describen de acuerdo a la inclinación de la superficie de falla, la dirección y sentido del desplazamiento. Estos tres componentes constituyen el movimiento, que es el desplazamiento relativo real entre el bloque colgante y el bloque yacente. De acuerdo a esto se clasifican en: (Figura 16).

- Fallas de rumbo: Los bloques se mueven horizontalmente y de acuerdo a la dirección de este movimiento pueden ser Siniéstrales o dextrales. Fossen, H., 2010, p. 155.
- Fallas de deslizamiento vertical: Se clasifican de acuerdo al movimiento del bloque colgante, sí este se da hacia abajo se conoce como Falla Normal y si por el contrario es hacia

arriba se denominan fallas Inversa. Los ángulos generalmente suelen ser 60° y 45° respectivamente. Davis, G., Reynolds, S. & Kluth, C., 2012, p. 274.

Si en las fallas normales este ángulo es $< 60^\circ$ se conoce como una falla normal de bajo ángulo y en las Inversas si es $< 45^\circ$ se denominan fallas de cabalgamiento. Estas fallas en las que el bloque colgante ha sido movido sobre el yacente por lo que rocas más antiguas se depositan sobre las más jóvenes. con un movimiento de deslizamiento inverso pueden incluir varias rampas y planos por tanto en una escala regional no necesariamente tienen una caída uniforme. Las rampas también pueden dar lugar a empujes o fallas inversas con sentido opuesto de desplazamiento denominadas retrocabalgamiento. Davis, G., Reynolds, S. & Kluth, C., 2012, p. 274.

Existen dos sistemas asociados a las fallas de cabalgamiento, el abanico imbricado en el cual se conforma una ramificación ascendente desde un desprendimiento común terminando en dirección opuesta al buzamiento y el dúplex en la cual una serie de fallas de empuje se ramifica hacia arriba desde un despegue inferior y se une con uno mayor. Davis, G., Reynolds, S. & Kluth, C., 2012, p. 274. (Figura 17).

- Fallas Oblicuas: Se denominan fallas compuestas pues su origen está asociado a dos componentes, uno de rumbo y otro normal o inverso de acuerdo al caso, su ángulo generalmente está en un rango de 30° a 60° . La forma de nombrarlas lleva consigo esa combinación y se da de acuerdo a cuál es el componente principal de esa falla, en la imagen se observa una falla Normal sinistral e inversa sinistral. Davis, G., Reynolds, S. & Kluth, C., 2012, p. 249.

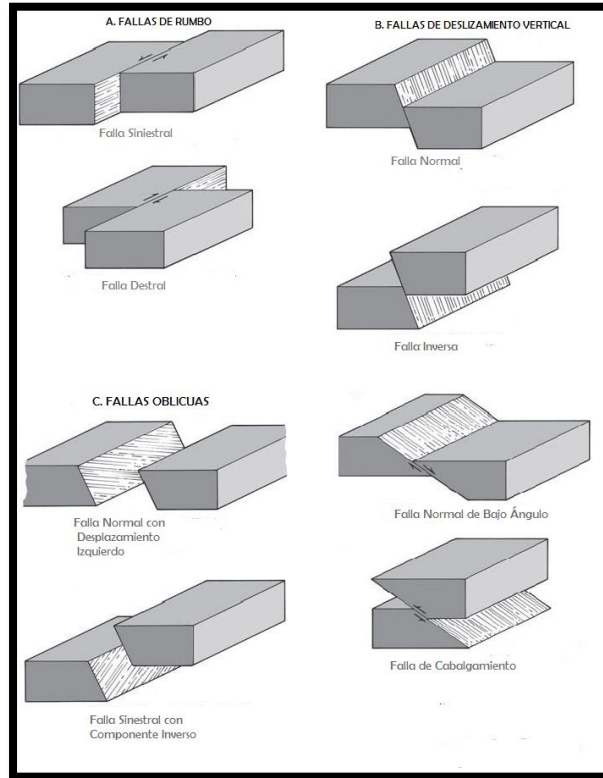


Figura 16. Clasificación de las fallas de acuerdo a la inclinación, dirección y sentido del desplazamiento. Adaptado de Davis, G., Reynolds, S. & Kluth, C., 2012, p. 249.

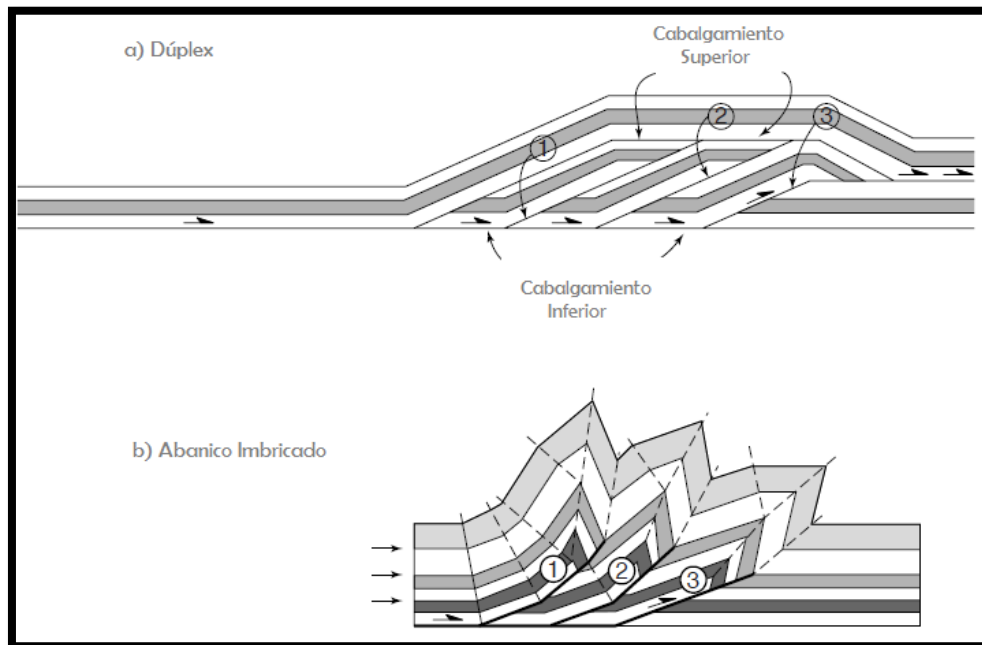


Figura 17. Sistemas asociados a fallas de cabalgamiento. Adaptado de Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 456.

Zonas de falla

Las zonas de falla consisten en numerosas superficies de fallas poco espaciadas, que comúnmente separan masas de rocas rotas. Son intensamente fracturadas y trituradas asociadas con fallas que varían en grosor de menos de varios centímetros a un kilómetro o más. (Davis, G., Reynolds, S. & Kluth, C., 2012, p. 251). Cuando los movimientos de falla alteran la roca original lo suficiente, se convierte en una roca de falla frágil. Existen varios tipos de rocas de falla, dependiendo de la litología, la presión de confinamiento (profundidad), la temperatura, la presión del fluido, la cinemática, en el momento de la falla. (Fossen, H., 2010, p. 158).

Rocas de falla

Su clasificación general corresponde a la profundidad y temperatura a la que se forman. (Figura 18).

Brechas: Son rocas de falla incohesivas compuestas de fragmentos angulares (clastos) colocados en una matriz de grano más fino de material de roca triturada. La matriz, que comprende menos *del 30% de la brecha*. Davis, G., Reynolds, S. & Kluth, C., 2012, p. 263.

Gouge de Falla: Es una roca de falla arcillosa de grano muy fino y de color claro que se encuentra comúnmente a lo largo de las superficies de falla y dentro de las zonas de falla.

Estas rocas de falla tanto la brecha como el gouge pertenecen a una clasificación denominada serie de brecha en las cuales las rocas son clasificadas según el tamaño de los clastos. Davis, G., Reynolds, S. & Kluth, C., 2012, p. 263.

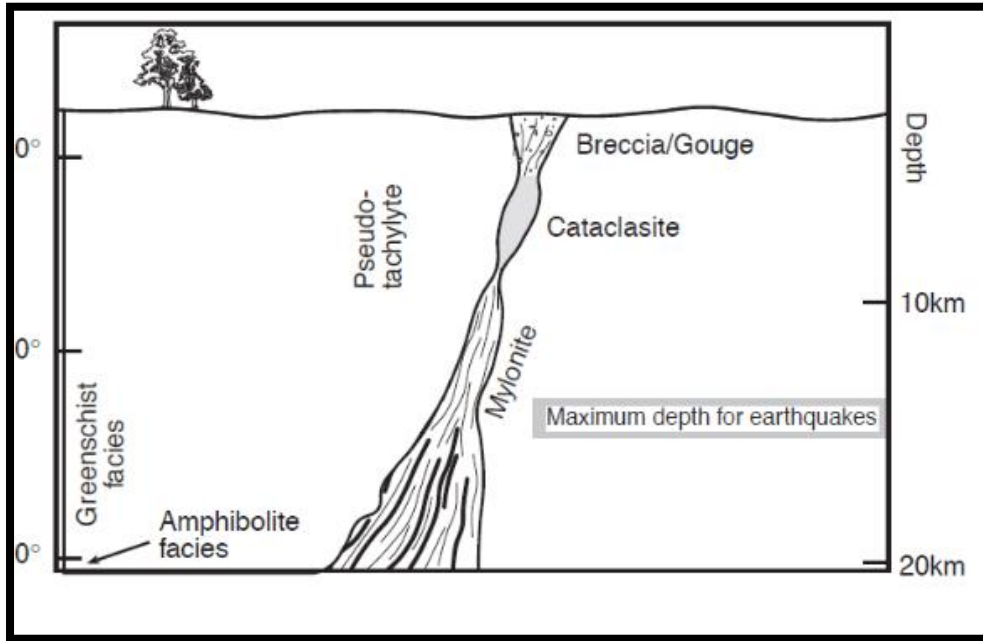


Figura 18. Relación de la temperatura y profundidad con la formación de rocas de falla. Adaptado de Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 296.

4.5. Sistema transcurrente: Zonas transpresivas y transtensivas

La transpresión y la transtensión son deformaciones de rumbo que se derivan de un componente de cizalla simple acortamiento y extensión respectivamente ortogonal a la zona de deformación. Estas deformaciones no coaxiales se desarrollan principalmente en respuesta a movimientos relativos oblicuamente convergentes o divergentes a través del límite de la placa y otras zonas de deformación de la corteza en diversas escalas. Dewey, J., Holdsworth, R. & Strachan, R., 1998, p. 1.

Dentro de un sistema transcurrente es posible reconocer un amplio menú de mesoestructuras continuas y discontinuas compresivas o distensivas de acuerdo con la respuesta geológica de los materiales involucrados y con el modo de aplicación del campo de esfuerzos. Dependiendo de la escala de observación pueden identificarse estructuras compresivas que expresan acortamientos

ANGGY OCHOA PINTO Y LIZETH SANABRIA RUÍZ, 2018

como las fallas inversas o cabalgamientos, ejes de pliegues estilolitos clivajes o foliaciones todos dispuestos subperpendiculares al esfuerzo principal máximo.

se denomina zona transpresiva o transpresión, cuando la deformación transcurrente evoluciona hacia una reducción de la misma, dentro de las cuales las estructuras subordinadas exhiben rotaciones que se ajustan a las posiciones de los campos de esfuerzos responsables. (Figura 19).

Cuando se observan estas estructuras transcurrentes en secciones perpendiculares a las superficies de discontinuidad principales se pueden reconocer estructuras en flor. Rosello, E, 2001, p. 10.

Estas se dan por una serie de fallas de deslizamiento que se fusionan a profundidad en un plano de falla casi vertical. Flor positiva o compresiva, en la que para mantener los equilibrios de volúmenes se generan altos topográficos en su porción central y núcleo en las cuales existe un componente compresivo de cabalgamiento. Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 488. (Figura 20).

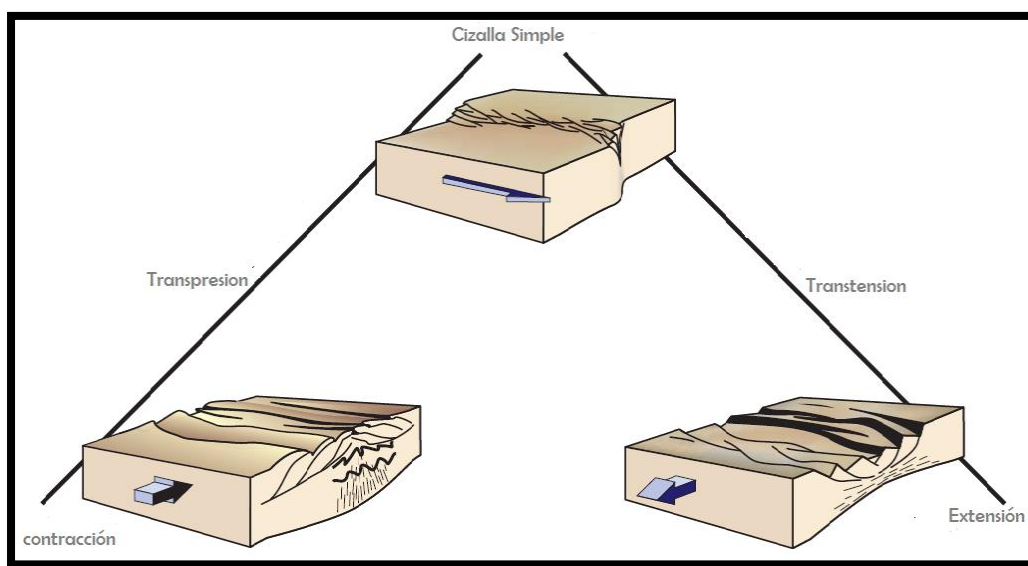


Figura 19. Contracción y Extensión asociadas a cizalla simple generando Transpresión y Transtensión. Adaptado de Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 487.

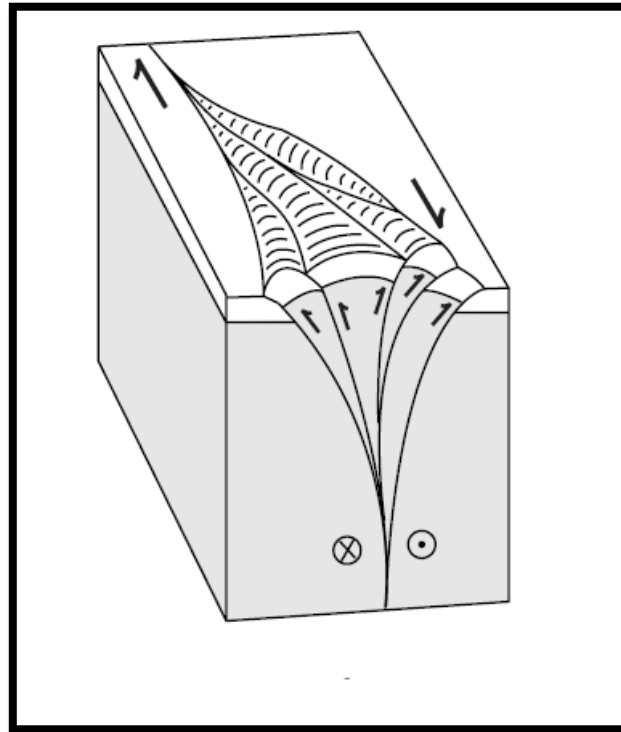


Figura 20. Bloque diagrama estructura de flor positiva asociada a la transpresión. Adaptado de Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 488.

El análisis de ciertos rasgos geométricos de diversos tipos de estructuras subordinadas en un plano deformativo permiten determinar la cinemática del sistema y la predicción de ambientes preferencialmente compresivos o distensivos. Rosello, E., 2001, p. 13. (Figura 19).

Los pandeos, son variaciones locales o subordinadas en el sentido del rumbo de la estructura mayor que pueden ser derechos o izquierdos. Se aplica esta nomenclatura de modo convencional, observándose la anomalía desde el tramo principal y determinándose hacia qué sector ocurre el pandeo. De esta manera, cuando el tramo afectado exhibe un cambio de rumbo que tiende a paralelizarse con el esfuerzo principal máximo este será distensivo o de alivio y cuando tiende a perpendicularizarse con respecto a la posición de dicho vector de esfuerzo este indicará compresión o restricción. Rosello, E., 2001, p. 13. (Figura 21).

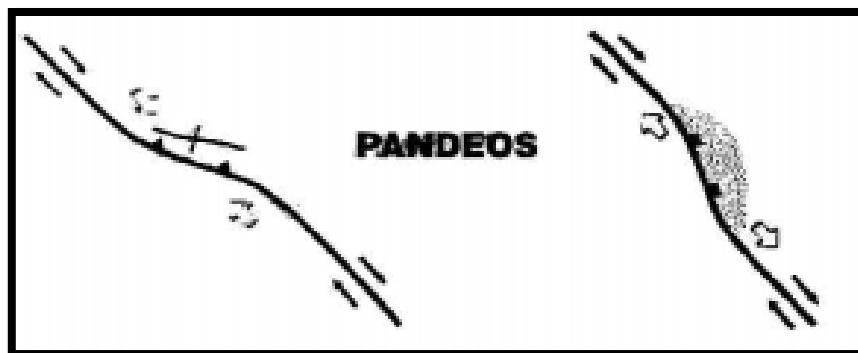


Figura 21. Pandeos asociados a sistemas Transcurrente compresivos.

4.6. Análisis de resultados

Determinación del Tensor a partir de análisis de datos estructurales

El análisis de fallas y zonas de cizalla consiste en documentar a escala local su orientación (dirección, buzamiento e inclinación), espesor, geometría (plano de discontinuidad única, segmentos de fallas superpuestos, etc.). Su cinemática e historia cinemática (sentido relativo de desplazamiento a través del tiempo), su cantidad de desplazamiento, y finalmente derivar la orientación del paloesfuerzo a lo largo del tiempo que dio como resultado la formación de la falla observada o zonas de corte. Fossen, H, 2010, p. 14.

Análisis estructural:

Existen formas diferentes de interpretar los ambientes tectónicos ya sea tratando de dar solución a las preguntas, que los produjo, que se formó a través de estos y que nos aportan estos a la evolución geológica de una región.

Por esto es necesario hacer un buen uso de los datos y analizarlos en coherencia con lo visto en campo, para esto se hace un análisis descriptivo, cinemático y dinámico. Fossen, H, 2010, p. 15.

Análisis Geométrico:

El análisis geométrico es muy útil, representa los datos de orientación, por medio de una proyección estereográfica. La proyección estereográfica se usa para mostrar o interpretar tanto la orientación como la geometría de las estructuras. En general, la geometría puede presentarse en forma de mapas, perfiles, proyecciones estereográficas, diagramas de rosas o modelos tridimensionales basados en observaciones realizadas en el campo, a partir de datos. La descripción geométrica también forma la base del análisis cinemático, que se refiere a cómo las partículas de roca se han movido durante la deformación. (Fossen, H, 2010., p, 15).

Análisis Cinemático: El análisis cinemático está relacionado con el movimiento de los objetos que lo conducen al estado deformado, sin referencia a las fuerzas que causan el movimiento. Ya que los vectores de desplazamiento no nos dicen nada sobre la trayectoria de deformación recorrida por puntos de material y / o volúmenes de roca, ni la velocidad de deformación a lo largo de cada uno. (Fossen, H., 2010, p. 16).

Análisis Dinámico: La dinámica es el estudio de las fuerzas que causan el movimiento de las partículas (cinemática). Las fuerzas que actúan sobre un cuerpo generan esfuerzo, y si el nivel de esfuerzo aumenta lo suficiente, las rocas comienzan a moverse. Cuando algunas partículas comienzan a moverse en relación con otras partículas, obtenemos deformación y es posible que podamos ver cambios en la forma y la formación de nuevas estructuras. (Fossen, H., 2010, p. 16).

Indicadores cinemáticos

Los indicadores cinemáticos son rasgos de origen tectónico que permiten determinar el sentido del desplazamiento en zonas de cizalla y fallas. Estos rasgos son visibles desde escala microscópica hasta megascópica. (Niemeyer, H, 1999, p, 27).

Superficies estriadas

Las estrías son generalmente líneas rectas, finas y delicadas, que ocupan la superficie de la falla y registran la dirección de deslizamiento. Son producidas por fricción a lo largo de la superficie de la falla durante el desplazamiento. (Fossen, H., 2010 p. 264).

Hay dos tipos principales de líneas deslizantes: las que se forman por fricción mecánica (estrías) y las formadas por crecimiento fibroso (lineamientos de fibra deslizante).

Fracturas Ridel y Antiridel

Son fracturas discontinuas resultantes de la propagación de una o más fallas. Su formación se relaciona con el movimiento de deslizamiento que se da en los bloques asociados a estas. Las fracturas sintéticas o de cizalla Ridel “R”, se forman en un ángulo agudo de aproximadamente 15° con respecto a la línea principal de falla. Las fracturas antitéticas o antiridel “R” se forman en un ángulo alto de aproximadamente 75° respecto a la línea de falla principal.

La dirección de esfuerzo principal σ_1 divide en dos el ángulo entre estas fracturas de cizalla R y R', por tanto, la toma del ángulo y evaluar la posición nos dará claridad acerca del movimiento y tipo de falla. Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 140.

Para llevar a cabo el análisis geométrico y aprovechar los indicadores cinemáticos fue preciso tomar los datos en sistema azimuth y medir en cada una de las estructuras, su respectivo rumbo, buzamiento en inclinación de buzamiento, al igual que el rake, dirección de rake y plunge estos últimos usados para medir las superficies estriadas:

Strike (Rumbo): Es dirección de la línea horizontal en un plano de inmersión o la intersección entre un plano dado y la superficie horizontal. Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 141.

Dip (Buzamiento): ángulo de un plano con la horizontal, medido en una vertical imaginaria, plano que es perpendicular al rumbo. Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 141.

Dip direction (inclinación): Dirección de la línea horizontal que es perpendicular al rumbo. Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 141.

Rake: Ángulo entre un elemento lineal que se encuentra en un plano dado y el rumbo de ese plano (también Pitch). Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 141.

Dirección de rake: dirección hacia donde apunta la línea de rake, expresado en uno de los dos cuadrantes de la línea de rumbo. Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 141.

Plunge: Ángulo del elemento lineal con la superficie de la tierra medido en un plano vertical imaginario. Van der Pluijm, A & Marshak, S, 2004, p. 141.

4.7. Análisis a partir de software

Método Diedros rectos

Es un método gráfico que permite ver la orientación aproximada de los ejes de esfuerzos. Fue ideado por Pegoraro (1972) para definir los ejes de máximo acortamiento y extensión asociados a una población de fallas, se basa en que, para cada falla, puede dividirse el espacio en 4 diedros de tal manera que el movimiento de la falla es compatible con una dirección, el esfuerzo principal mayor σ_1 queda contenido en los diedros de compresión, y el menor σ_3 en los de extensión. La aplicación mediante ordenador calcula, para cada dirección del espacio, el porcentaje de fallas en relación con las cuales ésta ha quedado incluida en el diedro de extensión; el valor máximo corresponderá a la posición óptima del eje de extensión y el mínimo al de compresión. (Casas A, 1986, p. 12).

Método PBT Axis

Descrito por Turner (1953), Para el cual se calcula para cada plano de falla un eje de compresión, un eje de extensión y un eje intermedio. Está basado en la determinación del plano de movimiento (plano estriado), el cual contiene la línea de movimiento (estría de falla) y el polo del plano, siendo así perpendicular a este.

Los tensores de Presión y de Tensión son equivalentes a los esfuerzos máximo y mínimos compresivos (σ_1 y σ_3), respectivamente. Por tanto, al registrar cuatro o más datos correspondientes a planos de falla determina estadísticamente los tensores de esfuerzo correspondientes.

Diagrama de Rosas

Un diagrama de rosa es el círculo principal subdividido en sectores, donde el número de mediciones registradas dentro de cada sector está representado por la longitud del pétalo respectivo. Esta es una forma de representar la orientación de las fracturas y los lineamientos tal como aparecen en la superficie de la Tierra, y también se puede usar para representar la distribución de tendencia de las estructuras lineales.

5. Marco Geológico

El Municipio de San Andrés, Santander se encuentra dentro del sistema tectónico de la Cordillera Oriental y en términos más específicos dentro de lo que se define Macizo de Santander, el cual está formado por un extenso afloramiento alargado de N a S de rocas antiguas, ígneas y metamórficas que forman el zócalo sobre el que se desarrolló la sedimentación mesozoica (Julivert, M., 1960, p. 6). Así mismo, este se encuentra ubicado en lo que se denomina Cordillera Oriental.

La organización de los Andes Septentrionales se caracteriza por unas ramificaciones sucesivas a partir de una proto-cordillera coherente, que se manifiesta para el sistema oriental por la separación de la Cordillera Oriental de la Cordillera Central y la posterior ramificación de la Cordillera Oriental en los Andes de Mérida y la Sierra de Perijá, que como conjunto limitan el bloque Norandino contra el escudo de Guyana (Kammer, A., 1999, p. 2).

Para las fallas internas de este bloque se han postulado corrimientos dextrales, de acuerdo a la dirección oblicua de convergencia entre la Placa de Nazca y el margen continental además del análisis de mecanismos focales de terremotos, que sostienen una repartición de la deformación

intracontinental en una componente ortogonal al límite de las placas y otra direccional y paralela a las estructuras andinas, sugiriendo de esta manera una organización estructural de los márgenes de la Cordillera Oriental a un origen transpresivo. (Kammer, A., 1999, p. 2).

En un ámbito general resulta conveniente dividir la Cordillera Oriental en tres segmentos (Figura 22) que de S a N comprenden el Macizo de Garzón, un segmento intermedio establecido como Segmento Bogotá y el Macizo de Santander (Kammer, A., 1999, p. 2).

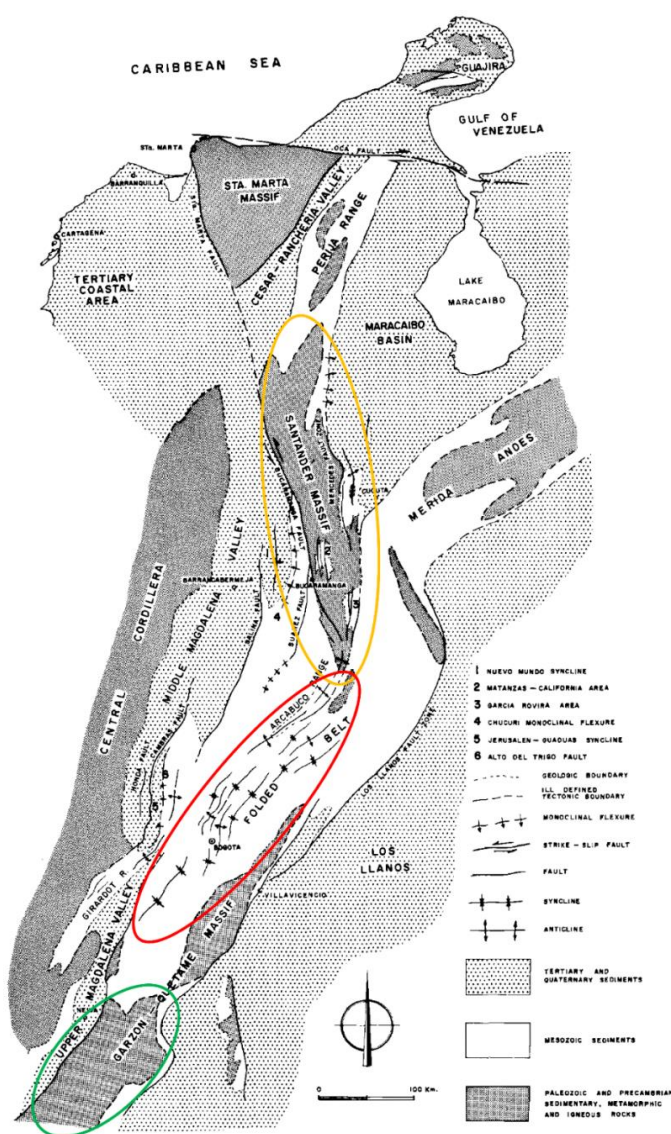


Figura 22. Cordillera Oriental de Colombia dividida en los tres segmentos más representativos. De S a N Macizo de Garzón, el intermedio Segmento Bogotá y el Macizo de Santander, según lo propuesto por Kammer (1999). Adaptado de Julivert, M., 1970, p. 5.

La Cordillera Oriental de rumbo Nor-Oriental, tuerce bruscamente a Nor-Noroeste y luego se bifurca alrededor del extremo sur de la Cuenca Maracaibo. Esta sección de la Cordillera Oriental se denomina Macizo de Santander. (Ward, D., et al, 1973, p. 9).

El Macizo de Santander se define como un bloque elevado que se encuentra ensanchando hacia el norte y que se sumerge gradualmente hacia el sur, siendo de esta manera el norte un bloque elevado que se puede continuar en el rango Perijá. (Julivert, M., 1970, p. 6). El sur hace parte del límite suroccidental de la Sub-Placa Maracaibo, en la que muestra una dirección de extensión Nor-Este y que a su vez es cortado por un conjunto de fallas que presentan direcciones NW-SE, NE-SW, N-S y E-W. (Caicedo et al., 2013, p. 90). Este segmento se encuentra limitado por el Sistema de Fallas de Santa Marta-Bucaramanga al occidente y por el Sistema de Cabalgamiento Pamplona-Cobugón-Las Mercedes al Oriente (Osorio et al., 2008, p. 27).

De manera análoga, se definen para el Macizo de Santander cuatro límites estructurales asociados a las diferencias litológicas, siendo estos límites fallas relacionadas a la exposición de rocas de basamento en superficie. Se definen de la siguiente manera: (Caicedo et al., 2013, p. 14).

- Límite norte-Falla Arenas Blancas: Tiene una dirección NE-E y pone en contacto rocas de edad Paleozoica (Silúrico-Devónico) que hacen parte del Macizo de Santander con rocas Sedimentarias de edad Cretácica. (Caicedo et al., 2013, p. 19).
- Límite occidental-Falla Bucaramanga: Es una Falla de extensión regional que separa rocas de edad Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico con rocas sedimentarias de edad Cenozoico. (González, J. y Jiménez, G., 2015, p. 60).

ANGGY OCHOA PINTO Y LIZETH SANABRIA RUÍZ, 2018

- Límite sur-Falla de Servitá: Se establece como el límite entre las cuencas estructurales de Málaga al Oeste y de Cerrito al Este. Pone en contacto rocas de edad Jurásica (Formación Girón) con rocas Cretácicas y del Paleoceno. (Ward et al., 1973, p. 125).
- Límite oriental-Sistema de Fallas Pamplona-Cobugón-Las Mercedes: Este sistema tiene vergencia al oriente, poniendo al Macizo de Santander sobre la depresión Táchira (la parte Sur de los Andes de Venezuela) y también sobre la Cuenca del Catatumbo en el sector norte. (Restrepo et al., 1997).

Por otro lado, Royero, J. y Clavijo, J., 2001, implementan el nombre de Provincias tectónicas abandonando el término “Terreno Geológico” designado por Etayo et al., 1993, los cuales definieron que el departamento se encuentra conformado por el “Supraterreno” cretácico de la Cordillera Oriental y los “terrenos de Santander, Floresta y del Valle Medio del Magdalena”. (p. 43).

Royero, J. y Clavijo, J., 2001, fundamentan el nuevo termino destacando que el Departamento de Santander se encuentra localizado en una región tectónica compleja y dinámica que representa una zona de influencia entre los límites de las placas tectónicas del Caribe y la Suramericana, conocida como el bloque Andes del Norte. Caracterizan tectónicamente el territorio en tres provincias que son el Macizo de Santander localizada al oriente del departamento, Valle Medio del Magdalena localizada al occidente del departamento y Cordillera Oriental localizada al centro del departamento (Figura 23). (p. 43).

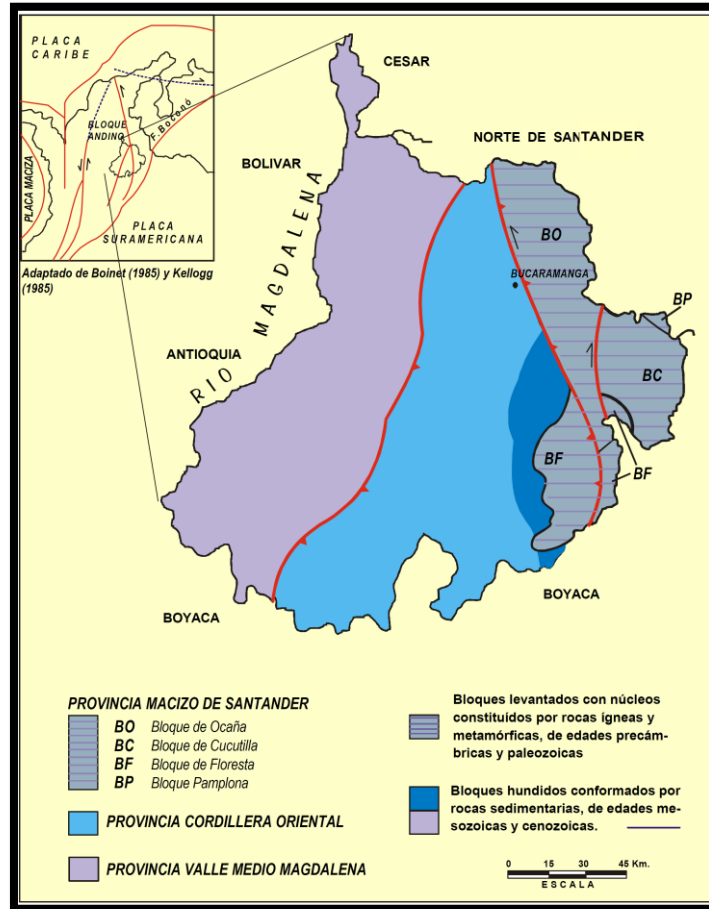


Figura 23. Esquema Tectónico del Departamento de Santander. Adaptado Royero, J. y Clavijo, J., 2001, p. 44.

Se define la Provincia Macizo de Santander como la unión de los Macizos de Santander y Floresta, destacando de ellos que ocupan la región oriental estructural del territorio Santandereano. Esta provincia esta subdividida en: (Royero, J. y Clavijo, J., 2001, p. 45).

- Bloque Ocaña: Caracterizado tectónicamente por presentar un estilo estructural de fallamiento en bloques menores, separados por fallas inversas de dirección predominante SW-NE. Se presenta como un bloque levantado, que ocupa el sector Nor-Oriental del departamento; está constituido esencialmente por rocas ígneas triásico-jurásicas y metamórficas precámbricas y paleozoicas. Este bloque está limitado al occidente por la

Falla Bucaramanga-Santa Marta y al Sur-Oriente por la Falla Baraya. (Royero, J. y Clavijo, J., 2001, p. 45).

- Bloque Cucutilla: Se caracteriza por un sistema de fallamiento en bloques pequeños, separados por fallas inversas con inclinación principalmente al occidente y por anticlinales y sinclinales estrechos truncados por el fallamiento de dirección SE-NW. Se trata de un bloque hundido, ubicado en la región más oriental de Santander, se encuentra conformado por rocas sedimentarias Paleozoicas, Jurásicas, Cretácicas y Terciarias. El bloque está limitado al oriente por el sistema de fallas de Chitagá, en territorio de Norte de Santander y al Occidente por las fallas de Baraya y Servitá. (Royero, J. y Clavijo, J., 2001, p. 45).
- Bloque Floresta: Se caracteriza tectónicamente por fallas inversas y de cabalgamiento e incluye pequeños pliegues de dirección predominante hacia el SW-NE. Este bloque se encuentra localizado en el extremo Nor-Oriental del departamento; está constituido principalmente por rocas metamórficas Precámbricas y Paleozoicas y rocas ígneas Paleozoicas y Mesozoicas. Este también está limitado al oriente por las Fallas de Soápaga y Bucaramanga-Santa Marta y al occidente por la Falla de Riachuelo. (Royero, J. y Clavijo, J., 2001, p. 45).
- Bloque Pamplona: Es un bloque pequeño levantado, caracterizado por rocas metamórficas, precámbricas y sedimentarias paleozoicas. Este se encuentra localizado en el sector oriental del departamento. (Royero, J. y Clavijo, J., 2001, p. 45).

Así mismo se han definido fallas menores dentro del Macizo de Santander las cuales pueden ser fácilmente reconocidas por la distribución de las rocas Cretácicas, que son controladas por estas fallas. En el flanco Occidental del Macizo, el conjunto de fallas se encuentran orientadas

Norte – Sur, donde al Nor-Occidente del Macizo los saltos de fallas se encuentran al lado Este de la rampa, generando levantamiento del basamento regionalmente hacia el Este. De este modo cada bloque tiene áreas de rocas Cretácicas a lo largo de su lado Occidental e inmediatamente al Oriente el límite de la falla y el levantamiento del basamento. (Julivert, M., 1970, p. 6). (Figura 24).

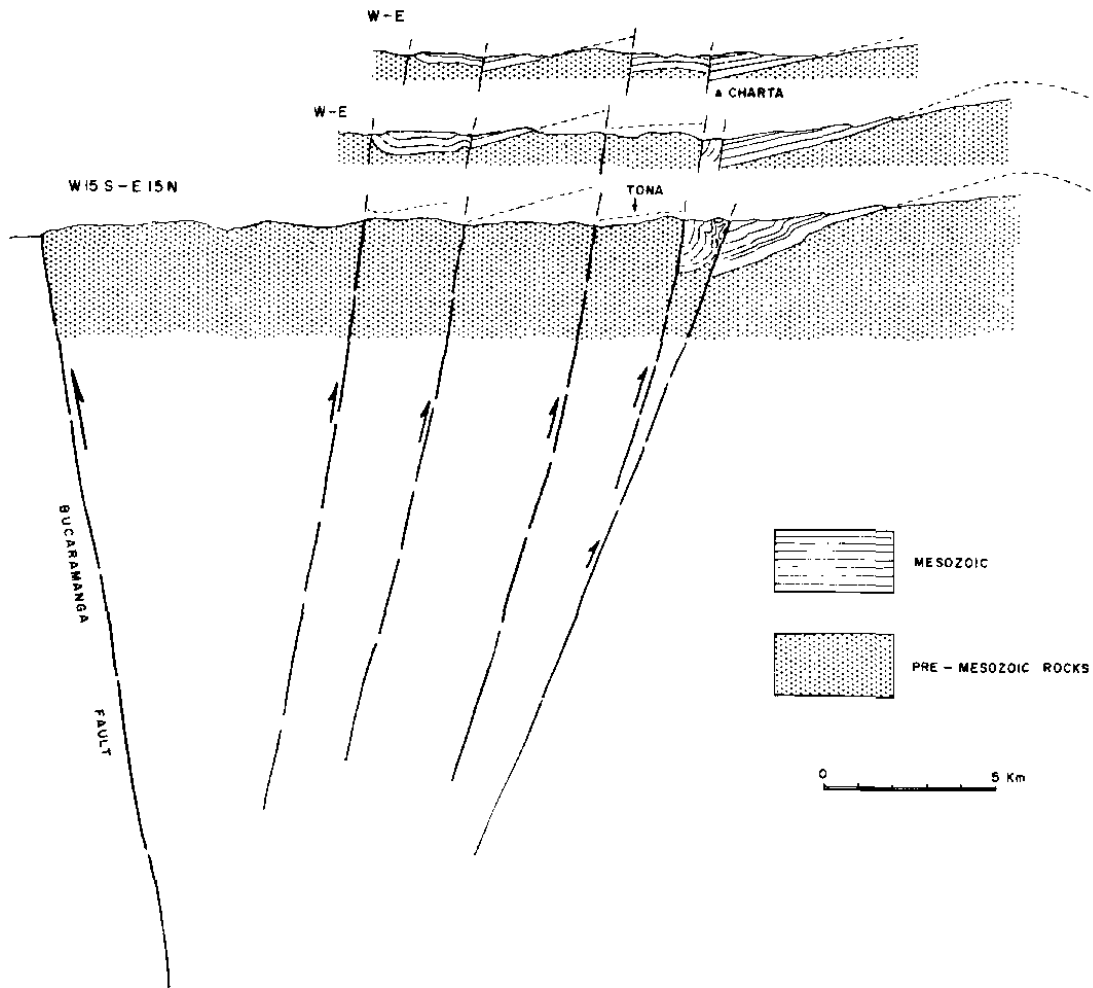


Figura 24. Sección transversal de la región Norte del Occidente del Macizo de Santander. Adaptado de Julivert, M., 1970, p. 8.

Por su parte en la región Sur del Occidente del Macizo, las rocas Cretácicas están ligeramente plegadas en algunos sectores del Occidente del Macizo de Santander y la inclinación regional de estas capas es visible hacia el Oeste. Se han descritos estas unidades en el extremo Sur de la Cuenca

de Maracaibo y en el Sur de la Cordillera Oriental, más exactamente en la Región de Arcabuco y en el área de la Provincia de García Rovira, de manera que esta última mencionada ha sido denominada como “Particularmente Instructiva” pues en esta zona la estructura consiste en una serie de pliegues y fallas, siendo estas fallas estructuras de basamento, mostrando deslizamientos verticales importantes con “salto de falla” en el lado Occidental a excepción de la Falla de Servitá la cual presenta el “salto de falla” al Este. (Julivert, M., 1970, p. 8). (Figura 25).

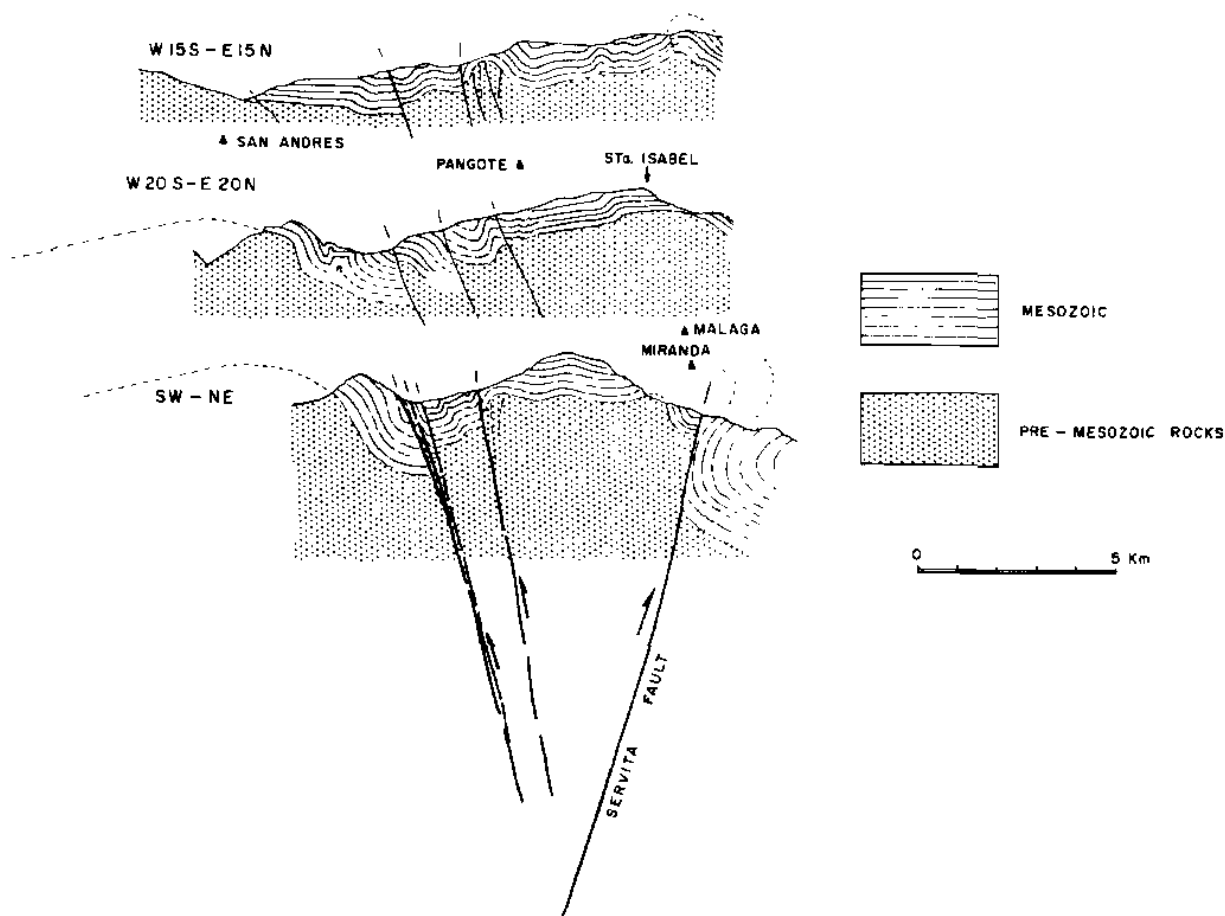


Figura 25. Sección Transversal a través del área de la Provincia de García Rovira. Adaptado de Julivert, M., 1970, p. 8.

Dándose en la región Sur del Occidente del Macizo la Falla de Servitá, la cual puede ser considerada como el margen Este del Macizo de Santander y sumada a las fallas del área de García

Rovira como simétricas a la Falla Bucaramanga, teniéndose en esta zona unas estructuras más ajustadas y una deformación del basamento menos rígida, el cual es recubierto por un anticlinorio de las rocas Mesozoicas aflorantes. (Julivert, M., 1970, p. 8).

5.1. Marco Tectónico Regional

Falla Guaca

Comprende una dirección Norte, además se encuentra aproximadamente paralela a la Falla Baraya. No hay una prolongación clara de la Falla hacia el Sur del Río Listará, y en su sección Norte está desplazada hacia el Este por una falla intersectante de dirección Nor-Este, posteriormente tuerce hacia la misma dirección finalizando en la Falla de Angosturas. El desplazamiento vertical de la falla no puede estimarse, pero teniendo en cuenta las diferencias más pequeñas en las edades de las rocas de los lados opuestos, comparadas con las de la Falla Baraya, el desplazamiento debe ser apreciablemente menor que el de ésta. (Ward, D., et al, 1973, p. 126).

Falla Baraya

Es una falla de dirección Norte, sobre el lado occidental de la cuenca Valle Medio del Magdalena, ha puesto en contacto a rocas pre-cretáceas del lado Oriental con rocas Cretáceas en el Oeste. Se encuentra desplazada medio kilómetro hacia el Este al Sur de la Falla del Río Listará. Esta falla tiene un buzamiento de ángulo medio - bajo hacia el Este. Hacia el Norte de la región de García Rovira el desplazamiento disminuye gradualmente y se ramifica al Norte de Baraya en el área de El Portillo. (Ward, D., et al, 1973, p. 126).

Falla Bucaramanga

El Sistema de Fallas de Santa Marta – Bucaramanga ha sido considerada como un accidente tectónico de gran importancia en el Nor-Oriente Colombiano. Presenta una dirección N15W y se encuentra expuesta de 550 a 600 km, desde la costa caribe hasta el Sur del Macizo de Santander. La falla en los 130 km más septentrionales, aparece fraccionada en segmentos N-S a NNW-SSE, a partir de la Cuenca del Cesar hacia el Sur tiene una expresión topográfica muy clara. Ujueta, G., 2003, p. 2. (Figura 26).

Existen tres versiones respecto a la naturaleza de la falla, las cuales son: Ujueta, G., 2003, p. 12.

- 1- Se considera como una falla inversa de buzamiento al Este y de ángulo bajo a alto.
- 2- Se considera una falla de rumbo de desplazamiento lateral izquierdo.
- 3- Se presume que se tratan de dos fallas diferentes.

Por otro lado, se sospecha que la edad del fallamiento ocurrió en el Terciario Tempano, sin embargo, se han hecho otros postulados, los cuales proponen que pudo ser: Ujueta, G., 2003, p. 12.

- Young et al, 1956: En el Eoceno y que no haya perturbado el Oligoceno.
- Tschanz et al, 1974: A finales del Mesozoico o principios del Terciario.
- Cáceres et al, 1974: A comienzos del Paleoceno.
- Campbell, 1968: En el Cenozoico Tardío al Cuaternario.
- Irving, 1971: Post-Cretácica.
- Boinet et al, 1989: Entre el Mioceno y el Plioceno.

➤ Ujueta, 2003: Plioceno y Pleistoceno.

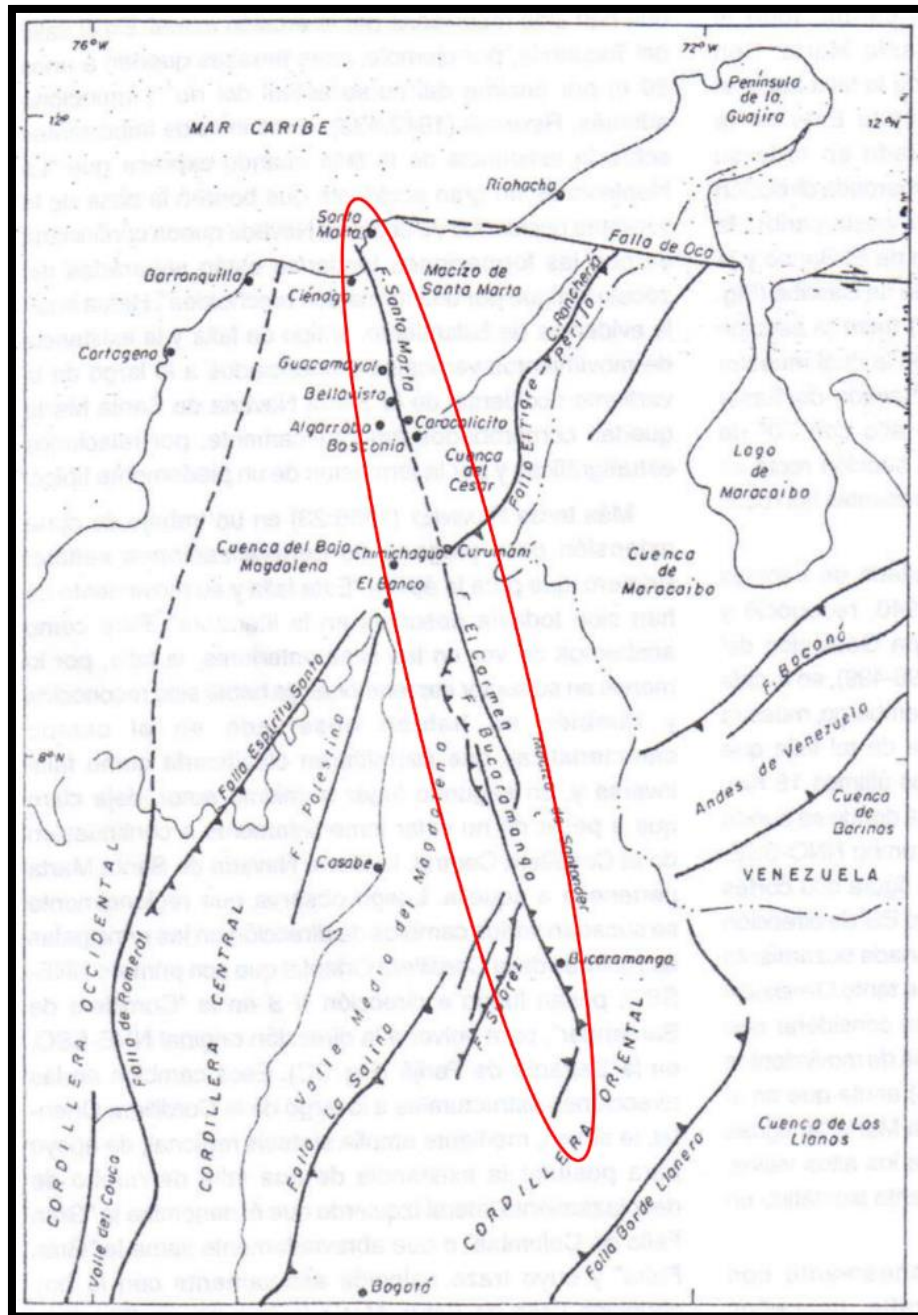


Figura 26. Trazo de la Falla Santa Marta – Bucaramanga. Adaptado de Ujueta, G., 2003, p. 3.

6. Metodología

Para la realización del proyecto se tuvo en cuenta una serie de eventos y pasos que permitieron llevar un orden en cuanto a la realización, el análisis y los resultados. Estos fueron:

6.1. Fase 1: Determinación del Área de Trabajo

Se seleccionó el área del proyecto a partir de la determinación de las zonas que comprende el Macizo de Santander que presentan pocos estudios geológicos o en los cuales no se ha determinado ningún análisis a cerca de la tectónica o respecto a su evolución.

Por tal motivo se selecciona el Municipio de San Andrés, Santander y sus zonas aledañas, pues se logró percibir la complejidad estructural que posee este sector y la mínima cantidad de datos que se tienen para establecer una posible evolución tectónica del área.

6.2. Fase 2: Revisión Bibliográfica

Se realizó la recolección de todos los estudios y/o postulados que se han hecho para el área de trabajo o para la región en donde se exponga información acerca de la geología de la zona de estudio, posteriormente se procedió a la realización de los antecedentes en los que se exponen las premisas en orden según al año de su publicación y de esta manera evidenciar las posibles correcciones que se han realizado a los mismos.

6.3. Fase 3: Reconocimiento del Área de Campo

Esta fase se realiza con el acompañamiento del director del proyecto, con el cual se define el área a trabajar, la metodología de trabajo (fase campo y fase de oficina) y el problema puntual a resolver durante el proyecto.

6.4. Fase 4: Campaña de Campo

Para esta fase se definieron 7 transectas (Figura 27), de las cuales seis son a corte de carretera y una a lo largo de la Quebrada Lisgaura, correspondientes a las áreas de mayor interés para el estudio. En ellas se realizó la toma de datos estructurales y estratigráficos.

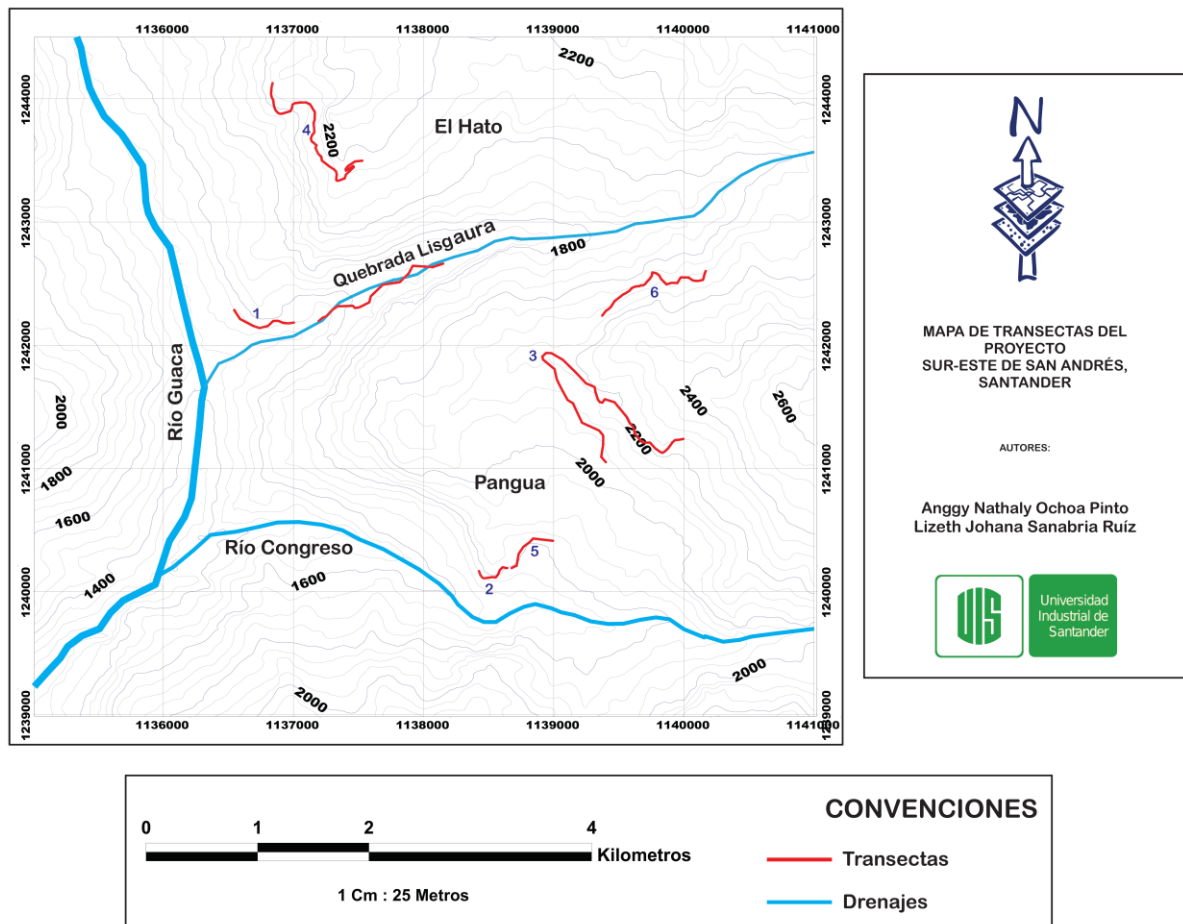


Figura 27. Mapa de transectas trabajadas en el proyecto.

La campaña de campo consta de dos subfases:

1- Fase de toma de datos estructurales: se realiza la toma de datos teniendo en cuenta el tipo y la naturaleza de las estructuras.

- En el caso de datos que corresponden a *planos* (diaclasas, planos de falla, clivajes, estratificación, estilolitos, venas, estructuras sedimentarias, entre otros) se tiene en cuenta el azimut de rumbo y su respectivo buzamiento o la máxima inclinación del plano, en el cual se mide la dirección del plano (azimut de rumbo) que puede estar en el rango de 0° a 360° y la cantidad de inclinación (buzamiento) que puede estar de 0° a 90° (Figura 28). La toma de datos se realizó con brújula Brunton.
- En el caso de los datos que corresponden a *lineamientos* (Estrías de fallas) se tiene en cuenta la dirección del plunge, el plunge y el pitch o rake, los cuales evidencian la dirección de la línea y el grado de inclinación de la línea en el plano. (Figura 28). La toma de datos se realizó con brújula Brunton y con transportador.

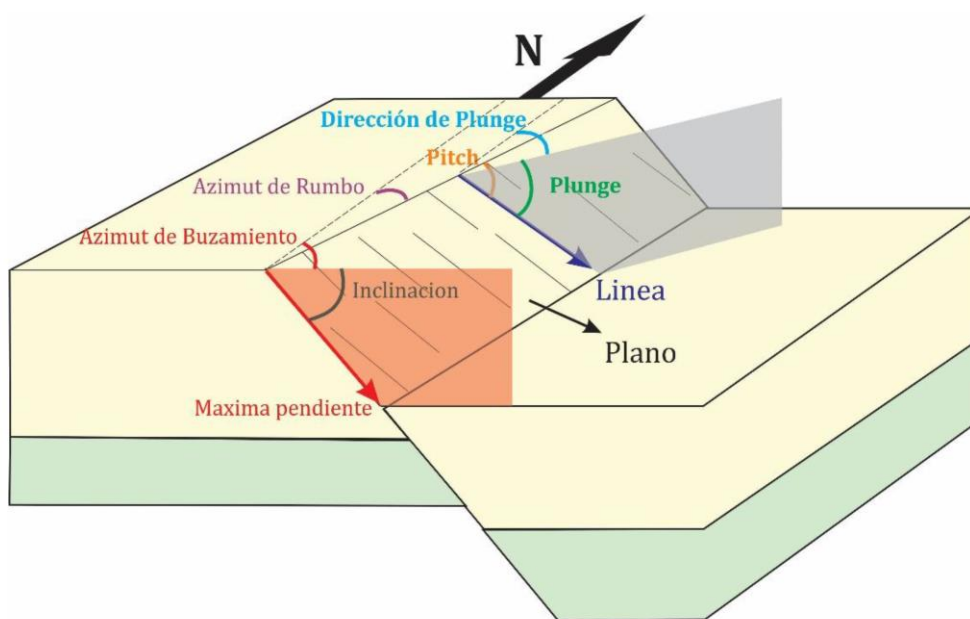


Figura 28. Esquema de un plano fallado con sus respectivos datos requeridos para el análisis estructural. Adaptado de Florez, S., y Nuñez, A., 2016.

2- Fase de realización de la Poligonal y Bastoneo:

- Realización de Poligonales: Para realizar este proceso se utilizó el método de poligonales abiertas, el cual se basa en un procedimiento topográfico y se usa generalmente para establecer puntos de control y puntos de apoyo para el levantamiento de detalles y elaboración de planos. Una poligonal es una sucesión de líneas quebradas, conectadas entre sí en los vértices. Para determinar la posición de los vértices de una poligonal en un sistema de coordenadas planas, es necesario medir el ángulo horizontal en cada uno de los vértices y la distancia horizontal entre vértices consecutivos.

Para tener una poligonal abierta controlada, es necesario conocer las coordenadas del punto de inicio y del punto final. Casanova, L., 2002, p. 139.

(Figura 29).

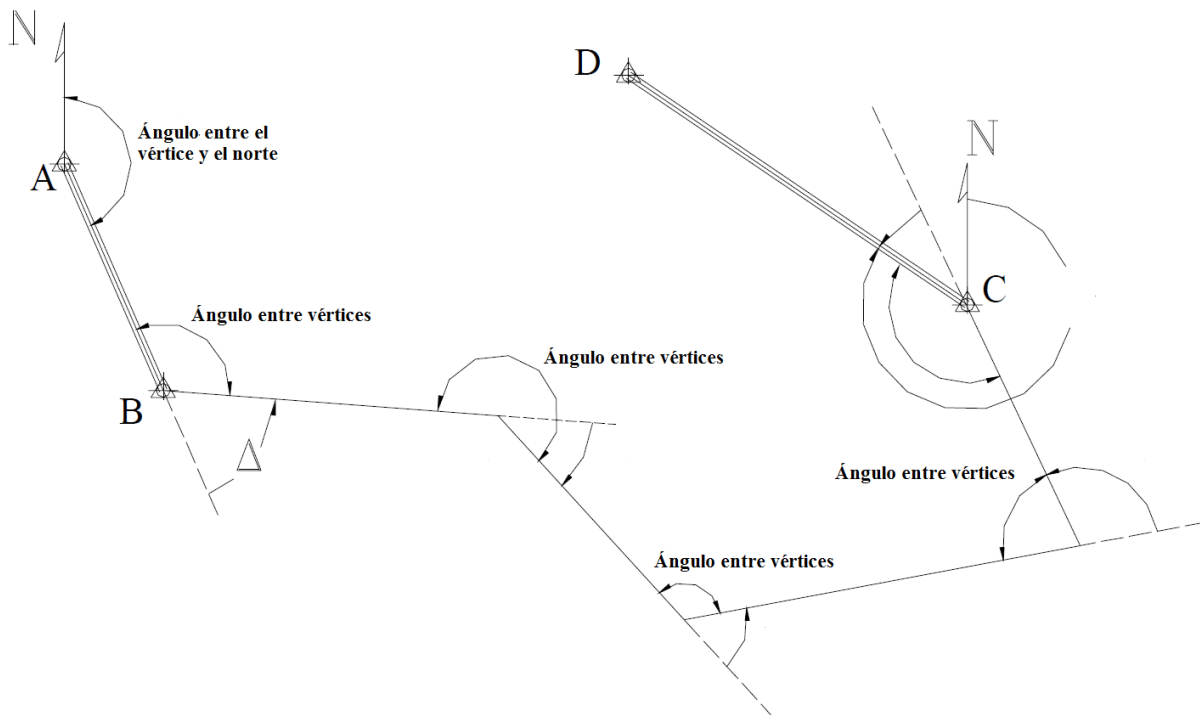


Figura 29. Ejemplo de realización de una Poligonal Abierta Controlada. Adaptado de Casanova, L., 2002, p. 141.

- Realización de Bastoneo: Para la realización de este método es necesario el uso del Bastón de Jacob, el cual tiene una altura de 1.50 m. En su extremo superior tiene un láser y un transportador, los cuales son utilizados para establecer la inclinación de la capa.

Este método se empleó tomando los datos de estratificación y colocando el Bastón de Jacob perpendicular a las capas de estratificación, proyectando de esta manera el punto en el cual se ejecuta la nueva medida. Es necesario aclarar que las transectas en las que se realizó el bastoneo, las capas se encontraban de manera transversal al corte de carretera, de tal manera que no se generen errores en la medición con incremento o disminución del espesor del manto rocoso aflorante.

6.5. Fase 5: Tratamiento de Datos

En esta fase se realizó la organización de los datos tomados en campo en una tabla de Excel. Posteriormente estos son procesados en diferentes softwares para así poder realizar el debido análisis e interpretación.

Los datos de diaclasas, venas, clivajes, pliegues, bouding, planos de falla, estrías de falla se procesaron en el programa Stereonet versión 9.5, el cual genero los datos procesados, en planos, polos, contornos y rosetas.

Por otro lado, los datos de estrías de falla, diaclasas y otras estructuras se procesaron con el programa Win Tensor versión 5-8-4, el cual arrojo información sobre el tensor de esfuerzos para el área estudiada.

Sucesivamente se realizó el mapa geológico en el que se ajustaron los contactos de las formaciones teniendo en cuenta las reglas de las V. Además, se realizó una actualización a la red de drenajes de acuerdo a una escala 1:25.000, mediante el uso de un DEM que presenta una resolución de 12.5, a partir de imágenes del sensor radar denominado ALOS PALSAR por medio de UAF ALASKA SATELLITE FACILITY correspondientes al año 2016, posteriormente se realizó la digitalización del mismo en el programa ArcGis versión 10.3.

Se realiza también el mapa estructural y los cortes geológicos en el programa “Corel” versión X8 y “Move” versión 2017 respectivamente, con los cuales se efectuó la interpretación y el análisis estructural del proyecto.

6.6. Fase 6: Elaboración del Informe Final

Esta fase consiste en la elaboración del escrito final que es un informe técnico, en el cual se plasman todas las fases anteriores, además de la interpretación de datos y las evidencias de lo observado en campo, sumado a esto se anexan también las conclusiones y las recomendaciones para futuras investigaciones.

7. Geología Local

7.1. Cartografía

Se realizó a escala 1:25000 sobre la plancha 121-III-D, trabajando el área Sur-Este del Macizo de Santander en los alrededores del municipio de San Andrés, Santander. (Figura 30).

En el área afloran las Formaciones Floresta Metamórfico, Girón, Tibú-Mercedes, Aguardiente y Capacho, nombradas en orden estratigráfico, de orígenes metamórfico, ígneo-sedimentario y sedimentario respectivamente. (Figura 31).

En lo que respecta a la parte estructural se evidencian dos fallas regionales de nombres Guaca y Baraya y cuatro de tipo local denominadas Falla San Andrés, Falla del Hato, Falla Pangua y Falla El Oso, todas estas de origen compresivo.

En cuanto a la parte general de relación de contactos se encontró que dos son fallados (Floresta metamórfico-Tibú-Mercedes, Capacho-Girón) y dos son concordantes (Tibú-Mercedes-Aguardiente y Aguardiente-Capacho).

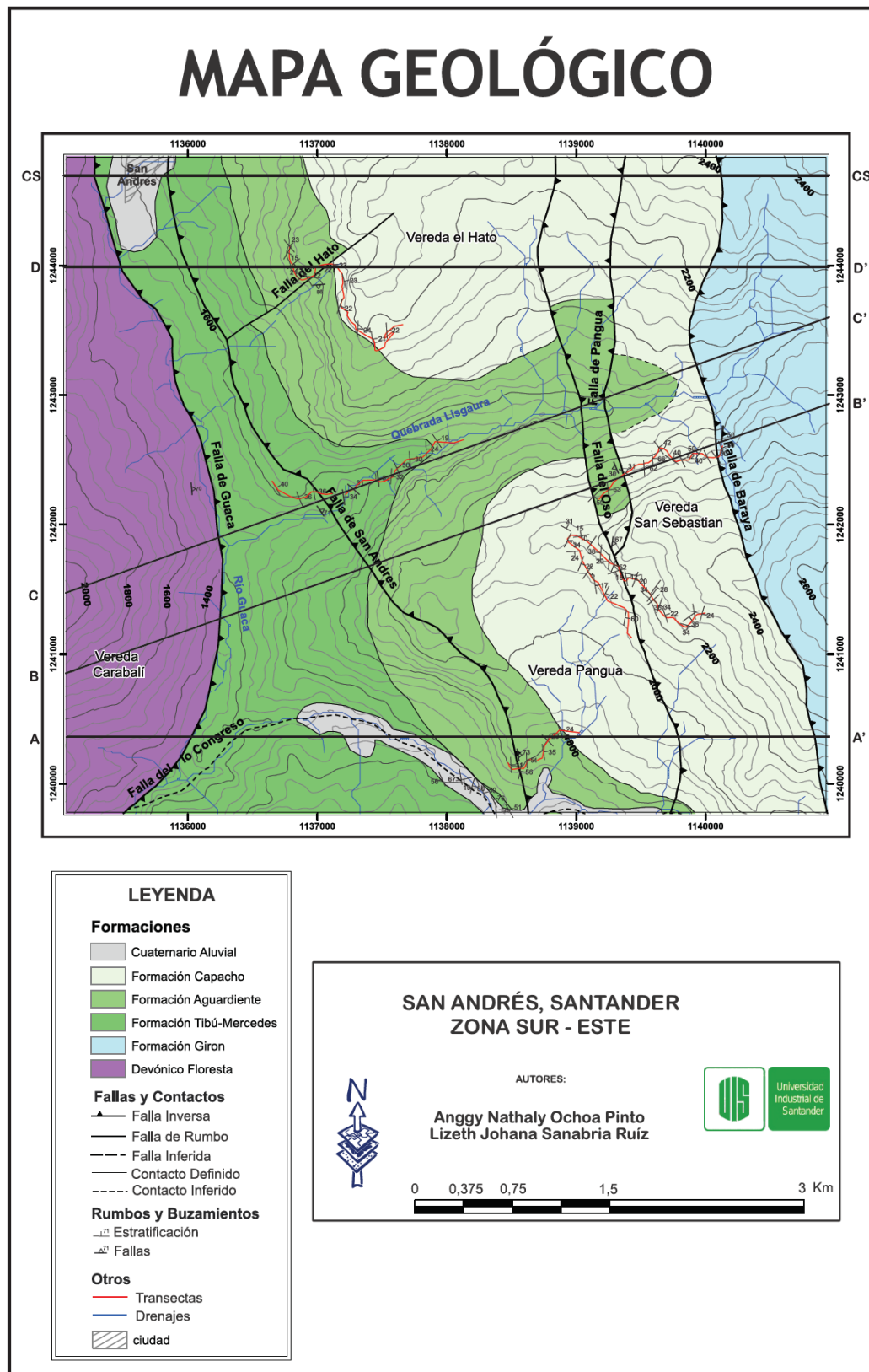


Figura 30. Mapa Geológico del área estudiada.



Figura 31. Formaciones caracterizadas, a) Formación Tibú-Mercedes, b) Formación Aguardiente, c) Formación Capacho.

La Figura 32, corresponde a una foto panorámica vista del punto conocido como La Mina en la vereda El Hato de Caballeros, que está a una altura de 2170 m.s.n.m, muestra en sentido NE-SW las fallas involucradas en la evolución tectónica de esta región.

Las Fallas de Pangua y El Oso con una dirección NE-SW, La Falla San Andrés con dirección SE-NW, la Falla Guaca con dirección N-S y la Falla inferida del Rio Congreso con la variación E-O.



Figura 32. Vista panorámica de las fallas caracterizadas.

La Figura 33 corresponde a una panorámica tomada cerca de la Antena Movistar, en la vereda Mogotocoro a una altura de 2300 m.s.n.m. Esta muestra el llamado pandeo de la Falla Guaca que en esta vista tiene una dirección NW-SE e indica el contacto de esta con la Falla del Rio Congreso y la aflorante unidad Metamórfica. Se observa también la Falla del Hato con dirección O-E la cual es propuesta por las Autoras.



Figura 33. Vista panorámica de la vereda Mogotocoro.

Con la realización de la cartografía, se pudo identificar que el mapa geológico 121 Ward, D. y Goldsmith, R., 1977. Presentaba diferencias, respecto a lo evidenciado en campo por tal motivo se realiza la modificación del mismo. (Figura 34).

ANGGY OCHOA PINTO Y LIZETH SANABRIA RUÍZ, 2018

localidades un espesor entre los 100 a 150 m, así de esta manera se evidencia que en la región hay una disminución del espesor. Las facies con las que se presenta la formación es la típica facie roja, detrítica.” (P. 7).

Formaciones Cretácicas: Las unidades cretácicas aflorantes a lo largo del transecta entre Guaca y San Andrés son: (P. 9).

- ✓ Shales negruzcos.
- ✓ Areniscas y calizas arenosas a veces lumaquéllicas alternando con lutitas negruzcas, este nivel se traduce morfológicamente en el relieve por un sistema de graderías.
- ✓ Areniscas en bancos gruesos con finos niveles lutíticos intercalados, este conjunto se destaca como una masa de areniscas formando una cuesta única o más frecuentemente dos cuestas muy poco separadas entre sí.
- ✓ Areniscas en capas delgadas alternando con lutitas negruzcas.
- ✓ Calizas, calizas lumaquéllicas, calizas arenosas y algún nivel de arenisca de cemento calcáreo alternando con lutitas negruzcas.
- ✓ Lutita oscura, hojosa a veces arenosa alternando con finas capas de arenisca.
- ✓ Arenisca cuarzosa, en bancos gruesos con algunas capas conglomeráticas.

“En el Municipio de San Andrés los niveles de caliza arenosa se apoya directamente sobre la unidad metamórfica aflorante.” (P. 10).

b) Descripción de las Formaciones por Ward, D. et al, 1973:

Formación Floresta Metamórfico: “La sección completa no se ha observado en forma absoluta en ninguna parte, aunque la base de la formación puede hallarse al Sur-Oeste de Molagavita y San Andrés. En la sección localizada al Oeste del Municipio de San Andrés aflora conglomerado y cuarcita, estas litologías pueden ser basales. Más alto en la sección hay meta-areniscas, meta-limolita y filitas limosas.” (P. 53).

Formación Aguardiente: “Se establece por capas de arenisca glauconítica y calcárea extremadamente dura, que presenta estratificación cruzada y shale carbonaceo negro que se encuentra en capas delgadas al igual que unas calizas en la parte inferior. Una sección medida en la Quebrada Lisgaura al sur de San Andrés es de 388 metros de grueso, no tiene capas de caliza y contiene glauconita solamente cerca de la base” (P. 88).

c) Descripción de las Formaciones por Caballero, V. y Sierra, H., 1991:

Los autores caracterizan las formaciones Tibú-Mercedes, Aguardiente y Capacho en afloramientos pertenecientes a las zonas del Río Guaca, la Quebrada Lisgaura, las carreteras San Andrés - Pangote y San Andrés - El Hato que se encuentran aledañas al Municipio de San Andrés y que a su vez hacen parte de la plancha 121-III-D3 del IGAC.

Formación Tibú-Mercedes: Esta formación fue descrita en siete intervalos de los cuales se enunciarán los rasgos geológicos más importantes:

- *Intervalo uno:* Con un espesor de 110 metros. Se compone de rocas clásticas calcáreas de color oscuro, areniscas conglomeráticas calcáreas con conchas de bivalvos, areniscas de grano fino con glauconita detrítica bioturbada, micritas con venas rellenas de calcita,

lodolitas calcáreas con alto contenido de azufre que se manifiesta como una pátina amarilla. (P.20).

- *Intervalo dos:* Presenta un espesor de 46 m. Se definen como una secuencia de bioesparitas con fragmentos de conchas de bivalvos recristalizadas en calcita y una zona amplia de material cubierto. (P. 21).
- *Intervalo tres:* Con un espesor de 50 m. Están constituidos por areniscas de grano fino lodosas localmente carbonosas, lodolitas arenosas calcáreas fósiles con algo de materia orgánica, pirita autigénica y arenisca de grano fino micáceas masivas de tonalidad gris oscuras. (P.21).
- *Intervalo cuatro:* Tiene un espesor de 64m. Presenta una secuencia de rocas calcáreas con algunos niveles lodolíticos y arenosos, biomicritas con grandes conchas de bivalvos y ostreidos, niveles de areniscas lodosas calcáreas bioturbadas y areniscas de grano fino glauconíticas con cemento calcáreo. (P.21).
- *Intervalo cinco:* Presenta espesor de 75m. Está compuesto por lodolitas carbonosas, lodolitas calcáreas y areniscas de grano fino a muy fino con cemento calcáreo. (P.22).
- *Intervalo seis:* Con espesor de 60 m. La litología corresponde a esparitas ligeramente fosilíferas, lodolitas carbonosas con pirita autigénica, areniscas lodosas de grano fino calcáreas y areniscas de grano muy fino glauconíticas bioturbadas. (P.22).
- *Intervalo siete:* Tiene espesor de 15m. Representa una transición hacia la Formación Aguardiente, corresponde a arenisca de grano medio glauconíticas intercaladas con lodolitas negras y areniscas de grano fino cuarzosas. (P.23).

Formación Aguardiente: Esta formación fue descrita en cinco intervalos en los cuales se enunciarán los rasgos geológicos más importantes:

- *Intervalo Uno:* Con un espesor de 93 metros. Su litología corresponde a areniscas de grano fino a medio glauconíticas intercaladas con láminas de lodolitas carbonosas arenosas enriquecidas en micas, areniscas de grano medio y areniscas de grano grueso a conglomeráticas con estratificación cruzada en artesa, areniscas de grano fino a gruesos con estratificación cruzada planar y tangencial. (P.23).
- *Intervalo Dos:* Con espesor de 75 metros. Está compuesto de intercalaciones de lodolitas carbonosas, lodolitas fisiles y areniscas de grano fino a medio con laminación ondulosa. (P.24).
- *Intervalo tres:* Presenta espesor de 112 metros. Compuesto por conglomerados arenosos que gradan hasta areniscas de grano fino y areniscas de grano grueso. (P.24).
- *Intervalo cuatro:* Tiene espesor de 43 metros. La litología corresponde a arenisca de grano grueso, areniscas de grano muy grueso con estratificación cruzada, areniscas de grano fino con laminación ondulosa, lodolitas gris y areniscas desde grano fino hasta grueso con estratificación en artesa. (P.25).
- *Intervalo Cinco:* Con espesor de 77 metros. Está constituido por lodolitas carbonosas micáceas intercaladas con arenisca de grano muy grueso hasta grano fino, el mayor espesor del intervalo se encuentra cubierto hacia la parte superior. (P.25).

Formación Capacho: Esta formación fue descrita en cinco intervalos de los cuales se enunciarán los rasgos geológicos más importantes:

- *Intervalo Uno:* Tiene un espesor de 26 metros. Su litología corresponde a lodolitas muy fisiles, algunos niveles de areniscas fosfáticas y areniscas de grano muy fino lodosas. (P.26).
- *Intervalo dos:* Con un espesor de 38 metros. Está compuesto por intercalaciones de estratos muy delgados de areniscas oolíticas fosfáticas, areniscas de grano muy fino. (P.26).
- *Intervalo tres:* Con espesor de 74 metros. Formado por una secuencia de lodolitas muy fisiles y lodolitas ligeramente arenosas. (P.27).
- *Intervalo Cuatro:* Con un espesor de 110 metros. Consta de lodolitas físis arenosas masivas con fósiles de bivalvos, areniscas de grano fino a muy fino glauconíticas y areniscas de grano muy fino lodosas. (P.27).
- *Intervalo cinco:* Tiene un espesor de 66 metros. Su litología corresponde a areniscas de grano fino, areniscas de grano medio y lodolitas físis. (P.27).

El contacto entre estas formaciones está dado por las siguientes características:

I. *Contacto entre las Formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente:*

El contacto entre las Formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente los autores lo determinan como transicional, el cual es evidenciado por una sucesión de lodolita gris físil seguido por arenisca fina lodosa (80% Qza, 20% lodo), el tope lo componen lodolitas grises con lentes de arenisca de grano medio de tonalidad blancuzca que presentan un espesor de 5 cm. El contacto entre estas formaciones se caracteriza por ser de tipo gradacional, siendo su espesor de 3 m.

Seguidamente se encuentra una capa de arenisca de grano fino a medio moderadamente calibrada glauconítica en capas desde 5 a 25 cm de espesor acuñadas e intercaladas en capas de lodolitas carbonosas arenosas de 5 a 10 cm de espesor enriquecidas en mica (90% Qza, 10% glauconita), que comprende un espesor de 4.9 m. Como se puede evidenciar en la Figura 35.

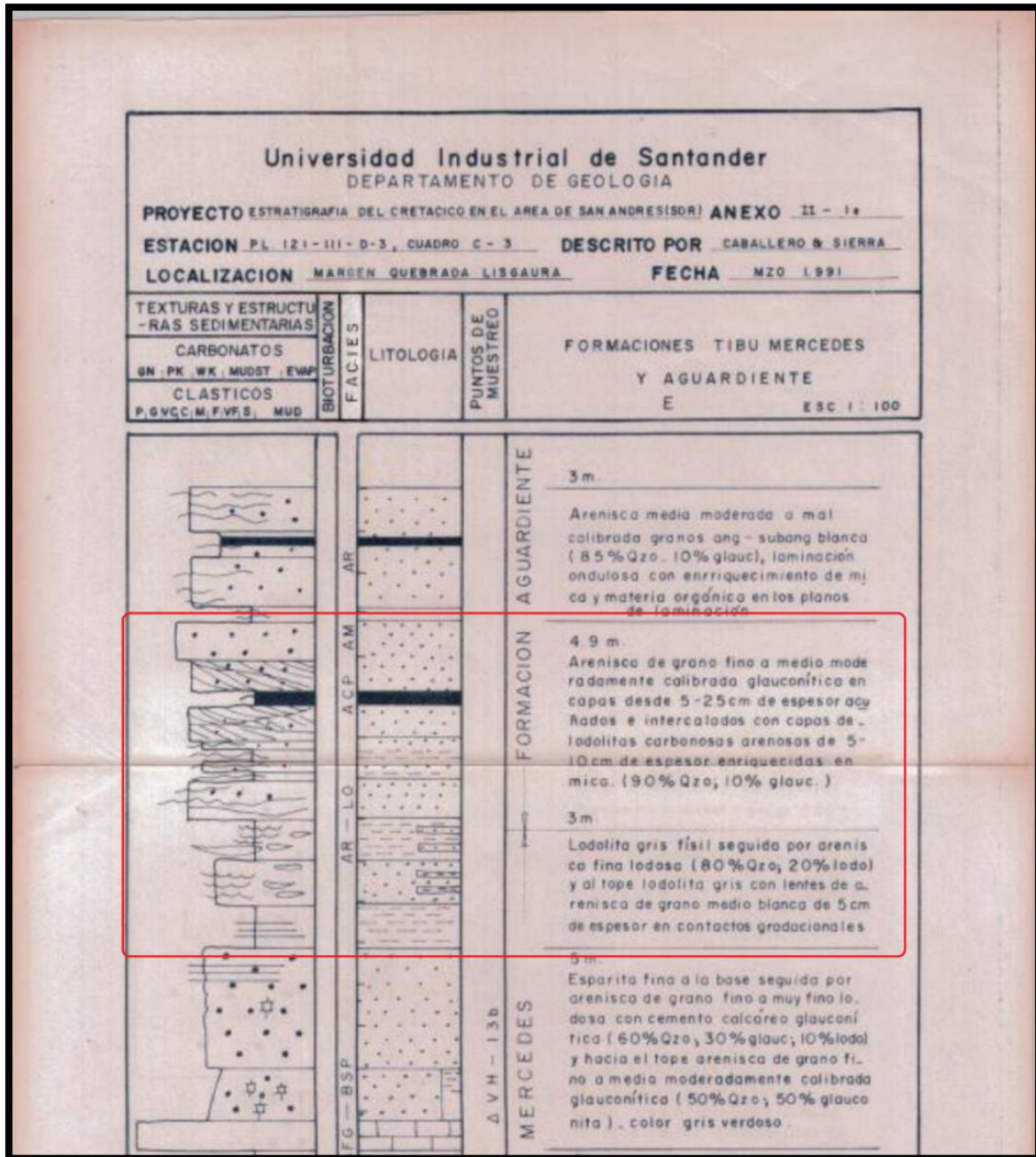


Figura 35. Descripción y tipo de contacto entre las Formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente. Adaptado de Caballero, V. y Sierra, H., 1991.

d) Aporte realizado por las autoras:

Se analizan las secciones levantadas por Caballero, V. y Sierra, H., 1991. Para esto se tienen en cuenta las transectas utilizadas por dichos autores, en las cuales se corroboran los espesores y la litología de las Formaciones Cretácicas aflorantes en el área de estudio, mediante el método de bastoneo.

Formación Tibú-Mercedes: Se corroboran los espesores y las características litológicas de las capas de la formación en la transecta de la vía que comunica al Municipio de San Andrés con el puente vehicular de la Quebrada Lisgaura, además de la transecta de la Quebrada Lisgaura aguas arriba.

El proceso se llevó a cabo a partir del kilómetro 44 de la vía que conduce al municipio de Málaga con Curos. Para esta formación se pudo determinar que la columna estratigráfica realizada por Caballero, V. y Sierra, H., 1991 corresponde con los espesores y la caracterización litoestratigráfica determinada para la zona en la cual se tuvo en cuenta las capas de caliza, shales, areniscas calcáreas y calizas arenosas, además de la presencia e intensidad de la glauconita pues se determinó que eran fundamentales para establecer el espesor de la formación. Por tal hecho no se realiza ningún cambio a lo propuesto.

Formación Aguardiente: El estudio para esta formación se realizó en la transecta de la Quebrada Lisgaura aguas arriba, luego de la zona de contacto con la Formación Tibú-Mercedes y en la transecta que comunica al Municipio de San Andrés con la Vereda el Hato de Caballeros.

Para esta formación se tuvo en cuenta las características litoestratigráficas, el espesor de las capas y las estructuras primarias que se evidenciaban a lo largo de las transectas, de tal manera

que estos criterios fuesen concordantes al momento de correlacionar la columna estratigráfica con lo observado en campo.

Con la Formación Aguardiente al igual que con la Formación Tibú-Mercedes el trabajo postulado por Caballero, V. y Sierra, H., 1991, se encuentra concordante, por tal motivo no se realiza modificación alguna.

Formación Capacho: Para esta formación los autores mencionados realizaron la sección en la transecta que Comunica al Municipio de San Andrés con la Vereda el Hato de Caballeros, más exactamente hasta el punto conocido como La Mina.

Para la Formación Capacho se tuvo en cuenta además de las características litoestratigráficas y los espesores de las capas, el incremento del contenido de fosfatos en las areniscas, pues a partir de ellos se inicia el cambio de la Formación Aguardiente a la Formación Capacho según lo descrito por Caballero, V. y Sierra, H., 1991. Para esta formación también se pudo comprobar que lo postulado por los autores mencionados cumple con lo establecido en campo.

Cabe aclarar que el análisis realizado en este capítulo no incluye los contactos entre las formaciones estudiadas, por tanto, las relaciones que existen en el cambio de estas se estudiarán a continuación.

7.2. Tipo de contacto infra y suprayacente de la formación aguardiente

La determinación del tipo de contacto Infra y Suprayacente de la Formación Aguardiente se realizó teniendo en cuenta los planteamientos realizados por diferentes autores para el área.

7.2.1. Contacto Formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente

Para el análisis del contacto infrayacente, se analizó la transecta de la Quebrada Lisgaura aguas arriba a aproximadamente 1.5 km desde el puente vehicular que cruza la misma.

Este se pudo determinar a partir de las interpretaciones y conclusiones estratigráficas realizadas por Caballero, V. y Sierra, H., 1991, en las que se establece que las capas que corresponden al tope de la Formación Tibú-Mercedes presentan disminución del contenido de glauconita, del porcentaje de carbonatos y del registro fósil en las rocas aflorantes y por ende la aparición de capas de Cuarzoarenitas con cemento silíceo que corresponden al inicio de la Formación Aguardiente.

Este contacto se define como transicional, pues se evidencia en el tope de la Formación Tibú-Mercedes intercalaciones de capas de areniscas que presentan cemento con contenido de carbonatos y capas de arenisca que presentan cemento silíceo que a su vez se encuentran intercaladas con capas de lodolita shale, donde las capas de arenisca con cemento silíceo presentan espesores no superiores a los 0,5 m además de la disminución en el contenido de glauconita respecto a las que presentan cemento carbonatado, reflejándose de esta manera la transición a la Formación Aguardiente, descrita la base de esta unidad como Cuarzoarenitas con cemento silíceo que presenta un porcentaje no superior al 25% de glauconita. (Figura 37).

El espesor del contacto transicional es de 4 m, en el cual se evidencia que la geometría de las capas es ondulada paralela predominantemente hacia la base y plano paralelas hacia el tope las cuales presentan contenido de materia orgánica (Figura 38).

Esta zona presenta alto diaclasamiento y se observa además una falla con cinemática inversa localizada solo en este sector de la transecta, pues no registra más área de influencia. El

ANGGY OCHOA PINTO Y LIZETH SANABRIA RUÍZ, 2018

movimiento de la falla presenta un desplazamiento de aproximadamente 0,3 m, sin embargo, no representa un cambio sustancial en la zona de contacto entre las dos formaciones.

El desplazamiento de la falla inversa se observa en la Figura 38 y 39, la cual tiene un dato estructural de 156/15.

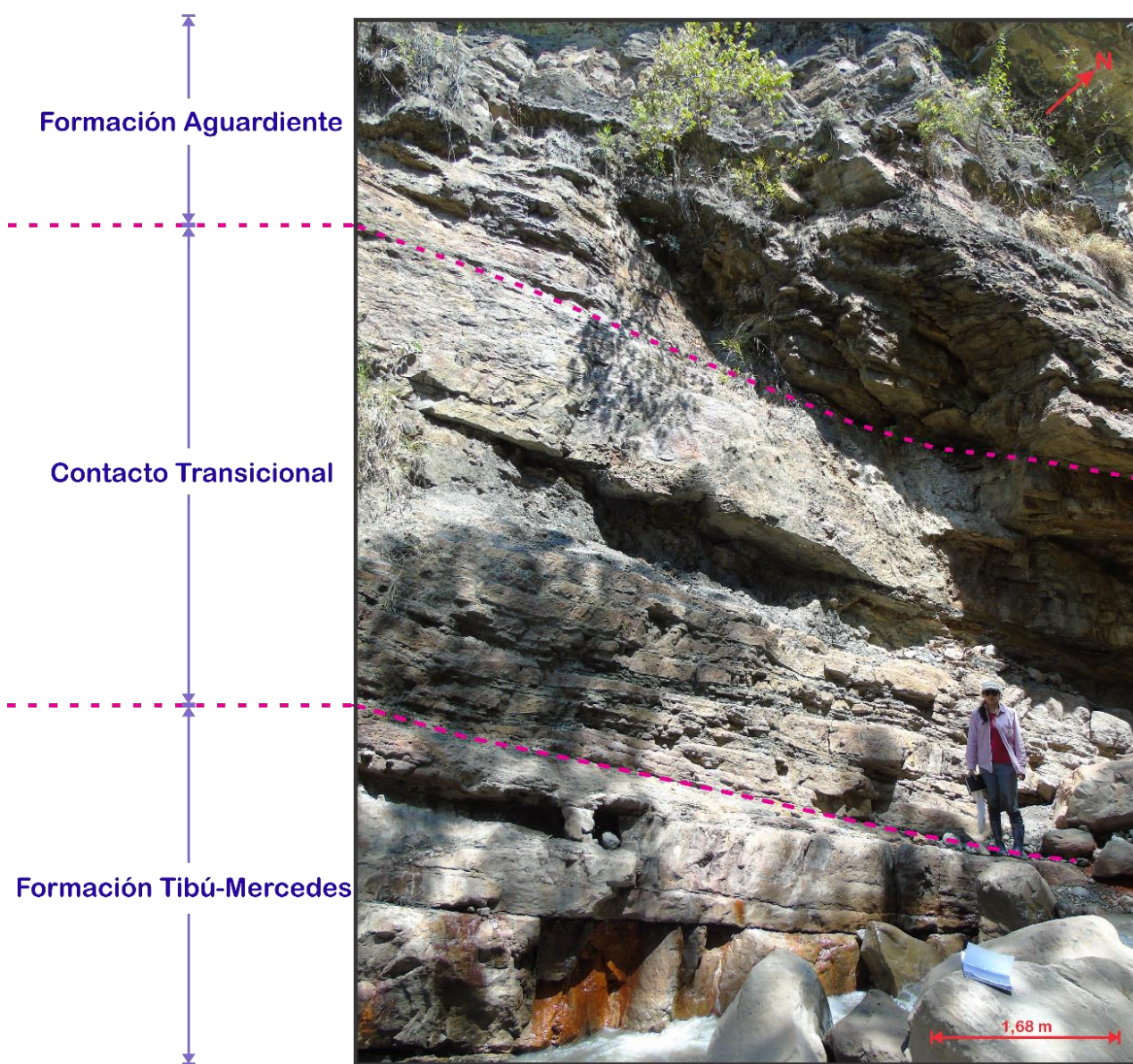


Figura 37. Transición de la Formación Tibú-Mercedes a la Formación Aguardiente.



Figura 38. Capas con contenido de materia orgánica del contacto transicional.

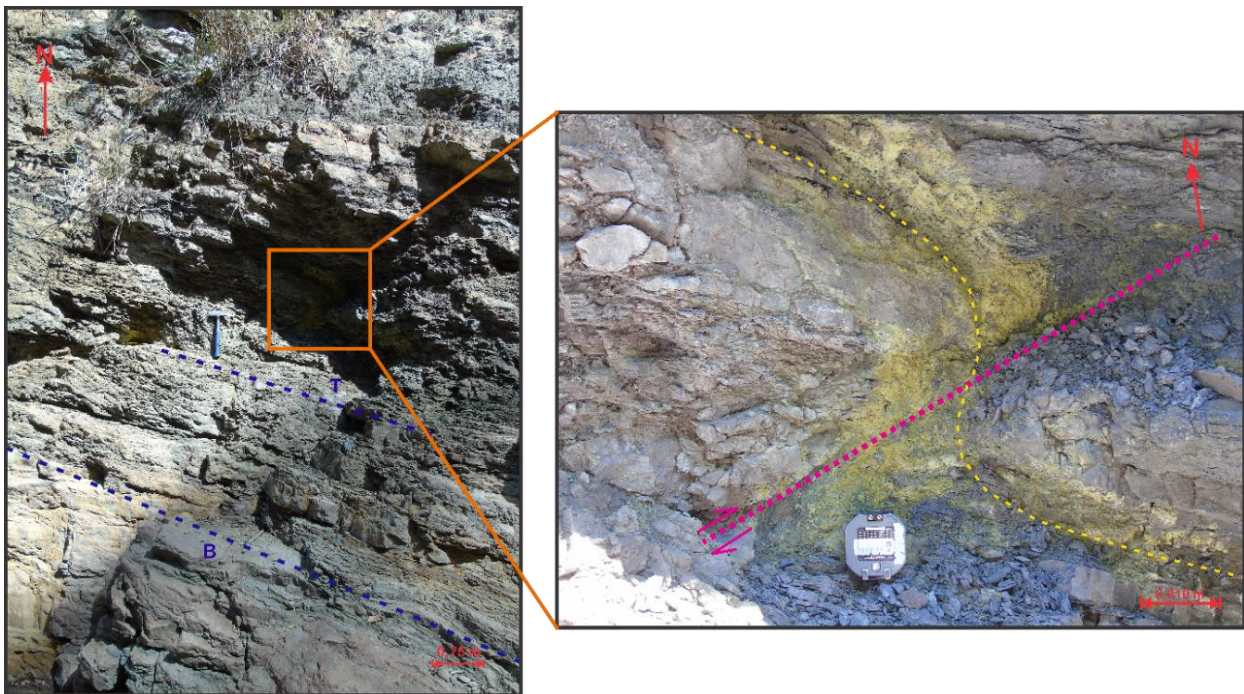


Figura 39. Falla con desplazamiento inverso, localizada en la zona de contacto.

7.2.2. Contacto Formaciones Aguardiente y Capacho

El análisis del contacto suprayacente de la formación Aguardiente se realizó en la transecta del tramo 5.

Esta se determinó a partir de los análisis estratigráficos realizados por Caballero, V y Sierra, H., 1991, para la zona en la que describen que la base de la Formación Capacho está constituida por areniscas que tienen contenido de fosfatos siendo este criterio fundamental para identificar el cambio entre las dos formaciones ya mencionadas.

Se realizó el análisis a partir del tope de la Formación Aguardiente a partir del compuesto Ácido Nítrico + PO_4 el cual es usado para prueba de fosfatos en campo, esta prueba consiste en aplicar sobre la roca sin erosión unas gotas de Ácido Nítrico sobre unos gramos de Molibdato de Amonio, el resultado que se obtiene es analizado a partir del cambio de color del Molibdato de Amonio, si cambia a tono amarillo significa que la roca tiene contenido de fosfatos entre más intenso sea el color mayor será el porcentaje de fosfato que contiene la roca, pero si por el contrario no cambia de tonalidad, continua de color blanco es porque la roca no presenta contenido de fosfatos en su composición.

Con base en lo anterior se observó el cambio composicional de las areniscas, en donde las areniscas del tope de la Formación Aguardiente reaccionaban presentando un leve cambio en el color del compuesto, lo que indica una mínima presencia de fosfatos. De esta manera el contenido de fosfatos en las rocas de la Formación Aguardiente (Figura 40), contacto transicional entre las dos formaciones hasta la base de la Formación Capacho evidenciaban un aumento progresivo indicando esto el paso de una formación a la otra, pues su tonalidad a medida que se realizaba la prueba se iba haciendo más intensa, siendo este el primer criterio para este análisis.



Figura 40. Tope de la Formación Aguardiente.



Figura 41. Zona transicional o Contacto Transicional entre la Formación Aguardiente y la Formación Capacho.



Figura 42. Base de la Formación Capacho.

El segundo criterio en el análisis del contacto entre las dos formaciones fue la descripción litológica en campo de las unidades. Para este análisis se tuvo en cuenta que el tope de la Formación Aguardiente está compuesto por areniscas de grano que varían de medio a fino las cuales presentan cemento silíceo, mientras que en las areniscas que componen la base de la Formación Capacho varía de medio a grueso y presentan cemento calcáreo, con lo cual también se pudo identificar la variación de la composición, pues el contenido de carbonatos también incrementa a medida que se va generando el cambio de formación.

De esta manera se puede observar que el contacto entre las dos formaciones corresponde a uno de tipo transicional (Figura 41), teniendo este un espesor de 3.5 m.

Por otro lado, la base de la Formación Capacho está descrita como areniscas de grano grueso con cemento silíceo que presentan en su composición contenido de fosfatos, las cuales se encuentran suprayacidas por una capa de lodolita shale. Esto se corroboró en la transecta, además

se identificaron capas de calizas que se encuentran en el tope de las lodolitas shale, las cuales corroboran el ambiente marino en el que se depositó la Formación Capacho. Figura 42.

Estructuralmente se evidencia que el contacto se encuentra altamente diaclasado, donde las capas que lo componen presentan un buzamiento de alto ángulo debido a la influencia de la Falla San Andrés, pues esta se encuentra a una distancia no superior a los 200 m. Sin embargo, este contacto no se encuentra afectado significativamente, de tal forma que pueda hacer cambiar su naturaleza.

8. Geología Estructural

8.1. Estructuras

En el área se observaron diferentes estructuras, algunas de estas asociadas a la depositación y el posible ambiente en el cual se dio la sedimentación de las unidades estudiadas y otras siendo el resultado de los eventos tectónicos dados.

Estructuras Primarias.

Asociadas netamente al tiempo de deposición y formación de la roca. La estratificación es la estructura fundamental de toda roca. En el área estudiada existe una fuerte variación de esta en las diferentes unidades y para los diferentes tramos estudiados. Figura 43 y 44.

En cuanto a la Formación Tibú-Mercedes compuesta principalmente por calizas y lodolita (shale y compacta), presenta una estratificación moderadamente uniforme en la Quebrada y el tramo 1 en los cuales aflora. Se reconoce que las capas de esta unidad presentan una estratificación plano paralela (Tramo 1) y plano ondulada (Quebrada Lisgaura), donde los datos correspondientes de rumbo y buzamiento de los afloramientos distinguidos son 340/32 y 337/36 respectivamente.

La Formación Aguardiente se encuentra constituida principalmente por cuarzoarenitas con cemento silíceo. Esta formación tiene una amplia variación en cuanto a la estratificación, ya que estas unidades se encuentran fuertemente afectadas por las fallas presentes en el área.

Finalmente, la Formación Capacho compuesta por caliza, arenisca calcárea y lodolita a pesar de también sufrir un fuerte control estructural se distinguen tramos con una estratificación algo uniforme respecto a toda la unidad aflorante identificados en el tramo 3 con un valor de 341/22 y para el tramo 4, 358/21.

El diagrama de diedros muestra la orientación y posición de los tensores mayor y menor, σ_1 : 358/ 03 y σ_3 : 259/71 al cual están asociadas estas estructuras y que se dan según el evento deformativo dominante (Figura 45).

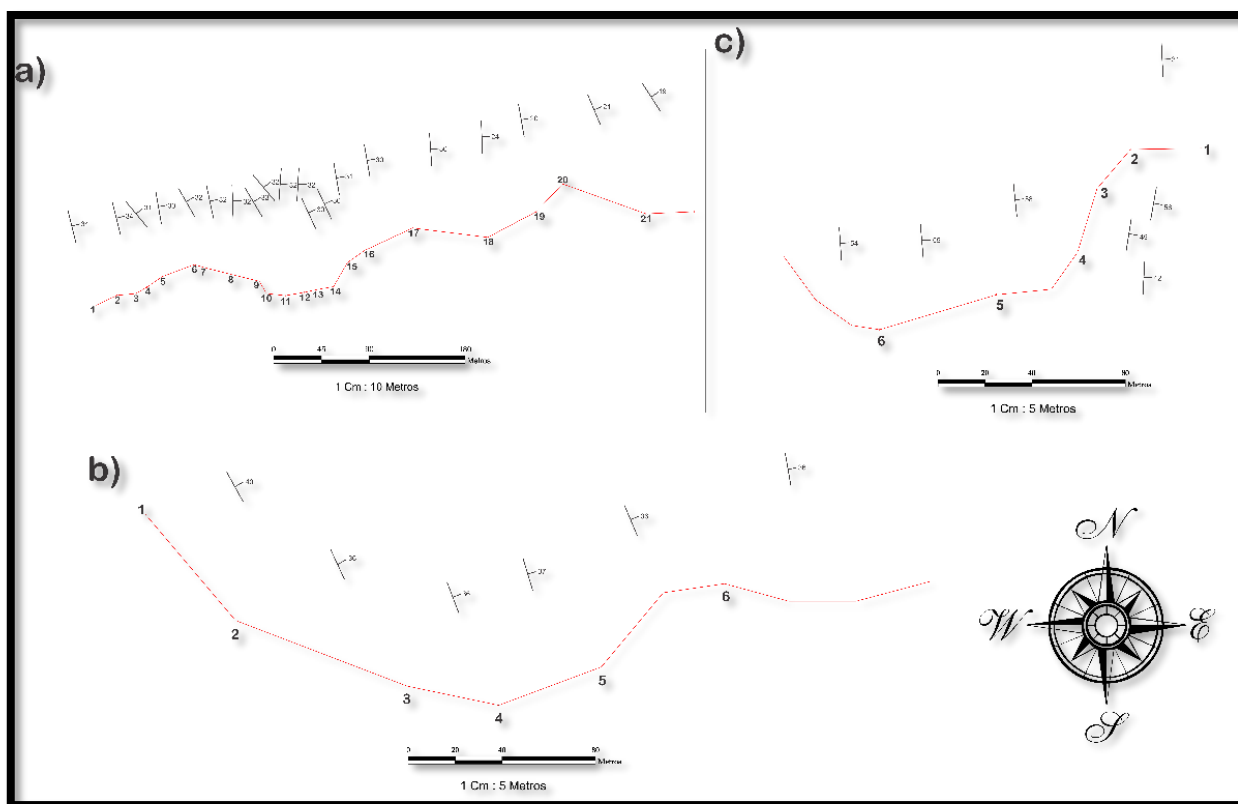


Figura 43. a) Tramo quebrada, correspondiente a las Formaciones Tibú-Mercedes (1-16) y Aguardiente (17-21), b) Tramo 1, Formación Tibú Mercedes, c) Tramo 2, Formación Aguardiente.

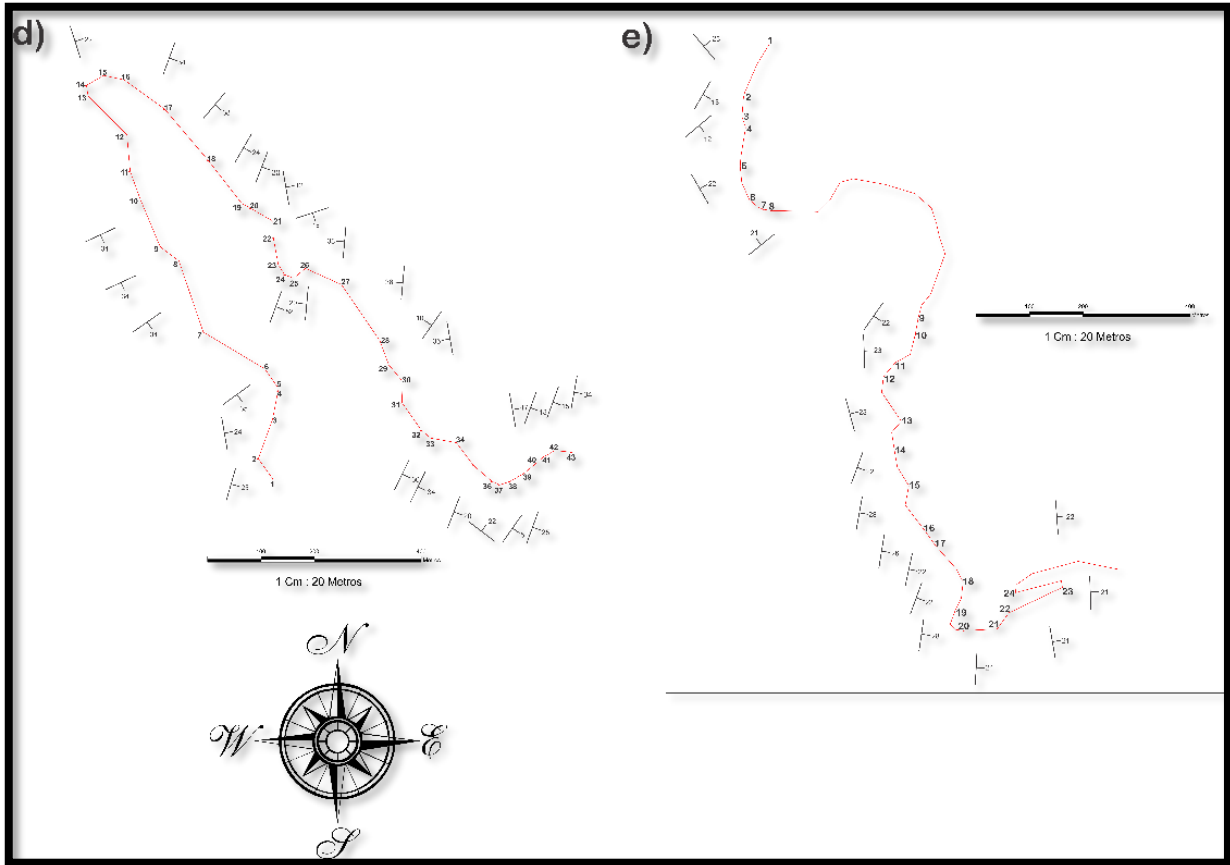


Figura 44. d) Tramo 3, Formación Capacho, e) Tramo 4, Formación Aguardiente (1-8), Formación Capacho (9-23).

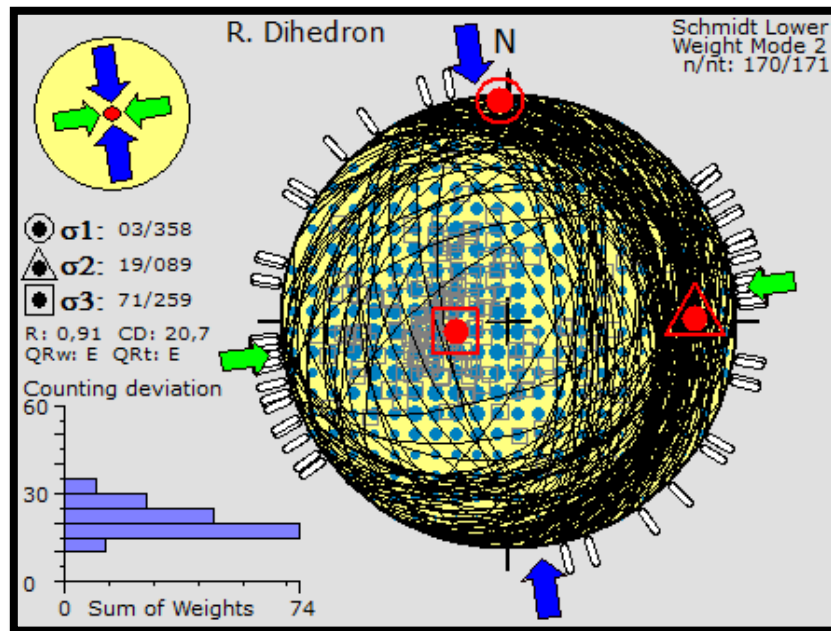


Figura 45. Diagrama de diedros rectos para la estratificación.

Estratificación Cruzada

Esta estructura es asociada generalmente a ambientes fluviales o de playa en los cuales la energía del agua o viento varía y permite su formación.

Reconocida en la Formación Aguardiente aflorante en los tramos de quebrada y en la carretera en el nombrado tramo 6, con mayor presencia en el primero de ellos.

En la quebrada la estratificación cruzada corresponde a 160/14, se observa hacia la base de la formación poco después del contacto transicional existe entre las formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente, cuya estratificación es 358/24, su espesor varía de 0,20 a 0,45 m (Figura 47) En el tramo 6 se localiza a una altura de 2160 m.s.n.m en la vereda San Sebastián, en una zona fuertemente afectada por fallas locales, inversa y/o de rumbo, se encuentra al tope de la formación. Los datos estructurales para la estratificación y estratificación cruzada son es 355/67 y 333/60 respectivamente. El espesor de las capas varía de 0,10 a 0,60 m. (Figura 46 y 47)

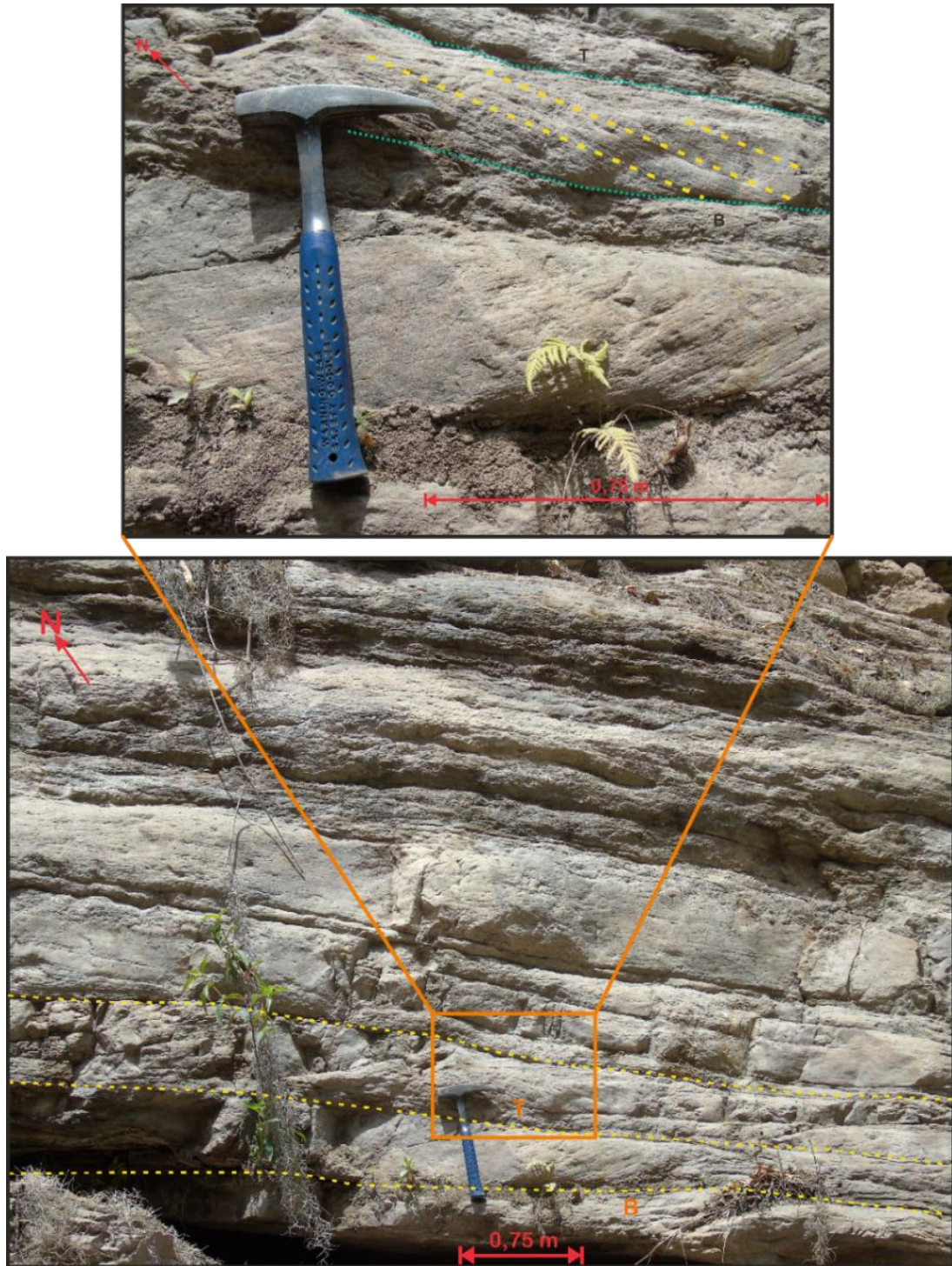


Figura 46. Estratificación Cruzada Tramo Quebrada Lisgaura.

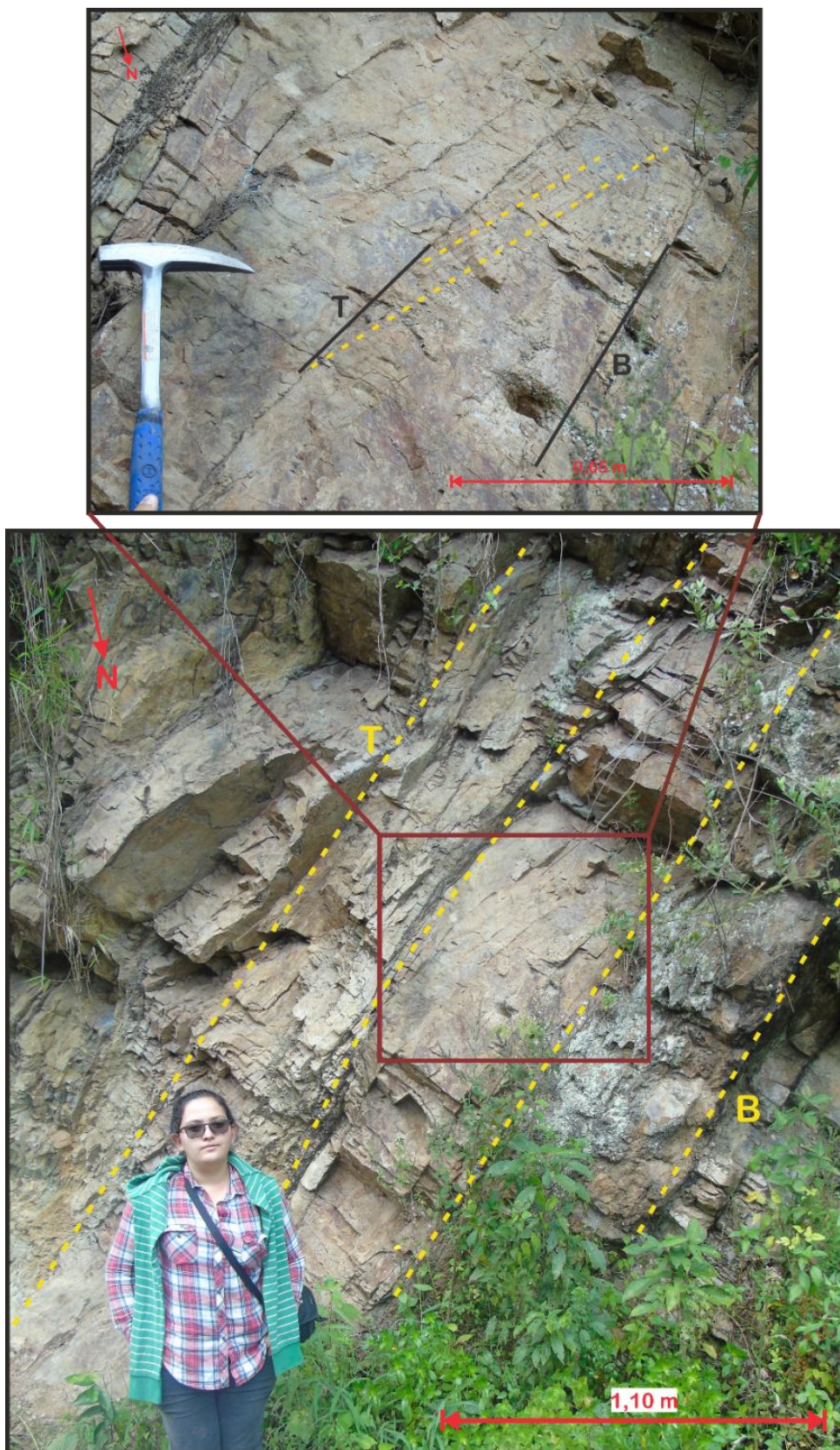


Figura 47. Estratificación Cruzada, tramo 6.

Estratificación Ondulada

Dada en la formación aguardiente, en la quebrada y el tramo 4 compuesta principalmente por cuarzo arenitas de grano fino a medio.

Reconocida en la quebrada hacia la base de la formación en capas que varían de 0,20m a 0,40 m y en el tramo 4 hacia el tope de ella en capas con variaciones de 0,08 a 0,25 m. (Figura 48 y 49).



Figura 48. Estratificación Ondulosa, Formación Aguadiente tramo 4.

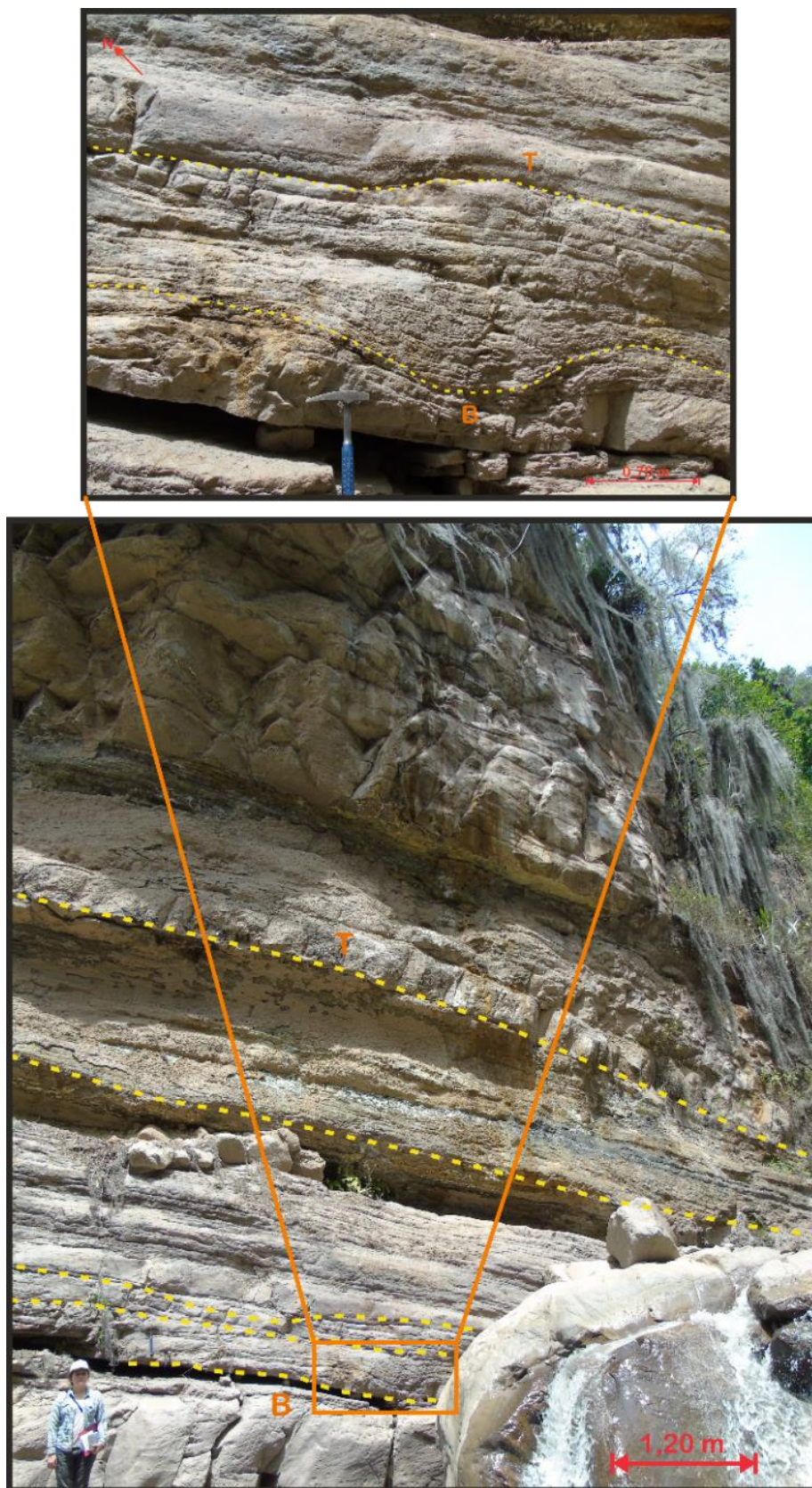


Figura 49. Estratificación Ondulosa en el tramo correspondiente a la Quebrada Lisgaura.

Nódulos y Concreciones

Asociados a las Formaciones de origen calcáreo, identificadas en Tibú-Mercedes en la Quebrada Lisgaura y en Capacho en el tramo 3.

Los nódulos identificados en la Formación Tibú-Mercedes son de tonalidad rojiza con una variación de sus tamaños de 0,04 a 0,12 m, posiblemente procedentes de la formación Girón, como lo describe Caballero, V y Sierra, H, 1991. (Figura 50).

Las concreciones identificadas se encuentran en las capas de lodolita sus dimensiones varían de 0,03 a 0,15 m en la Quebrada Lisgaura y en la Formación Capacho el tamaño promedio es 0,08 m. (Figura 51).



Figura 50. Formación Tibú-Mercedes capa de lodolita shale con Nódulos.

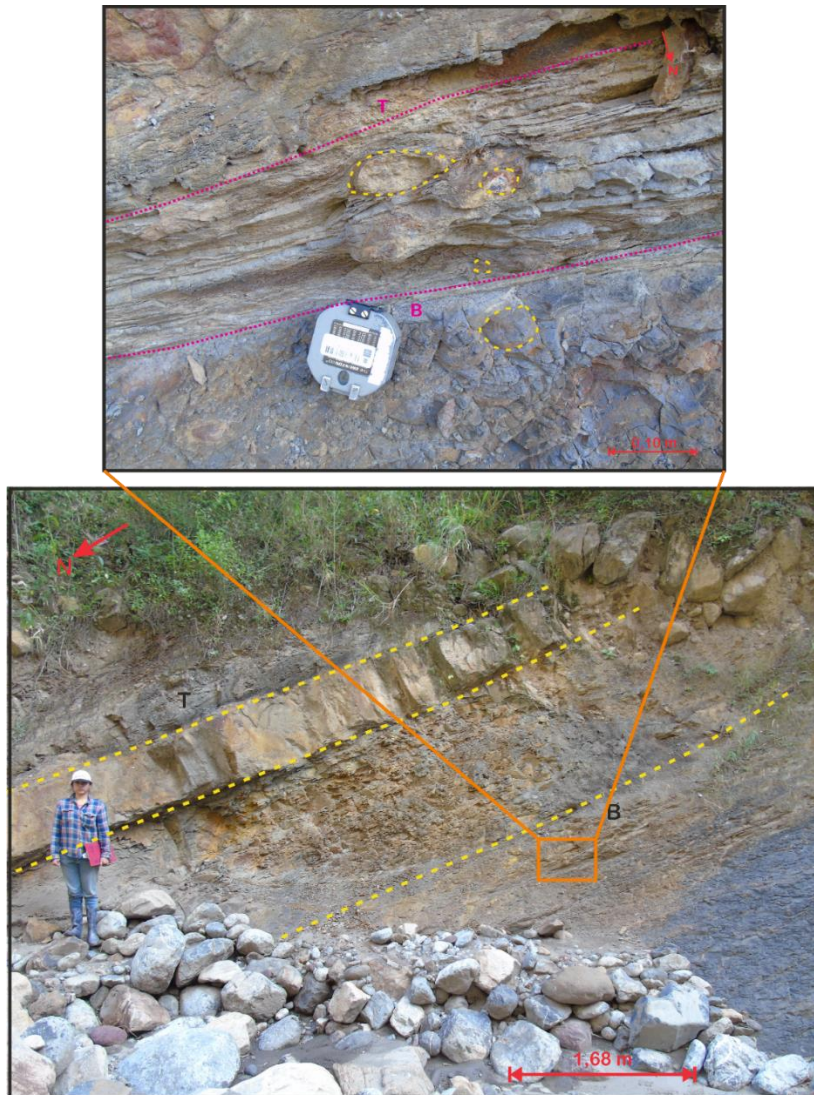


Figura 51. Formación Tibú-Mercedes capa de lodolita shale con concreciones.

Estilolitos

Estas estructuras se encontraron en diferentes tramos del área estudiada. (Figura 52).

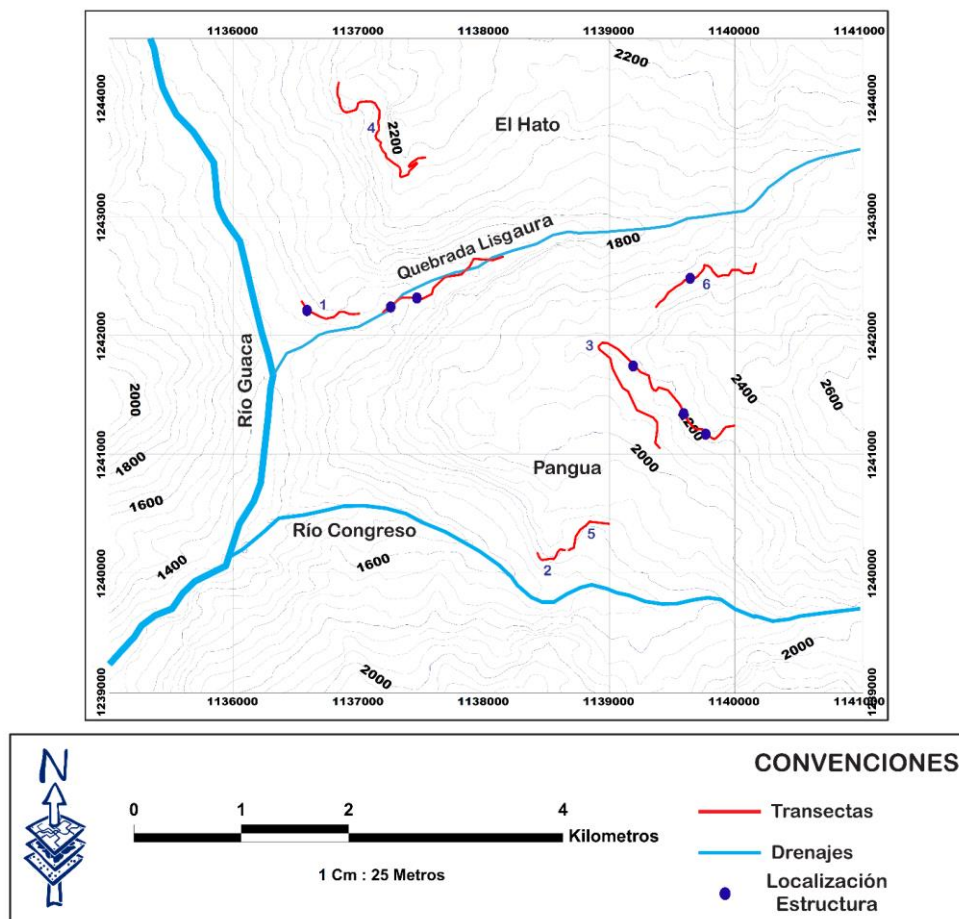


Figura 52. Mapa de localización Estilolitos.

Los estilolitos observados y caracterizados están casi paralelos a la estratificación lo que puede indicar que fueron generados por presión disolución de los componentes carbonatados pertenecientes a las formaciones Tibú-Mercedes y Capacho. Sus características físicas como la longitud varían de 0,40 a 0,70 m sin un mayor engrosamiento ni mayor separación de las llamadas agujitas. (Figura 53)

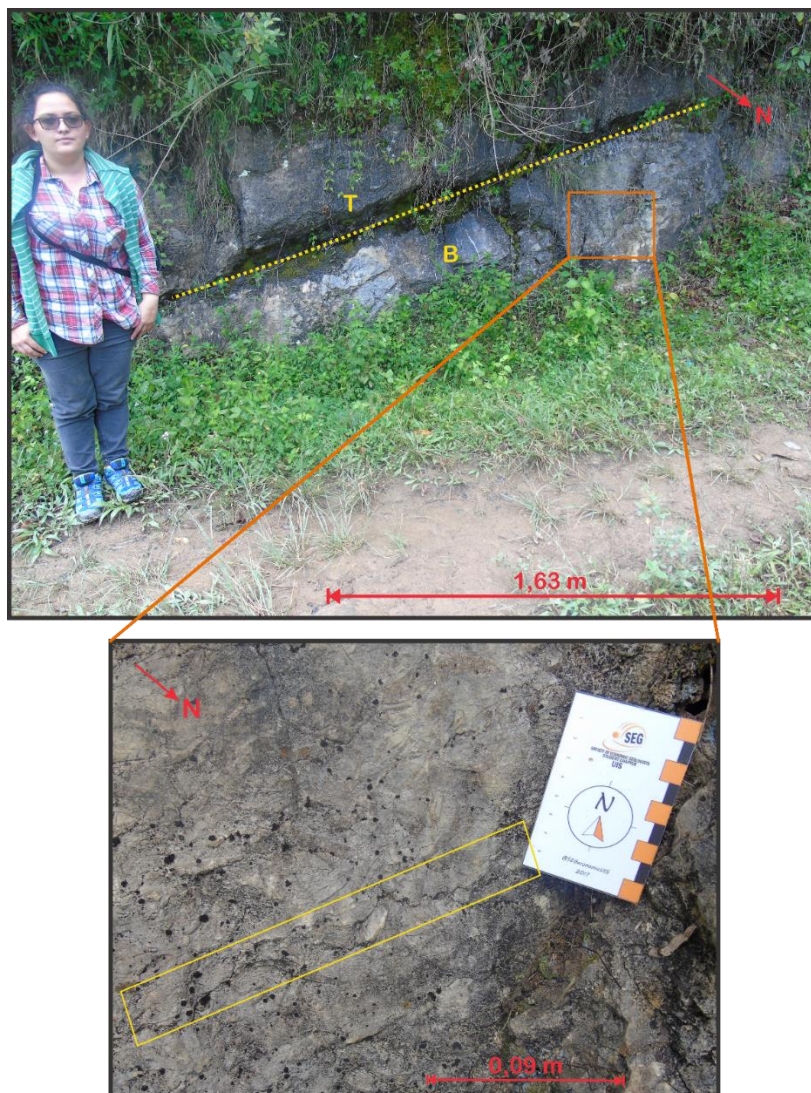


Figura 53. Capa de caliza (Formación Capacho) con un plano estilolítico.

Se tomaron 10 planos con rastro estilolítico, los cuales fueron analizados en campo tomando su respectivo dato y posteriormente procesando estos para su análisis estructural. El motivo de este fue mostrar en los planos y rosetas la dirección preferente de la estructura, que en este caso es NW-SE, y en los diagramas de contornos ver la distribución espacial de estos que es NE-SW. (Figura 54).

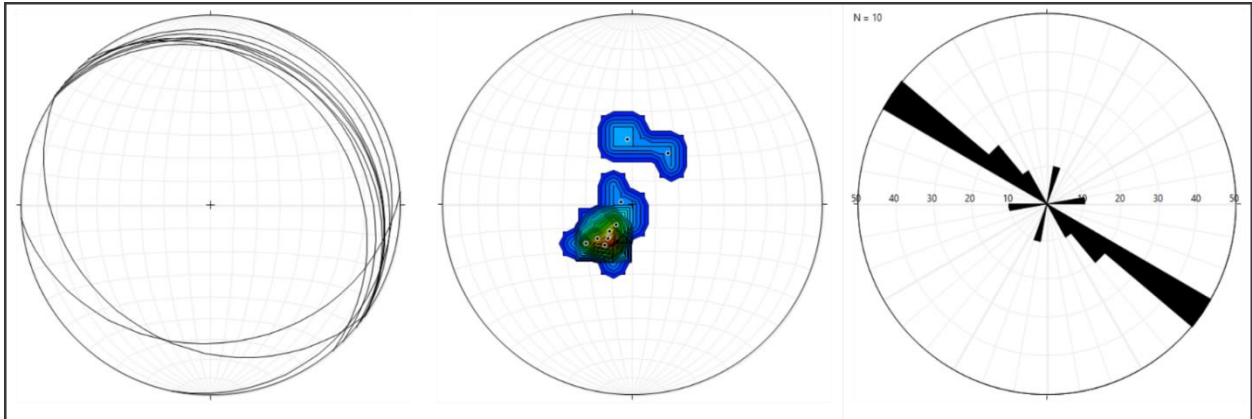


Figura 54. Estilolitos en Planos, Diagramas de Contornos y Rosetas.

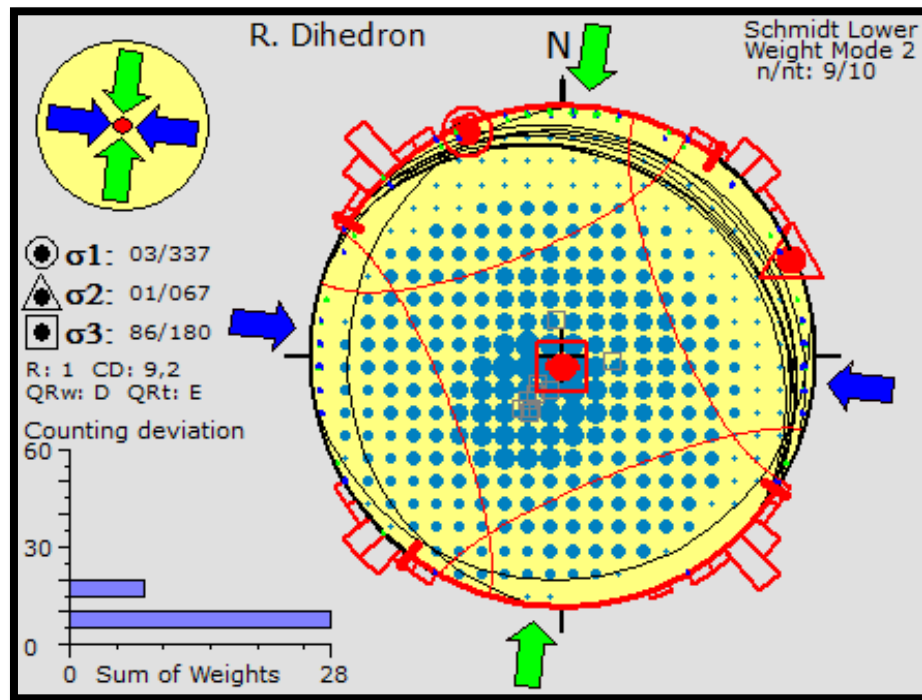


Figura 55. Diagrama de Diedros rectos, mostrando los valores individuales de los esfuerzos.

En cuanto al Diagrama de diedros rectos muestra la naturaleza extensiva de estos y el valor individual de cada uno de los esfuerzos siendo la dirección del máximo (σ_1) y mínimo (σ_3) de 240/76 y 123/07 respectivamente. (Figura 55).

Clivajes

Más específicamente clivaje de compactación y disyuntivos, se identificaron en las áreas asociadas a litología de lodolita shale (Figura 56). Para el análisis de estos fue necesario la toma de planos disyuntivos y de compactación asociados a la relación de estos con la estratificación, siendo perpendiculares y paralelos respectivamente. (Figura 57).

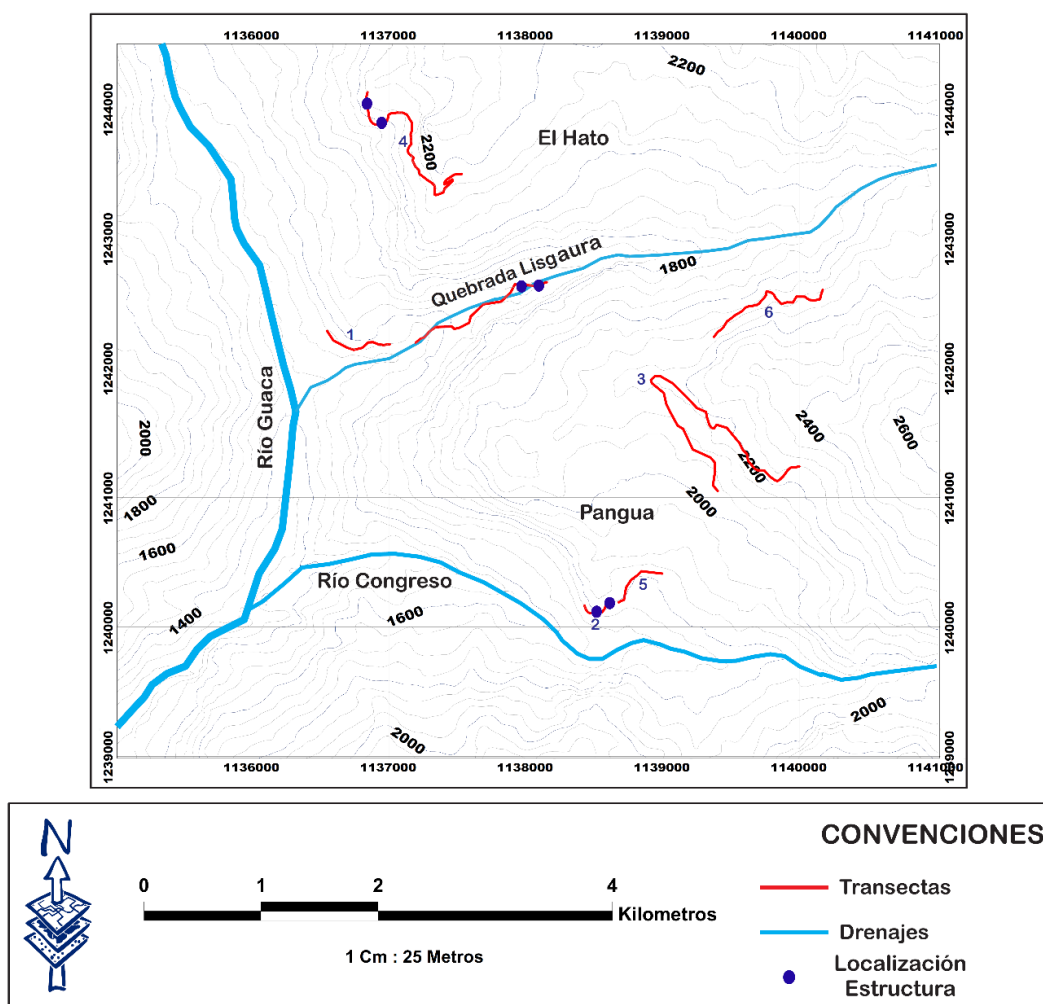


Figura 56. Localización clivajes.

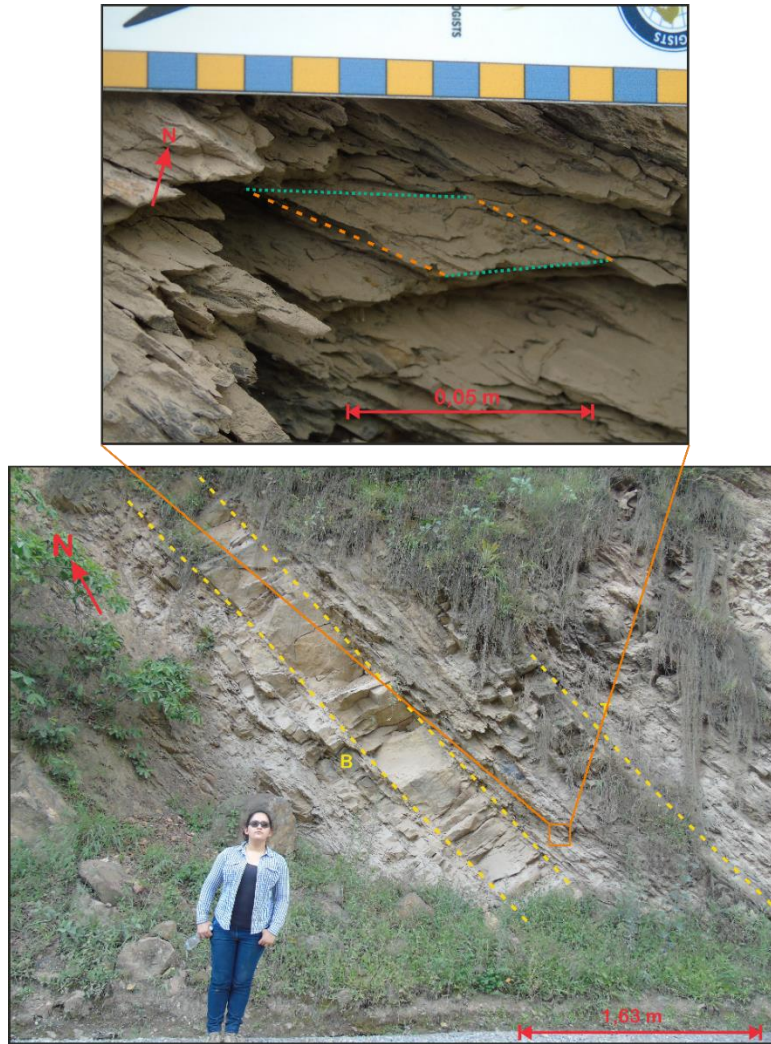


Figura 57. Clivajes en lápiz, plano de compactación 74/45 plano disyuntivo 335/60.

En cuanto a la dirección de formación los diez planos de clivajes no tienen un patrón distinguible, sus orientaciones están distribuidas por toda la falsilla de Smith. Figura 58.

El diagrama de diedros rectos, revela que la formación de estos está asociada a un tensor de esfuerzo compresivo siendo la dirección del σ_1 222/37 y σ_3 329/ 22. Figura 59.

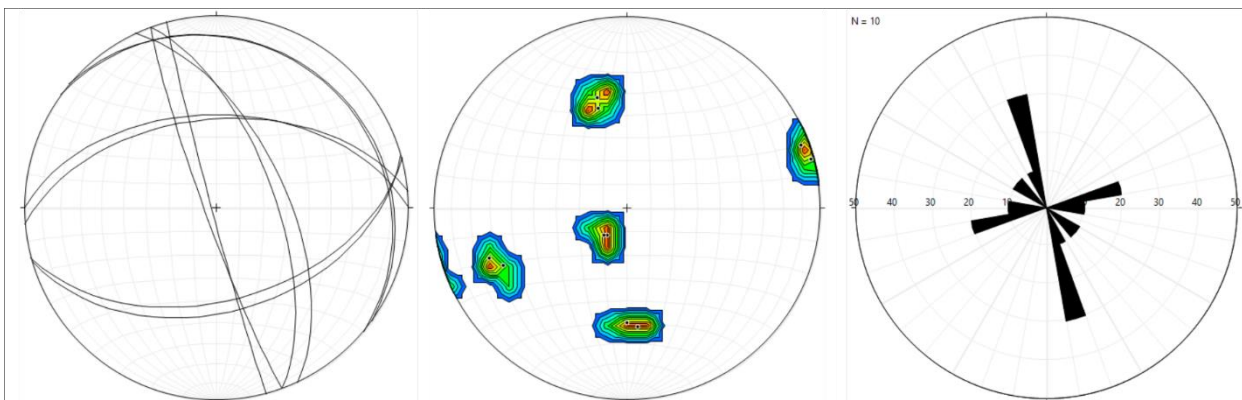


Figura 58. Clivajes en Planos, Diagramas de Contornos y Rosetas.

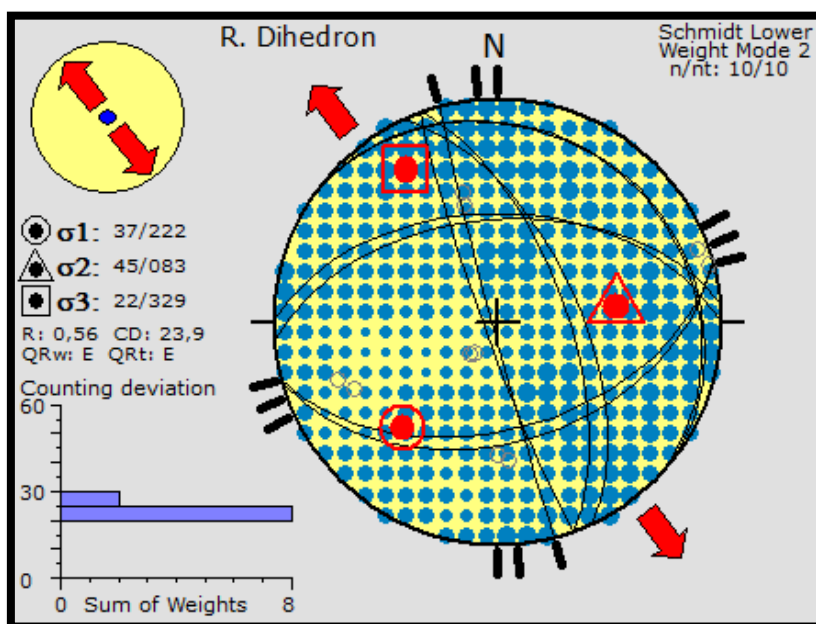


Figura 59. Diagrama de diedros para los clivajes.

Budines

Los tramos en los que se identificaron estaban asociados a capas intercaladas de lodolita shale (Figura 61) y lodolita arenosa. (Figura 60).

El registro de datos de esta estructura consistió en la toma de su eje horizontal correspondiente con la dirección de alargamiento y el eje vertical asociado al eje de tensión siendo este último el analizado en el software.

En el análisis de los doce datos en los planos y diagramas se identificó que no existe una orientación preferible, sin embargo, estos muestran zonas masivas en las direcciones NW-SE Y NE-SW.

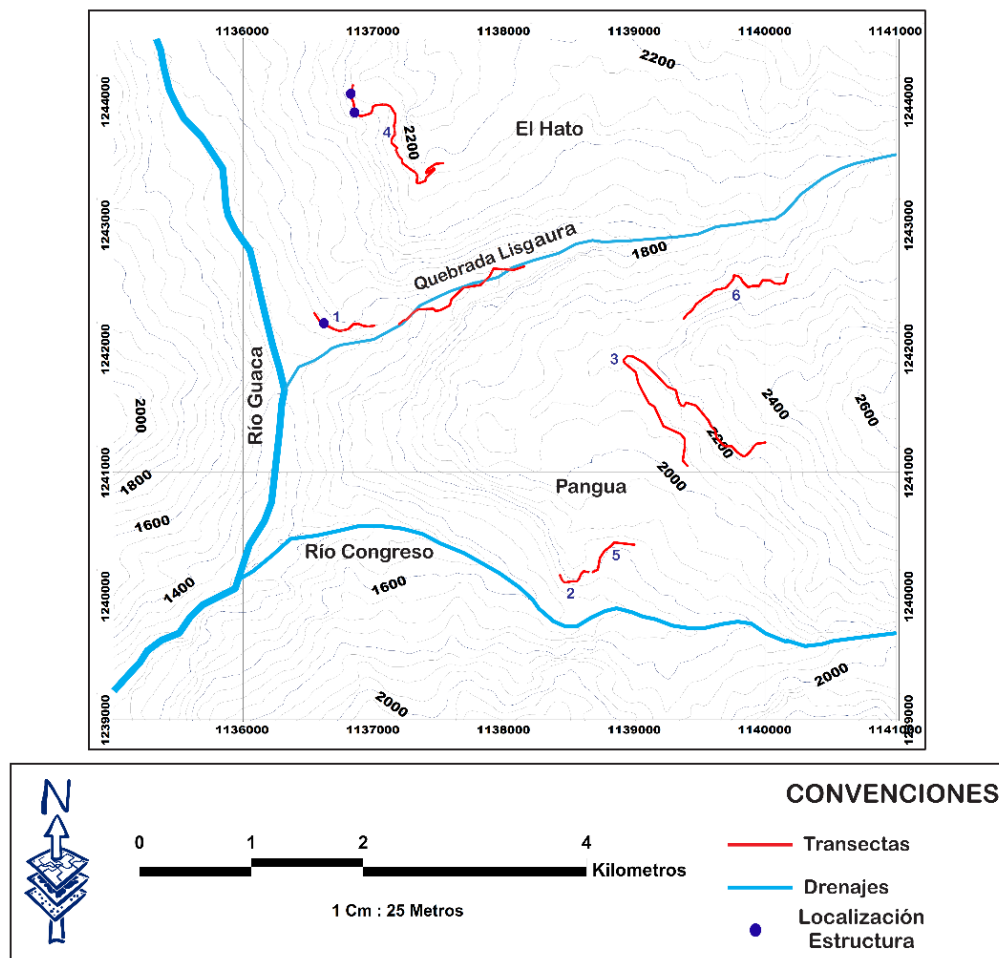


Figura 60. Localización de los budines.



Figura 61. Estructura de Budin afectada cizalla, observada en campo en el tramo 1.

El diagrama de contornos (Figura 62) muestra la naturaleza extensional a la cual están asociadas estas estructuras según la posición y dirección de sus esfuerzos, siendo σ_1 136/80 vertical y σ_3 340/09 horizontal. (Figura 63).

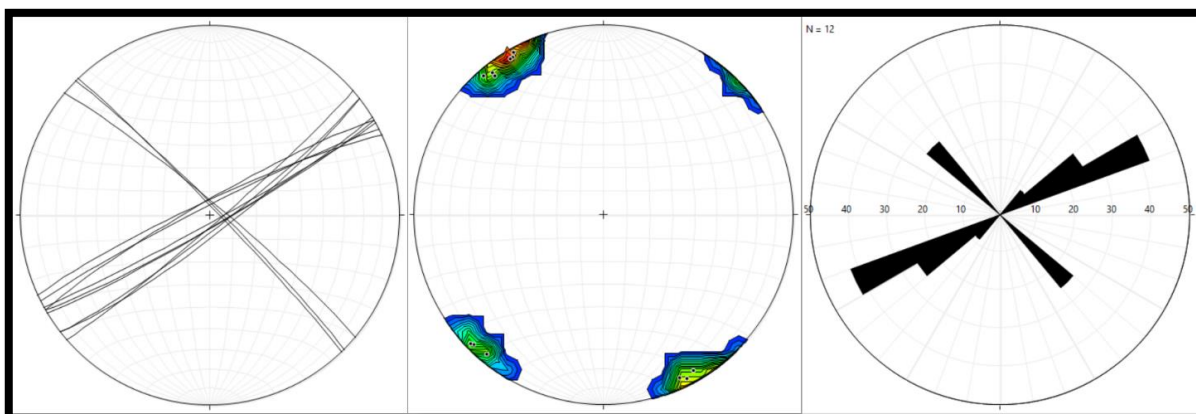


Figura 62. Budines en Planos y diagramas de contornos y rosetas.

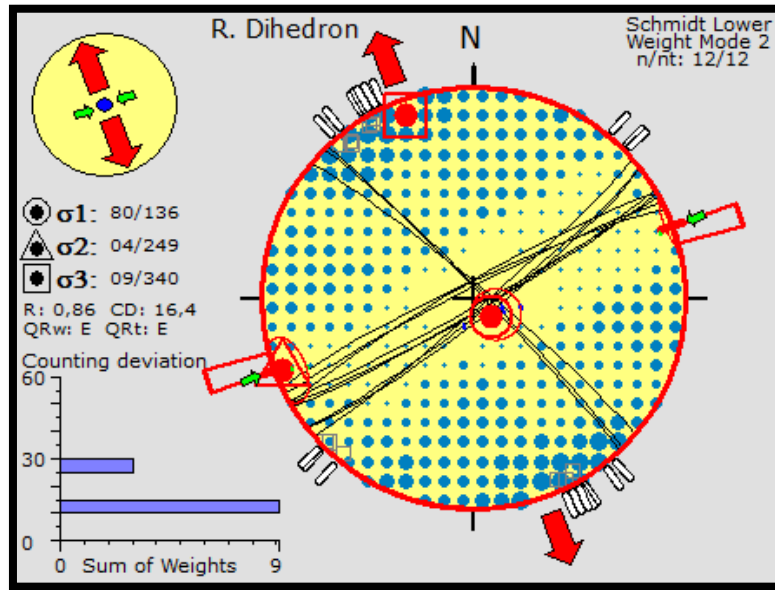


Figura 63. Diagrama de diedros rectos para budines.

Venas

Son fracturas de relleno mineral, en los tramos analizados todas estaban asociadas a capas de caliza y su relleno era calcita secundaria ya que este se debía a procesos de lavados dados en la misma. (Figura 65).

Se caracterizaron 55 venas de diferentes longitudes y grosores, en el tramo de quebrada estas características variaban de 0,10 a 1 m y 0,01 a 0,05 m respectivamente. Y en los tramos correspondientes a carretera estas no superaban los 0,20 m y su grosor promedio era 0,05 m. (Figura 64).

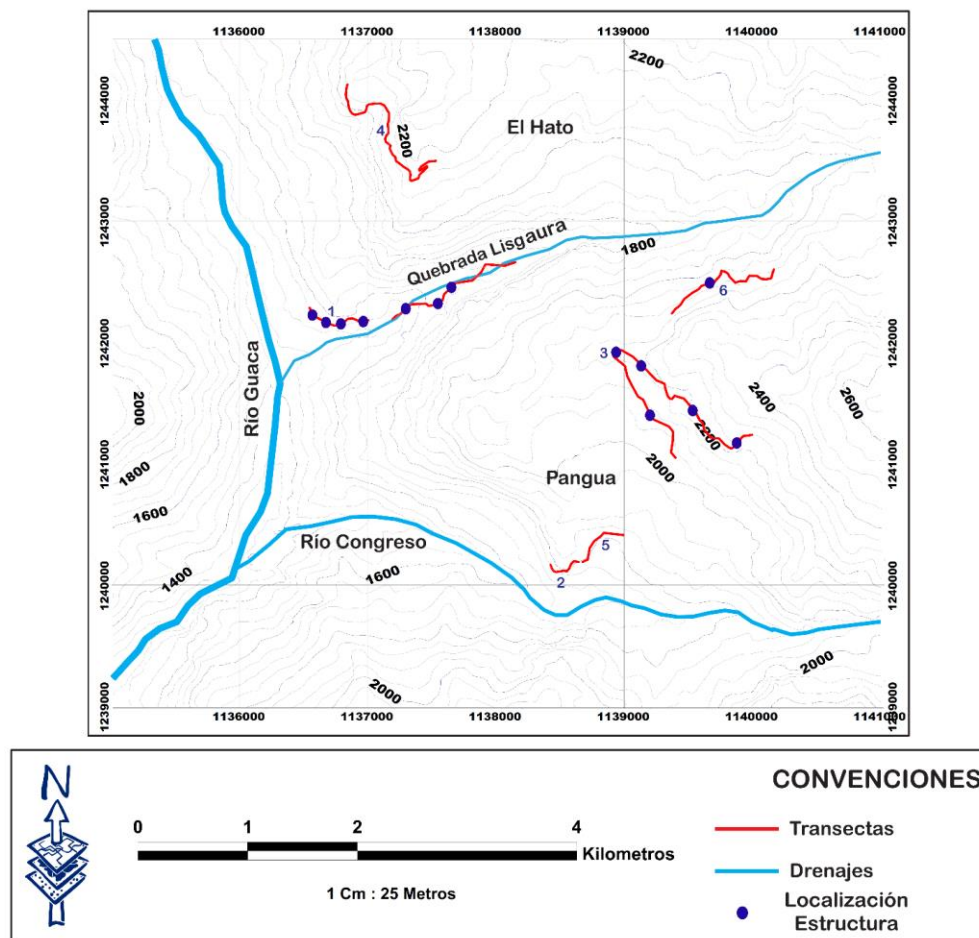


Figura 64. Localización de las venas.

En el diagrama de contornos se puede observar que la distribución espacial preferente de estas estructuras es hacia el Este más específicamente al SE, las rosetas y planos muestran que la tendencia de la orientación es hacia el NE-SW. (Figuras 66).

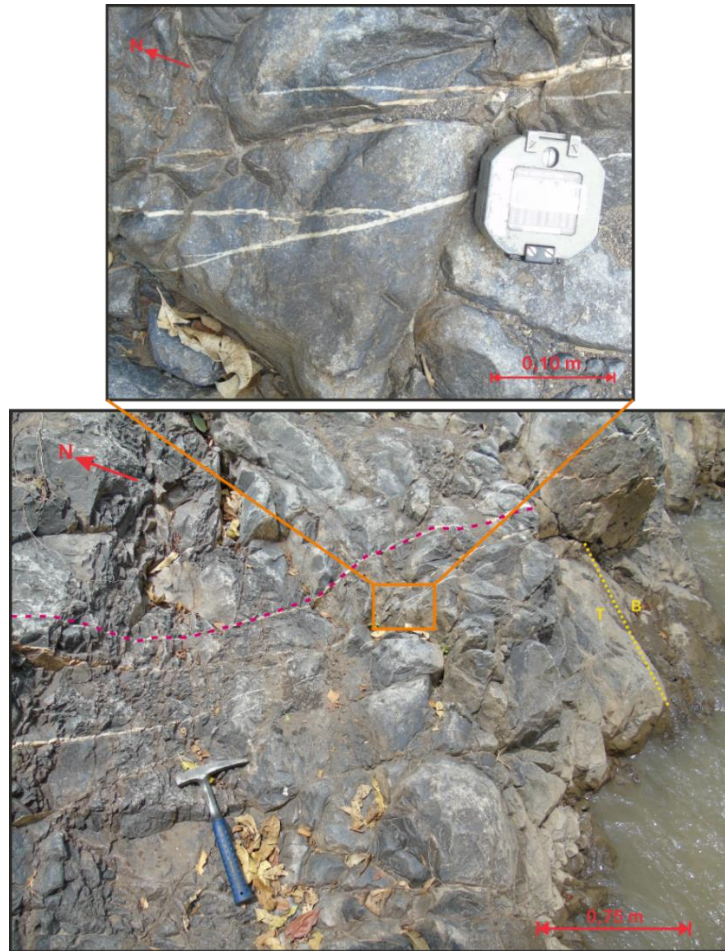


Figura 65. Capa de caliza formación Tibú-Mercedes con venas subperpendiculares.

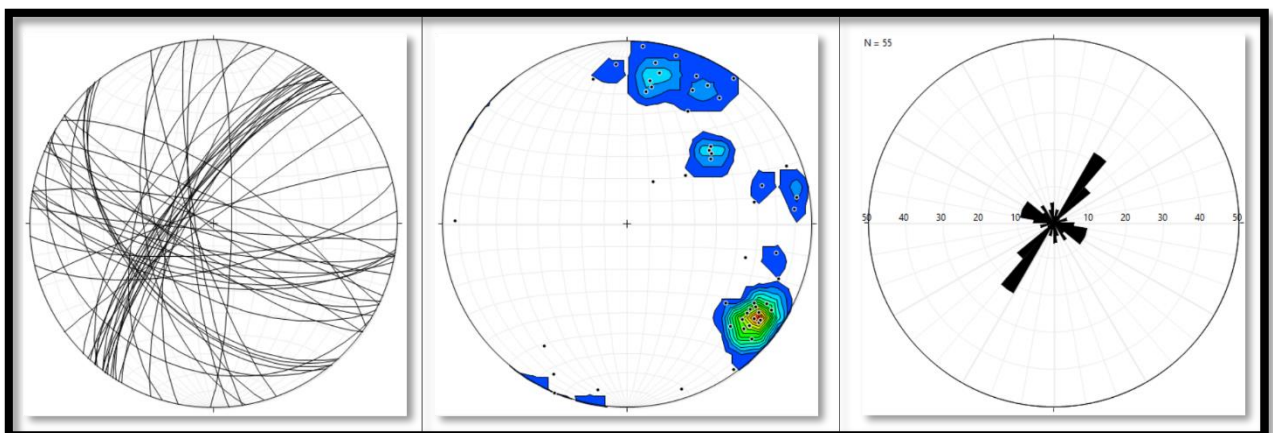


Figura 66. Planos, diagramas de contornos y rosetas de las venas.

En el diagrama de diedros se identifica la naturaleza extensiva a la cual están asociadas estas estructuras, las cuales tienen un tensor mayor σ_1 y menor σ_3 equivalente a 268/62, 144/17 respectivamente. (Figura 67).

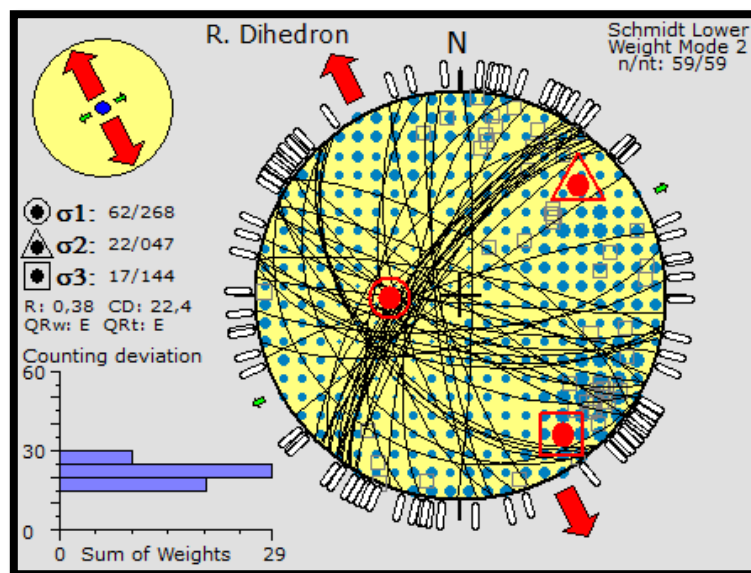


Figura 67. Diagrama de diedros rectos para budines.

Pliegues

La formación de estos está asociada a esfuerzos compresivos evidenciados no solo con esta estructura si no con las diversas fallas inversas.

Existen pliegues en los tramos 3 y 6 y en la quebrada, estos se caracterizaron tomando el dato de la superficie axial y los flancos que componen a cada uno de ellos. Se realizaron dos tipos de clasificaciones teniendo en cuenta su forma y la orientación de la superficie axial con la línea de charnela propuestas por Fossen, H, 2010, p. 223.

A partir de lo mencionado anteriormente la primera clasificación se realizó con base en su geometría, siendo esta:

- a) Pliegue Chevron (Figura 68)
- b) Pliegue Caja (Figura 69)

Y según el análisis de la orientación de la superficie axial y la línea de charnela se definieron como:

- a) Pliegue Recumbente o Tumbado (Figura 68)
- b) Pliegue Inclinado (Figura 69)



Figura 68. Pliegue localizado en el tramo 6. Superficie axial: 356/28, flanco superior 185/11 y flanco inferior: 13/4.

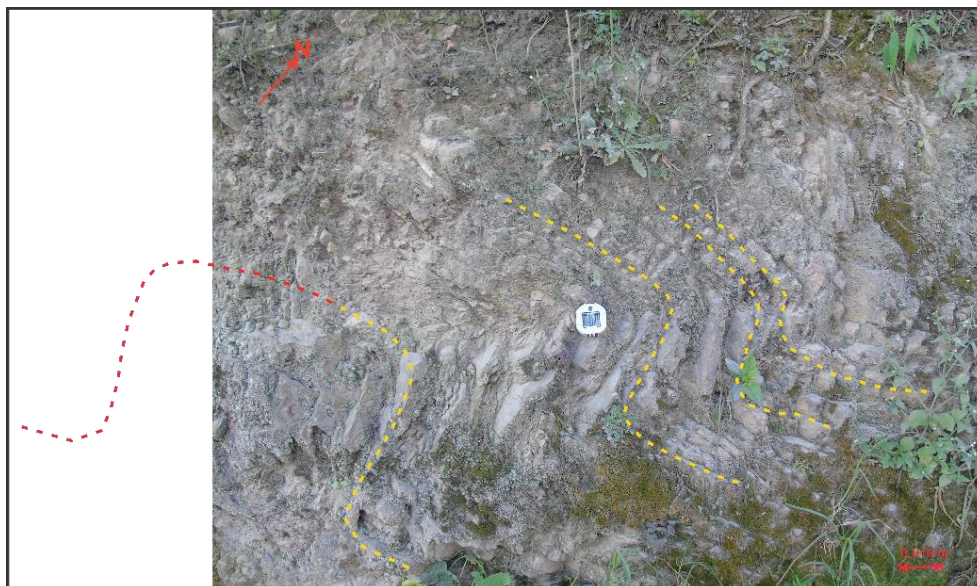


Figura 69. Pliegue tramo 3. Superficie axial: 120/24, flanco izquierdo:254/11, flanco derecho:216/25.

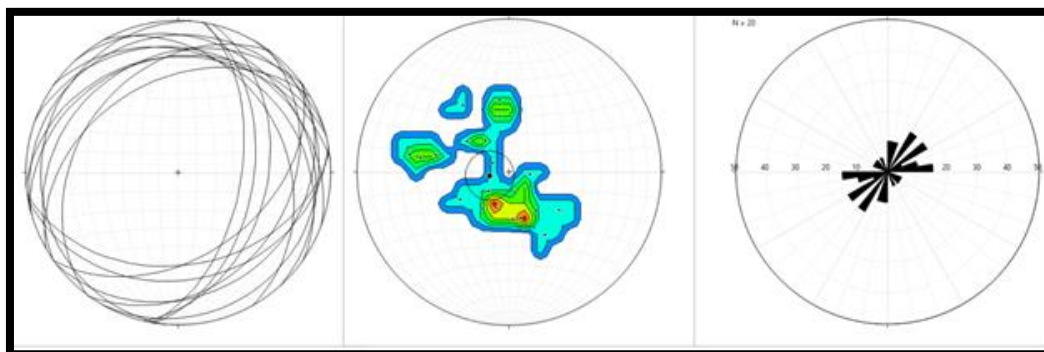


Figura 70. Planos, diagramas de contornos y rosetas de las venas.

Para el análisis gráfico se procesan 20 datos correspondientes a los flancos de cada pliegue, con esto en los planos y diagramas se identifica que la estructura está en una dirección preferente NW-SE y la línea de charnela de estos en NE-SW. (Figura 70).

Sumado a esto en el diagrama de diedros rectos se puede observar la naturaleza compresiva según la orientación y posición de esta estructura con los tensores de esfuerzo mayor y menor, σ_1 : 71/18 y σ_3 : 325/53, respectivamente. Figura 71.

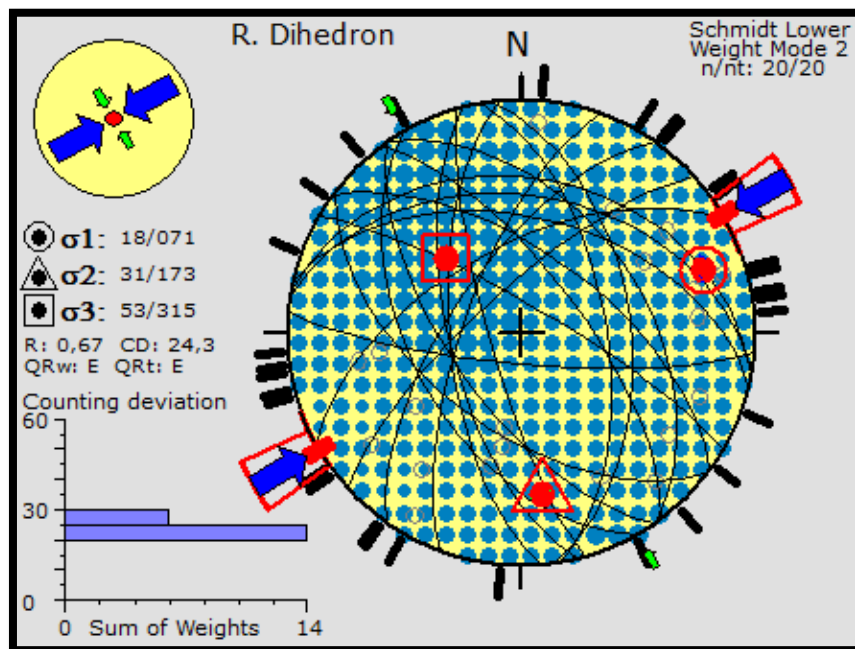


Figura 71. Diagrama de diedros rectos para pliegues.

Diaclasas

Identificadas en todos los tramos. Su formación está asociada a una deformación frágil, evidenciada en campo por la disposición rígida de estas, en las tres formaciones analizadas las capas más espesas de diaclasas corresponden a caliza y cuarzoarenitas y las menores a shale.

La toma de datos consistió en identificar por tramo las familias de diaclasas representativas en las diferentes capas de las formaciones. La variación de estas estuvo entre 0,10 a 0,80 m. y en las zonas asociadas a fallas fue posible una toma concentrada de datos.

En total se registraron 3620 datos los cuales fueron procesados, por medio de estos se identificó además de las direcciones y orientaciones preferentes de las diaclasas el tensor al cual están asociadas.

En los apéndices A, B, C, D, E y F, correspondientes a rosetas por tramos; se observan las direcciones y orientaciones preferentes de las diaclasas según los controles realizados. Para la Quebrada la dirección dominante estadísticamente es W-E y para los tramos 1, 2 y 3 se observó una dirección NE-SW, para el tramo 4 NW-SE y para el tramo 5 es W-E. El diagrama de diedros rectos muestra la naturaleza extensiva de estas estructuras con la posición y dirección del tensor máximo y mínimo siendo estos $003/14^\circ$, $245/62^\circ$ respectivamente. (Figura 72).

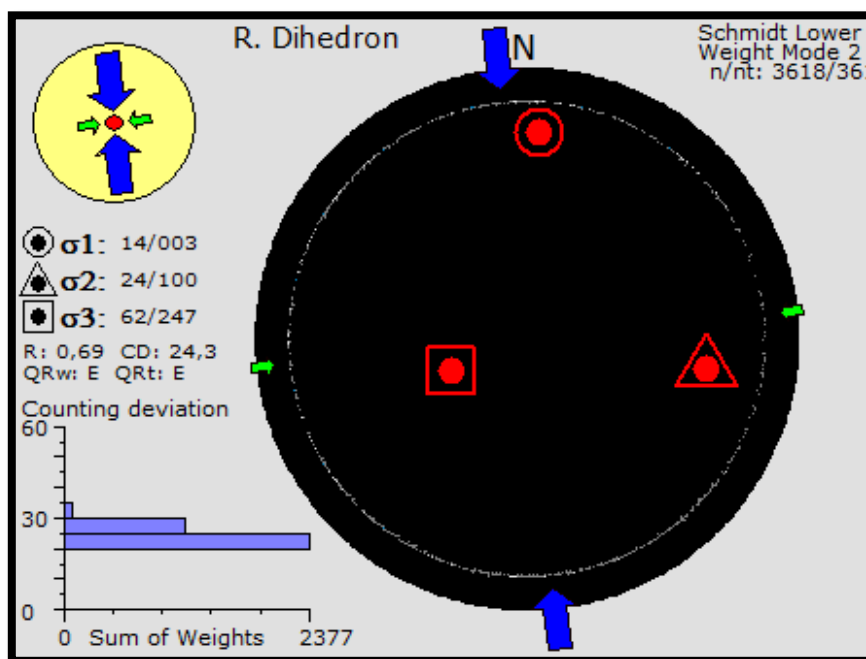


Figura 72. Diagrama de diedros rectos para diaclasas.

8.2. Caracterización de las Fallas

Falla de Guaca: La Falla Guaca se localiza al Oriente del Macizo de Santander y de la Falla Bucaramanga (Figura 73). Su formación está asociada al evento de transpresivo que ocasionó la

formación de la Falla Bucaramanga, siendo esta una falla satélite al Sistema de Fallas Bucaramanga. (Velandia, F., et al, 2017).

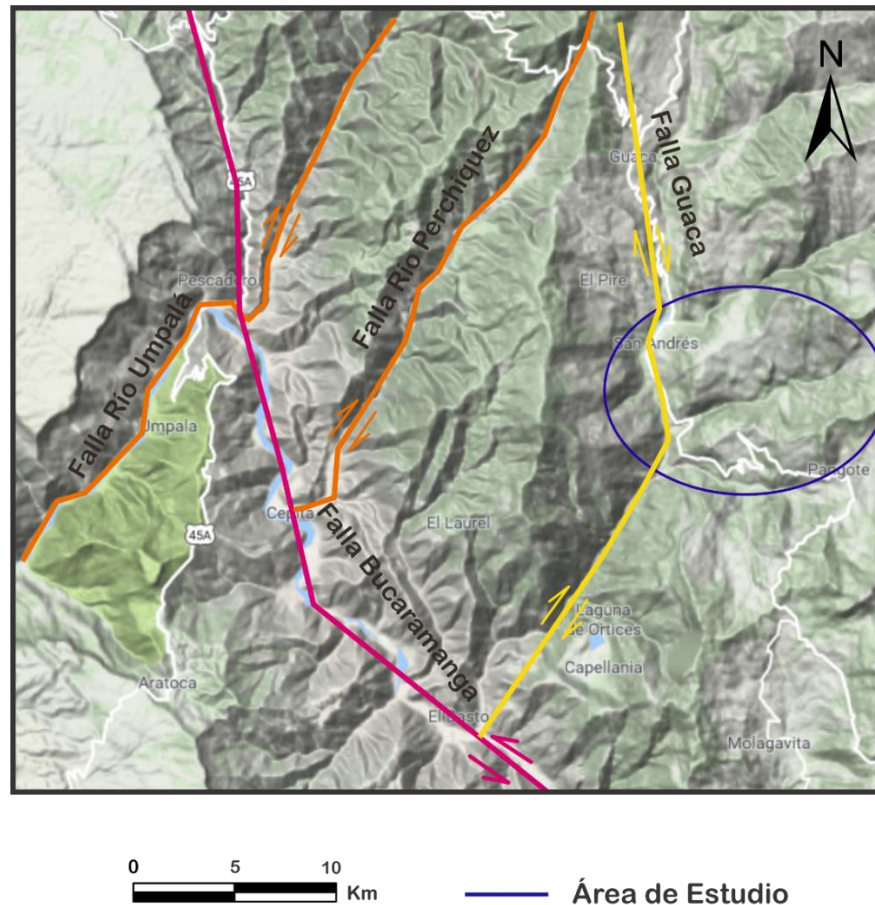


Figura 73. Vista en planta de las Fallas del Río Umpalá, Río Perchiquez, Bucaramanga y Guaca. Las cuales evidencian su sistema en rumbo. Adaptado de Google Maps.

La Falla Guaca presenta una dirección $N 32^{\circ} E$ en el sector Sur, donde confluye sobre la Falla Bucaramanga (Figura 73). En el sector intermedio de la Falla se localiza el área de estudio y el Municipio de San Andrés, en este sector la Falla presenta un cambio de rumbo, evidenciándose con un pandeo que presenta dirección $N 17^{\circ} W$ y $N 30^{\circ} E$ (Figura 74) y hacia el sector Norte

presenta una dirección N 15° W finalizando su trazo en el sector conocido como el Alto de Guaca. (Ward, D., et al, 1973, p. 126).

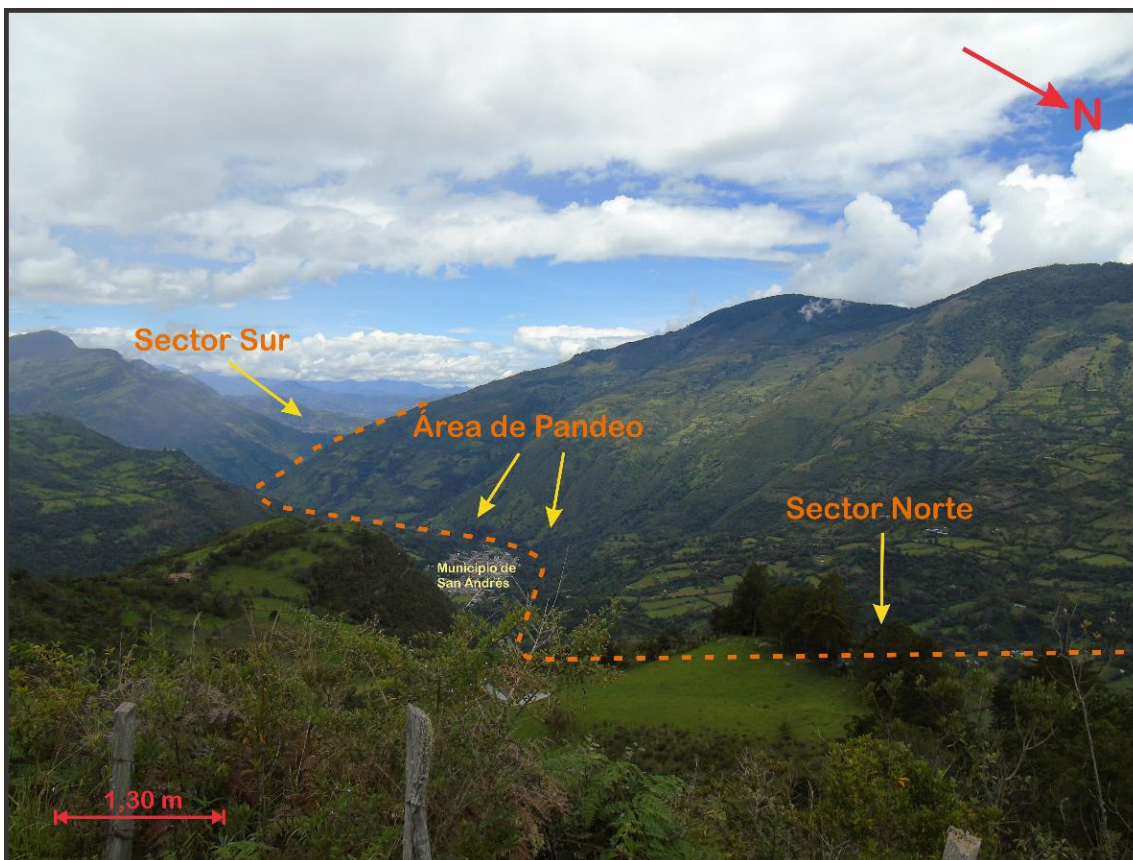


Figura 74. Sectores definidos para la Falla según el cambio el rumbo.

La Falla Guaca presenta una cinemática Inversa, su dato en campo es 350/70°. Se presenta a su vez como el contacto entre la Formación Floresta Metamórfico y la Formación Tibú-Mercedes. Esta falla se encuentra localizada al Occidente de la Municipio de San Andrés.

Falla San Andrés: La Falla San Andrés se localiza al Oeste del área de estudio, presenta una tendencia en rumbo N 25° W. Se pudo evidenciar en dos de los 7 tramos definidos para la realización del proyecto (Figura 75).

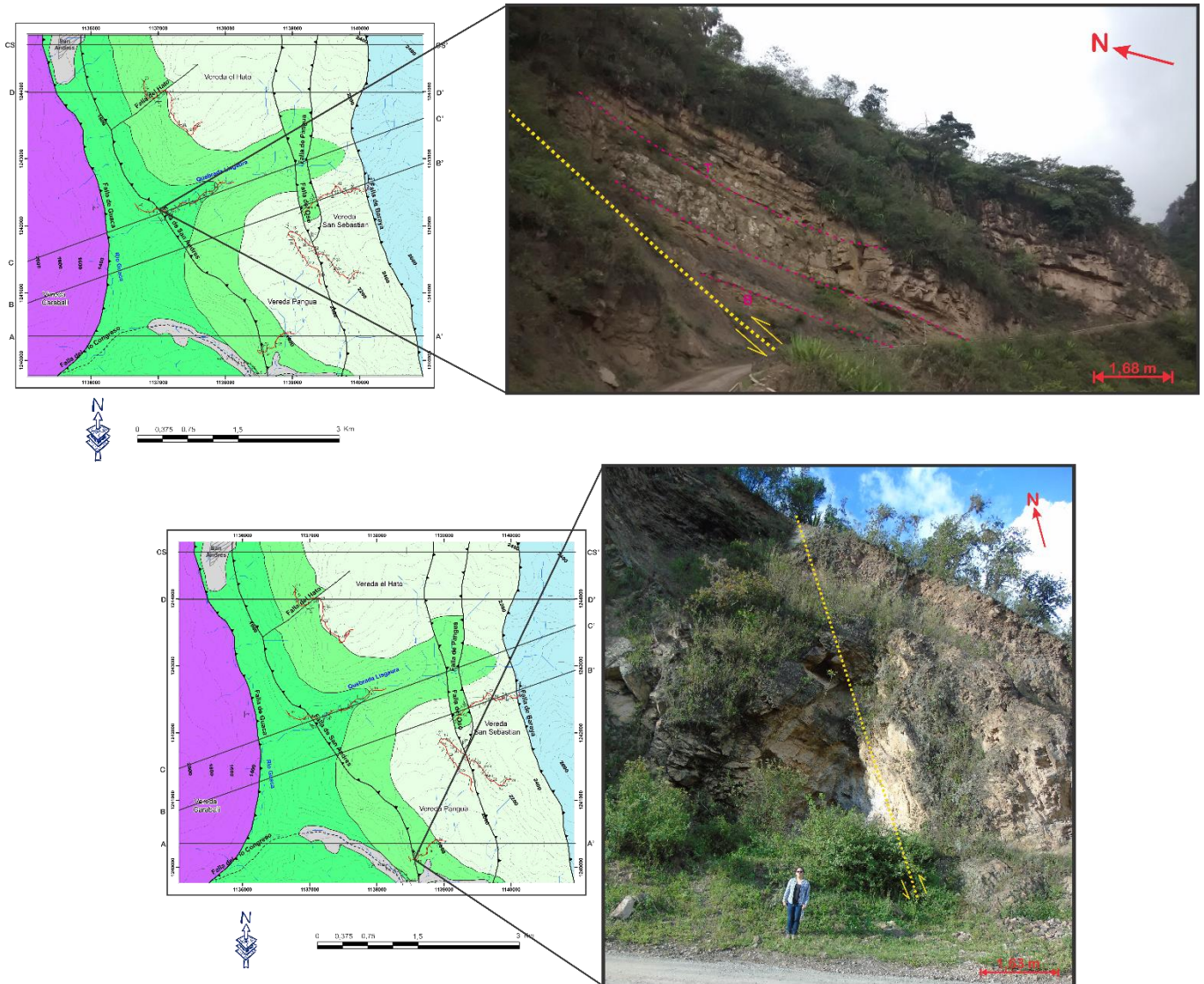


Figura 75. Localización de la Falla San Andrés en el tramo 1 (Superior) y tramo 2 (Inferior).

Presenta una cinemática de tipo Inverso, la cual se pudo evidenciar:

- ❖ Tramo 1: El trazo de la falla se caracteriza por presentar registro de planos y estrías de falla en medio de una zona de brecha (Figura 76), siendo su matriz gouge, el cual tiene una tonalidad gris clara. El espesor de la zona brechada es de 3 m. En este sector la falla se

encuentra afectando calizas y lodolitas shales de la parte media de la Formación de Tibú-Mercedes.

El plano estriado de la falla en este punto presenta el siguiente dato: 335/71, la cual tiene vergencia al Oeste.

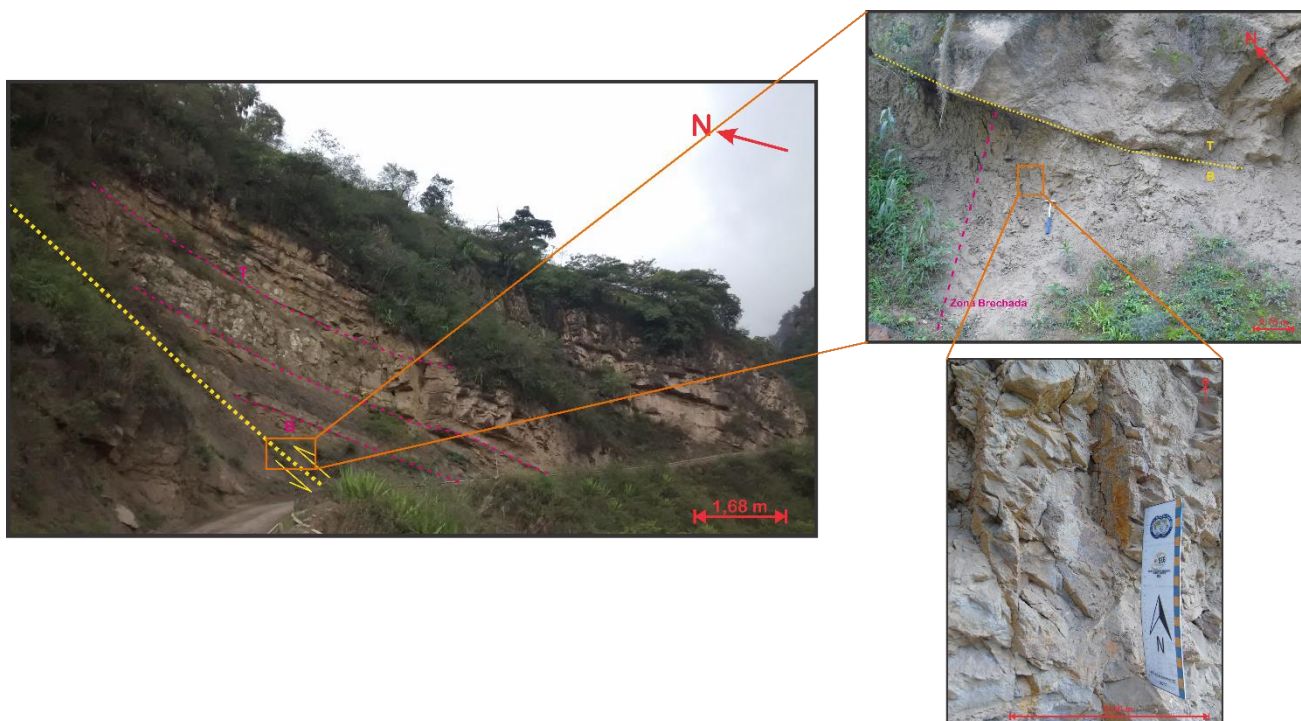


Figura 76. Zona de influencia de la Falla San Andrés en el tramo 1.

En esa zona la falla presenta un área de afectación amplia, pues hacia el Oeste de la misma se tiene una falla menor que presenta la misma cinemática (Dato: 42/73°), la cual se encuentra ocasionando inversión de las capas en aproximadamente 13 m a lo largo del corte de carretera y al

Este también se tienen fallas de igual cinemática (Dato: 21/65°), pero que se encuentran generando desplazamiento entre las capas, la zona de influencia de esta última falla mencionada

está relacionada a una zona de gouge de falla que presenta planos estriados. Como resultado de esta tectónica se tiene el incremento en el ángulo de buzamiento de las capas, presentando un dato de estratificación de 350/37°.

- ❖ Tramo 2: En este sector el trazo de la falla se encuentra más pronunciado, pues genera en la zona afectada un plegamiento de tipo apretado (Figura 77). En el flanco Este del plegamiento se observan los planos estriados de la Falla San Andrés y en el flanco Oeste se evidencian registro de fallas locales que presentan cinemática de Rumbo, siendo tanto dextrales como sinestrales. En este punto la falla afecta capas de arenisca cuarzosas con cemento silíceo que hacen parte del tope de la Formación Aguardiente.

El plano estriado de la falla en este punto presenta el siguiente dato: 335/73°, la cual tiene vergencia hacia el Oeste.

La influencia de esta falla en la zona se refleja con el incremento del ángulo de buzamiento en las capas, siendo este de 354/58°, además de fallas de deslizamiento capa por capa e inversas con desplazamiento mínimo aledañas al Este de la Falla San Andrés, así mismo fallas con cinemática dextral, sinistral e inversas, las cuales se localizan hacia el Oeste de la falla a aproximadamente 500 m de distancia en el corte de carretera.

Asociado al sistema compresivo que generó la deformación evidenciada en este sector se encontraron clivajes disyuntivos y de compactación en capas de lodolita shale en dos puntos del tramo.



Figura 77. Zona de influencia de la Falla San Andrés en el tramo 2 (Superior) y fallas asociadas a la deformación causada por la misma (Inferior).

Falla El Oso: La Falla El Oso se localiza al Oriente de la zona de estudio, evidenciándose en el tramo 3 (Figura 78). Presenta una dirección Norte – Sur y una cinemática Inversa. Esta falla se encuentra desplazando el contacto entre las Formaciones Aguardiente y Capacho.

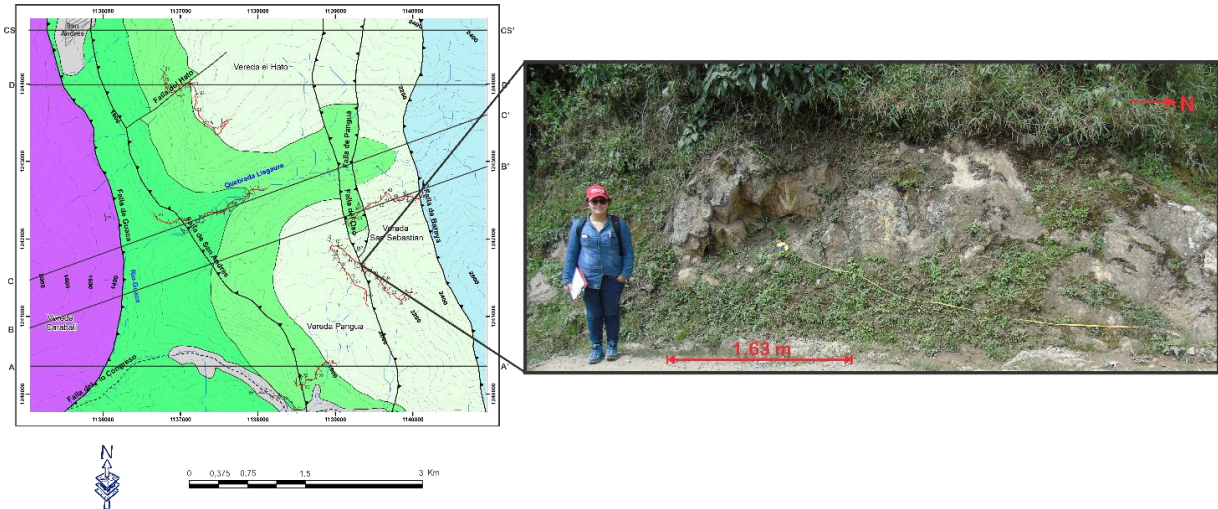


Figura 78. Zona de influencia de la Falla El Oso, en el tramo 3.

Su mayor rango de influencia se encuentra asociado a la Formación Capacho, en la cual se evidencia el registro de planos estriados, no sólo de esta falla sino también de fallas asociadas al sistema de deformación, reflejando estas cinemáticas dextrales, sinestrales e inversas (Figura 79), en el mismo afloramiento, sin embargo, no es posible evidenciar en zonas aledañas este dominio, pues se tienen obras de infraestructura vial que han tapado su posible visualización. A pesar de esto, la evidencia del trazo de la falla es clara, pues la topografía permite definir su trazo, siendo este claro en la poligonal, pues muestra la ubicación de su curso.

Su desplazamiento en este punto se evidencia sobre calizas y areniscas calcáreas de la Formación Capacho que presentan dato de estratificación de $341/30^\circ$, evidenciando esto un incremento en la inclinación de las capas, reflejando una similitud al resultado observado en campo de las dos fallas anteriores.

La falla presenta un plano estriado con un dato de: $357/67^\circ$, teniendo una vergencia al Oeste.



Figura 79. Zona de influencia de la Falla El Oso, con evidencia de planos estriados asociado a la falla principal y fallas alternas.

Falla Pangua: La Falla Pangua se localiza al Nor – Este de la zona de estudio y se evidencia en el tramo 6. Presenta una dirección Norte – Sur y una cinemática de tipo inverso en sentido opuesto a las fallas ya mencionadas y observadas en el mapa (Figura 80).

La Falla Pangua surge a partir de la Falla El Oso, mostrando una inversión del sistema estructural principal, generando en su área de influencia un retrocabalgamiento, permitiendo de esta manera el desplazamiento del contacto entre las formaciones Aguardiente y Capacho.

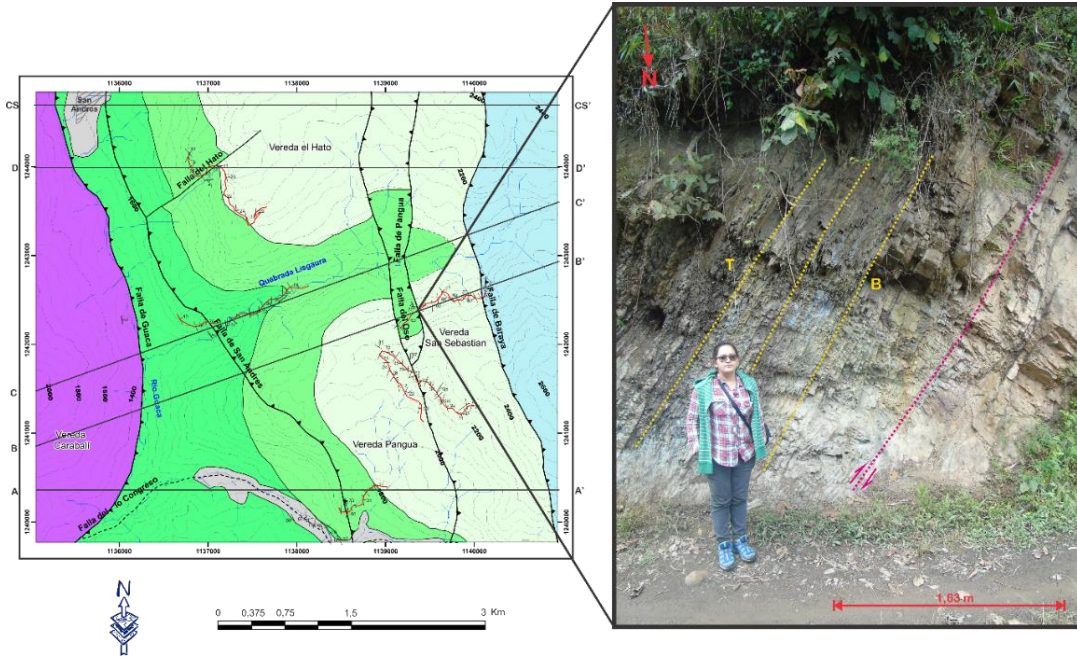


Figura 80. Zona de influencia de la Falla Pangua, en la que se plasma el trazo de la falla.



Figura 81. Planos estriados de la Falla Pangua.

Esta falla conjunta con la Falla El Oso generan un ensanchamiento de la Formación Aguardiente en superficie, permitiendo observar en el tramo 6 parte de ella; siendo en este punto el contacto entre esta formación con la Formación Capacho.

La zona de influencia de la falla genera la inclinación de las capas de areniscas cuarzosas pertenecientes a la Formación Aguardiente teniendo un dato de estratificación de $356/66^\circ$, además de generar plegamientos de tipo inclinado y parásitos, presentando estos vergencia al Oeste. También se evidencian planos estriados asociados a esta falla (Figura 81) y en capas aledañas se observan planos estriados asociados a fallas dextrales e inversas.

Al lado Este de la falla, se observan algunas capas de la Formación Aguardiente que presentan estratificación cruzada de bajo ángulo, indicando esto que hacen parte del tope de la formación.

La falla presenta un plano estriado con un dato de: $5/50^\circ$, teniendo de esta manera vergencia al Oeste.

Falla Baraya: La Falla Baraya se localiza al Este de la zona de estudio más exactamente en el tramo 6, presenta una dirección Norte – Sur (Figura 82). Esta falla presenta una cinemática de tipo inverso y se establece como el contacto entre la Formación Capacho con la Formación Girón en toda el área de influencia de este trabajo.

En la zona de influencia de la falla se evidencia un alto registro del trazo de la falla, pues su formación generó en el sector aledaño registro de planos estriados que presentan cinemática dextral, sinistral, inversas y oblicua. Se observan en la zona 15 planos estriados asociados a esta falla (Figura 83), generados sobre capas de calizas, areniscas de grano fino calcáreas y lodolitas shale.

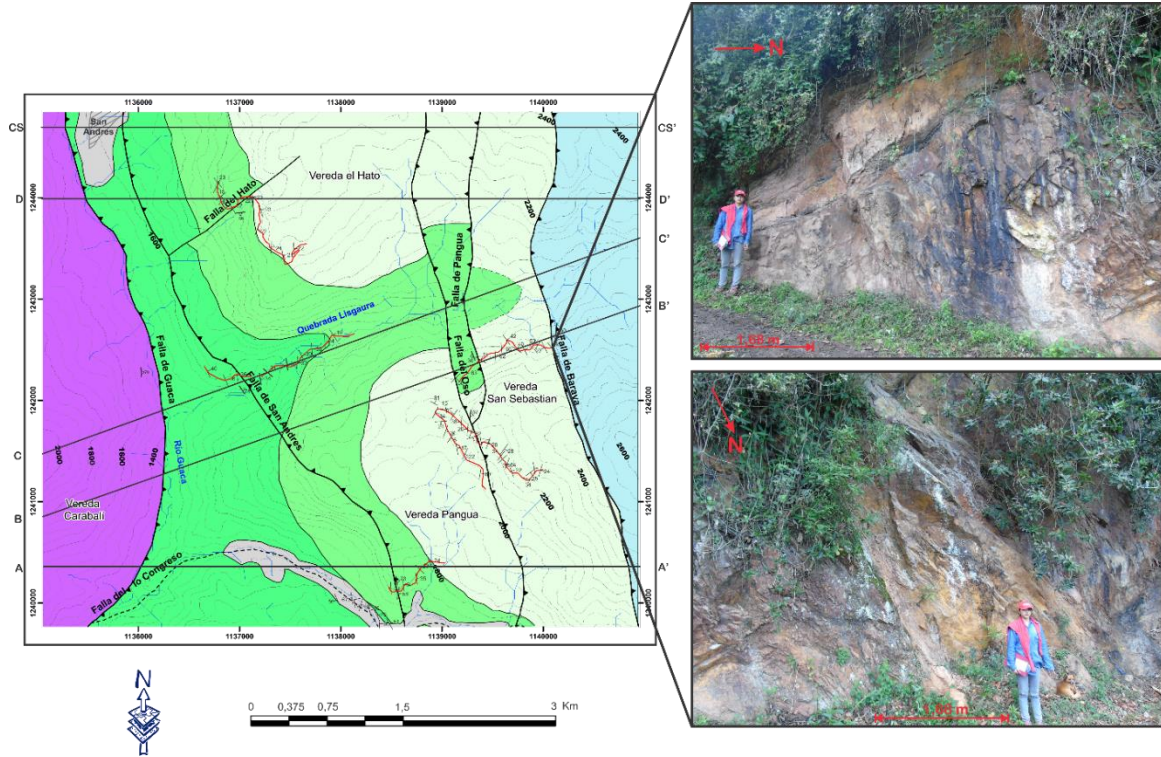


Figura 82. Zona de influencia de la Falla Baraya en el tramo 6.

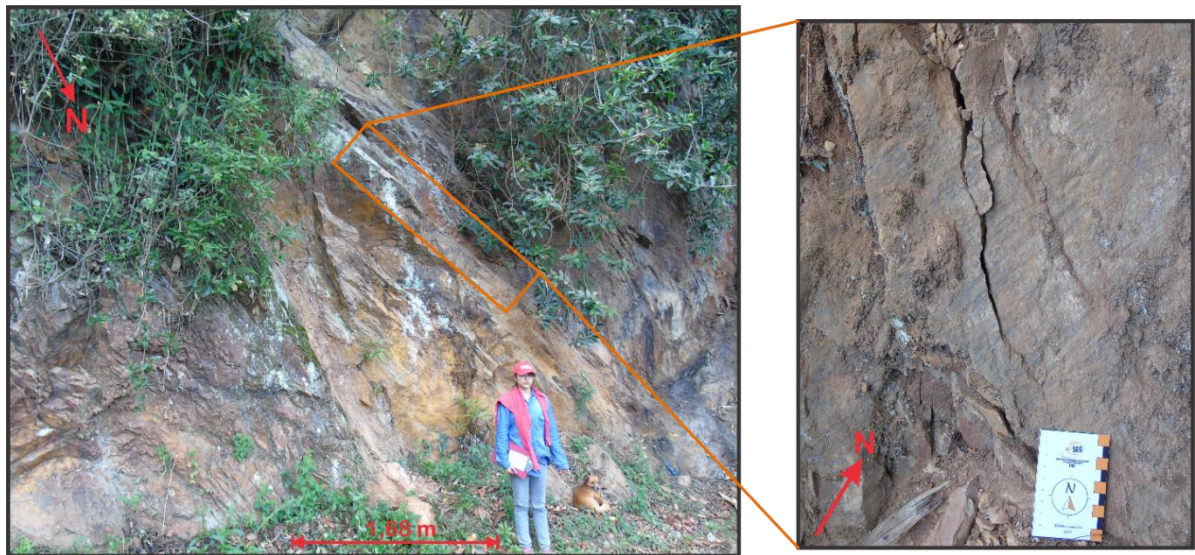


Figura 83. Plano estriado de la Falla Baraya.

Las capas de lodolita shale, que se encuentran infrayaciendo las capas de areniscas calcárea, presentan un cambio en la inclinación de las láminas localmente, teniendo este un mayor

buzamiento, siendo de esta manera la estratificación de $336/47^\circ$ (Figura 84), además se evidencian espejos de falla sobre los planos del tope y la base de las láminas fisiles de la lodolita, siendo estos planos antitéticos a la falla principal.



Figura 84. Espejos de Falla evidenciados en capas de Lodolita Shale.

El trazo de la falla se evidencia también por presentar una zona brechada, la cual se encuentra aflorando a una distancia de aproximadamente 300 m, en la cual se observó que parte de los clastos provenían de la Formación Girón, pues se encontraba areniscas de variedad de tamaños de grano que se caracterizaban por tener una tonalidad rojo pardo, siendo estas areniscas cuarzosas con cemento ferruginoso (Figura 85), mezcladas con clastos de areniscas calcáreas y calizas en menor proporción en una matriz lodoarenosa.

También se pudo apreciar que posterior a la zona brechada empezaban a aflorar capas de arenisca con tonalidad rojo pardo que presentaban un dato de estratificación de $336/30^\circ$.



Figura 85. Brecha de la Falla Baraya.

Falla del Hato: La Falla del Hato se localiza al Nor – Oeste del área de estudio, más exactamente al Este del Municipio de San Andrés en el tramo 4, Presenta una Orientación NorEste – SurOeste (Figura 86).

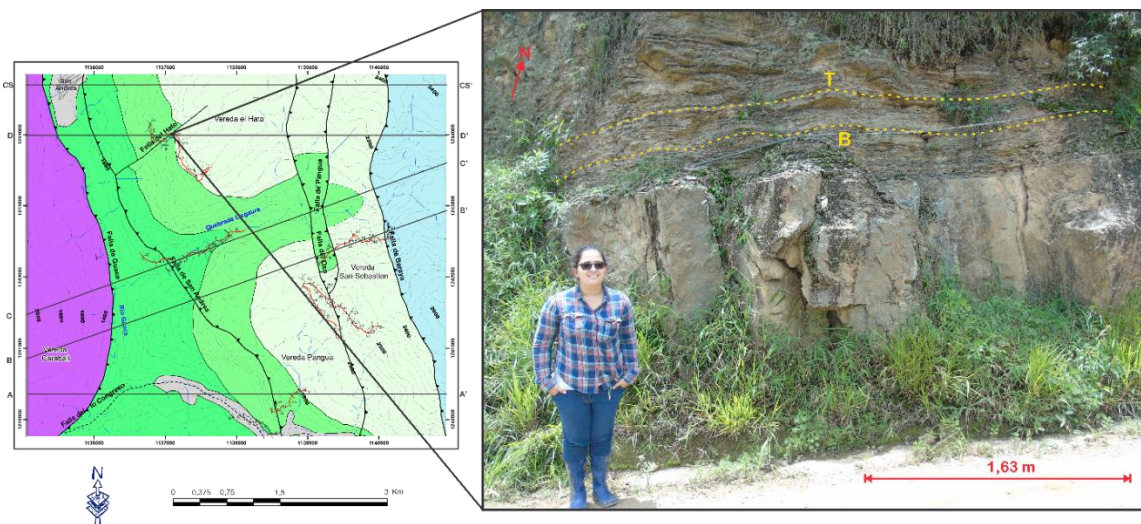


Figura 86. Zona de influencia de la Falla del Hato, en el tramo 4.

Esta falla hasta el momento no había sido reconocida por ninguno de los autores que han realizado algún aporte para este sector del Macizo de Santander, por tanto, el nombre y las características de la misma son aportes realizados en el desarrollo de este trabajo.

Es una falla de rumbo que presenta una cinemática de tipo dextral (Figura 87), los planos estriados se identificaron sobre arenisca cuarzosa con cemento silíceo, las capas presentan un dato de estratificación de $230/21^\circ$, y los planos estriados de arriba hacia abajo en la figura son $98/87^\circ$, $94/86^\circ$ y $96/81^\circ$ respectivamente. El núcleo de la falla está asociado a una zona brechada en la que se evidenciaron clastos provenientes de las dos formaciones aflorantes. Esta brecha presenta una matriz lodosa, además de ser una zona que está afectada altamente por agua de escorrentía, lográndose evidenciar que la matriz es lodosa, pero con un porcentaje de arcilla bajo.



Figura 87. Planos estriados de la Falla del Hato.

El área presenta una influencia marcada, pues desplaza los contactos entre las Formaciones Aguardiente y Capacho, de tal manera que se observa el contacto fallado en el corte de carretera.

Sin embargo, el área de influencia de esta falla no solo se establece en el desplazamiento del contacto de las dos formaciones, sino que también se evidencia en el sector Oeste, fallas menores de cinemática inversa que presentan alto ángulo de buzamiento, planos sintéticos y antitéticos a la falla principal, en el sector Este se evidencia el registro de fallas inversas que confluyen sobre la falla principal, generándose de esta manera una estructura en flor positiva (Figura 88), asociada principalmente a sistemas transpresivos.

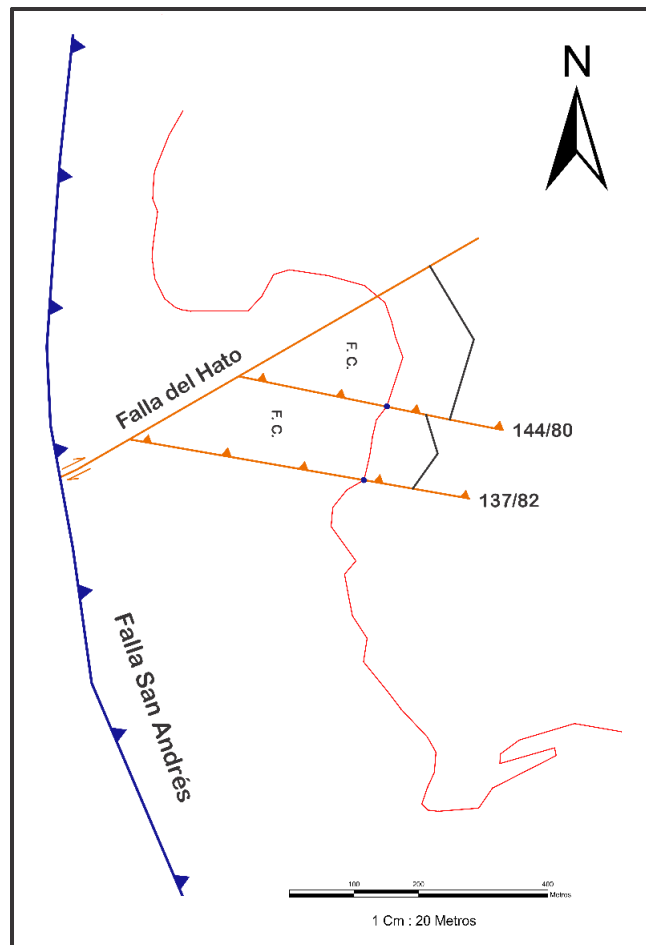


Figura 88. Modelo de flor positiva asociada a la Falla del Hato.

Falla del Río Congreso: Se localiza al Sur del área de estudio. Presenta una geometría curvada que tiene dirección general de NorEste – SurOeste (Figura 89).

Esta Falla presenta una cinemática de rumbo de tipo dextral, reconocida sobre la El Río que lleva el mismo nombre. Esta se identificó pues se encuentra poniendo en contacto a los dos márgenes del Río (Derecho e Izquierdo) a las Formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente. Esta Falla presenta un dato de 230/79.

Por otro lado, sobre esta transecta se puede identificar la influencia de la Falla San Andrés, la cual genera un incremento en el buzamiento de las capas de la Formación Aguardiente, evidenciándose con mayor claridad el sistema de despegue de la misma. Además de fallas menores que presentaban cinemáticas inversas y de rumbo, ortogonales al rumbo que presenta esta.

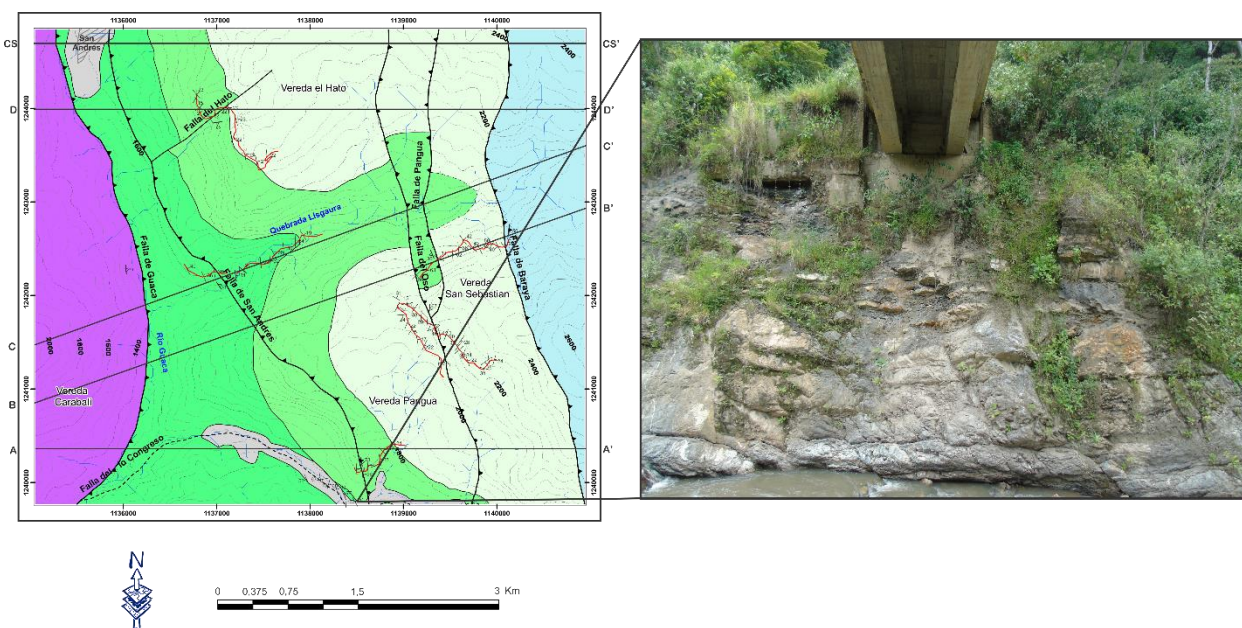


Figura 89. Zona de influencia de la Falla del Río Congreso.

Otras Fallas: Para la zona de estudio se encontraron en total 577 planos estriados y no estriados, entre los que se identificaron fallas con diferentes cinemáticas, teniendo predominio las inversas, seguidas las de rumbo y en menor proporción las normales. (Figura 90).

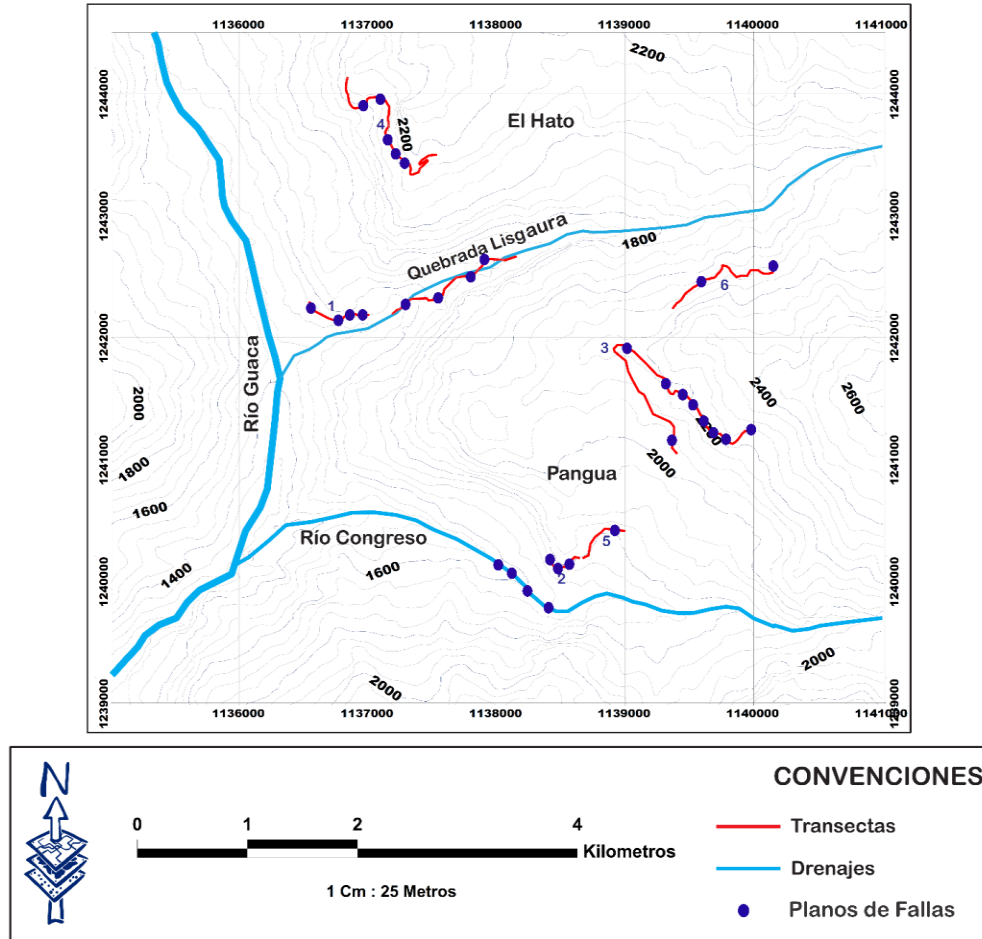


Figura 90. Localización de planos de fallas en el área de estudio.

Relacionadas a estas fallas se observaron estilos de estructuras locales:

- *Dúplex*: Se identificó esta estructura en el tramo 6 (Figura 91), aflorando en areniscas cuarzosas con cemento silíceo y lodolitas shale de la Formación Aguardiente, el cual está asociado a fallas inversas de despegue. Se genera a partir de sistemas compresivos.

Falla Inversa de Despegue Inferior: 104/68°

Falla Inversa de Despegue Superior: 128/22°

Fallas Inversas Transversales de Izquierda a Derecha: 120/77°, 121/78° y 116/75°.



Figura 91. Estructura de Dúplex, localizada en el tramo 6.

- *Plegamiento*: Se encontró en la transecta de la Quebrada Lisgaura (Figura 92) en el margen izquierdo aguas abajo. Se generó a partir de una falla de tipo normal, que ocasiona el plegamiento de las capas de la Formación Aguardiente, generando la repetición de la secuencia evidenciada en 81.02 m del corte de la quebrada.

Este plegamiento genera acuñaamiento de las capas inferiores, las cuales presentan estratificación cruzada.

En los estratos de mayor inclinación generados por la falla, se encontraron los planos estriados, en los que se pudo apreciar la cinemática de la misma, la cual presenta un dato de 223/69°.



Figura 92. Plegamiento generado por falla de tipo normal, localizada en la transecta de la Quebrada Lisgaura.

- *Tensor de Esfuerzos*

Para la caracterización de las fallas principales y secundarias pertenecientes al área de trabajo se realizó el análisis de la totalidad de planos de falla con estrías y sin estrías (577 datos tomados en campo) en el programa Win Tensor versión 5-8-4, el cual realiza el procesamiento de los datos generando de esta manera el tensor principal y mínimo de esfuerzos (σ_1 y σ_3) respectivamente (Figura 93).

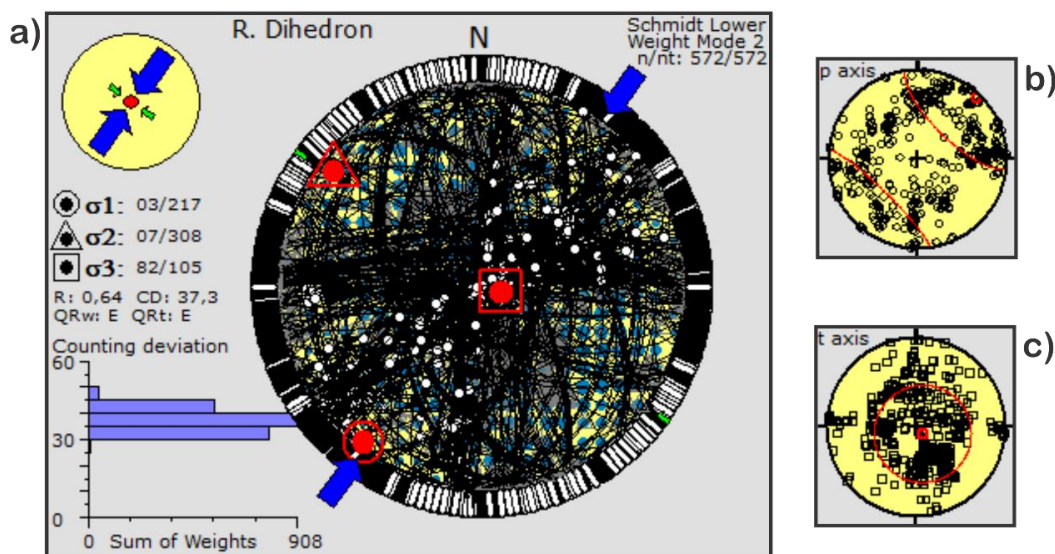


Figura 93. Análisis de los datos de *planos* de falla con y sin estrías. La imagen a. refleja los datos procesados mediante el método de Diedros Rectos, la b. refleja el tensor de esfuerzos P o σ_1 y el c. refleja el tensor de esfuerzos mínimo T o σ_3 (Los resultados b y c reflejan el procesamiento de los datos mediante el método de PTB axis).

Para esta fase se tuvo en cuenta los datos de rumbo y buzamiento para los planos de falla y para las estrías el ángulo del pitch y los indicadores cinemáticos.

Los resultados muestran la dirección preferencial de los planos de falla siendo esta en sentido NorEste – SurOeste, reflejando esto un sistema compresivo, teniendo el σ_1 un dato de 217/3° y el σ_3 un dato de 105/85°.

Por otro lado, se grafican los datos en el programa Stereonet versión 9.5 con el fin de obtener las gráficas de rosetas, polos, contornos y planos, los cuales representan las direcciones preferenciales de desplazamiento y los análisis estadísticos teniendo en cuenta la población de datos con sus respectivas direcciones (Figura 94).

A demás del análisis por estructuras hecho anteriormente en el cual los pliegues, clivajes y diaclasas muestran esa naturaleza compresiva.

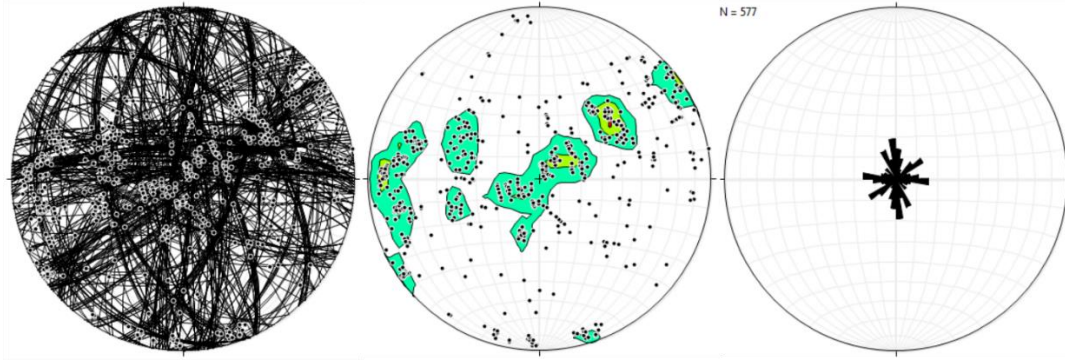


Figura 94. Análisis de los datos de planos de fallas con o sin estrías mediante el programa Stereonet.

8.3. Correlación de la Estructuras con la Elipse de Deformación

El análisis y la correlación de las estructuras se realizó teniendo en cuenta la orientación y relación de estas con el esfuerzo principal (σ_1), y así poder comprender la semejanza que presentan con la elipse de deformación.

Esto corrobora como se manifestó el evento deformativo en el área de estudio, de tal manera que se pueda entender la analogía que tienen las estructuras con el tipo de evento tectónico.

Para esta correlación se graficaron las direcciones del esfuerzo principal (σ_1) de cada estructura (Figura 95). En ella se puede observar que las estructuras como venas, budines, estilolitos y estratificación se encuentran paralelas al eje de mínimo esfuerzo (σ_3), representando que están asociadas a tensión, mientras que las estructuras como diaclasas, planos de fallas, clivajes y pliegues se disponen paralelas al eje de máximo esfuerzo (σ_1), manifestando que son de tipo compresivo.

Sin embargo, las direcciones de las estructuras por si solas no indican la naturaleza de su formación, como es el caso de las estructuras de tensión, las cuales para este caso fueron formadas

por un evento principalmente compresivo, como se manifiesta en el área y se disponen paralelas al eje de mínimo esfuerzo.

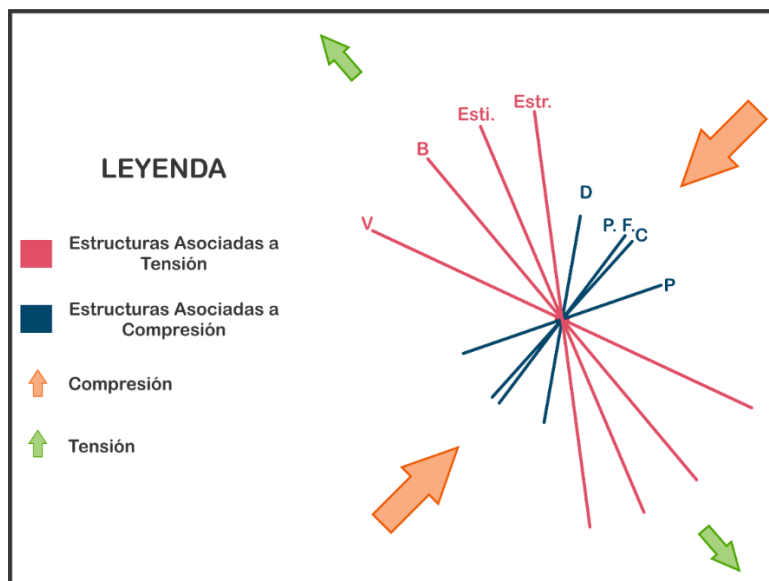


Figura 95. Estructuras asociadas a los ejes de compresión y tensión, según su comportamiento.

Comparando este análisis con la elipse de deformación (Figura 96) se puede deducir que las estructuras encontradas en campo se encuentran congruentes entre sí, sustentando el tipo de deformación que ocurrió en el área.

Por otro lado, también se puede demostrar a partir de esto que la zona de estudio solo refleja un evento deformativo, pues no se aprecia superposición en la dirección de los esfuerzos principales.

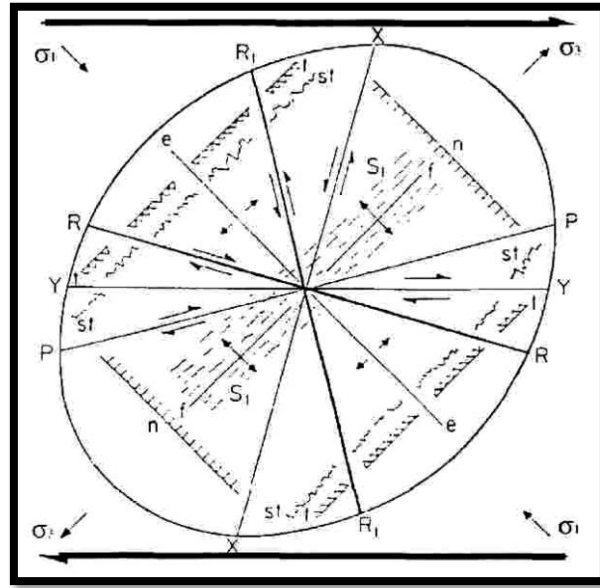


Figura 96. Elipse de deformación. Adaptado de Rosello, E., 2010, p. 10.

8.4. Mapa Estructural

A partir de los datos de fallas encontrados para el área de estudio, se realizó el mapa estructural (Figura 97) en el cual se establecen las áreas de mayor influencia, asociadas a los tramos trabajados.

El procesamiento de datos se plasmó mediante el diagrama de contornos y rosetas, en los que se observa la disposición de los mismos espacialmente (contornos) en este se reconocen las distribuciones preferentes, observándose de esta manera que los datos se distribuyen principalmente en el sector central y hacia el SW de la falsilla, lo que indica que las fallas registran la tendencia del esfuerzo principal regional, asociado a la formación de la Falla Guaca evidenciándose en la tendencia SW y el esfuerzo principal local reflejados en la tendencia central.

Por otra parte, el diagrama de rosetas refleja la distribución estadística de los datos en las direcciones preferenciales, este confirma que las direcciones se asocian a los esfuerzos principales ya mencionados.

Cabe resaltar que la Falla del Río Congreso refleja un esfuerzo principal (σ_1) que es paralelo al rumbo estructural de la Falla Guaca en el sector sur, además de estar asociadas a desplazamiento de tipo transcurrente, por estos motivos y teniendo en cuenta la influencia del rumbo estructural principal (asociado a la Falla Bucaramanga), se le atribuye a la Falla Guaca una cinemática de desplazamiento lateral derecho.

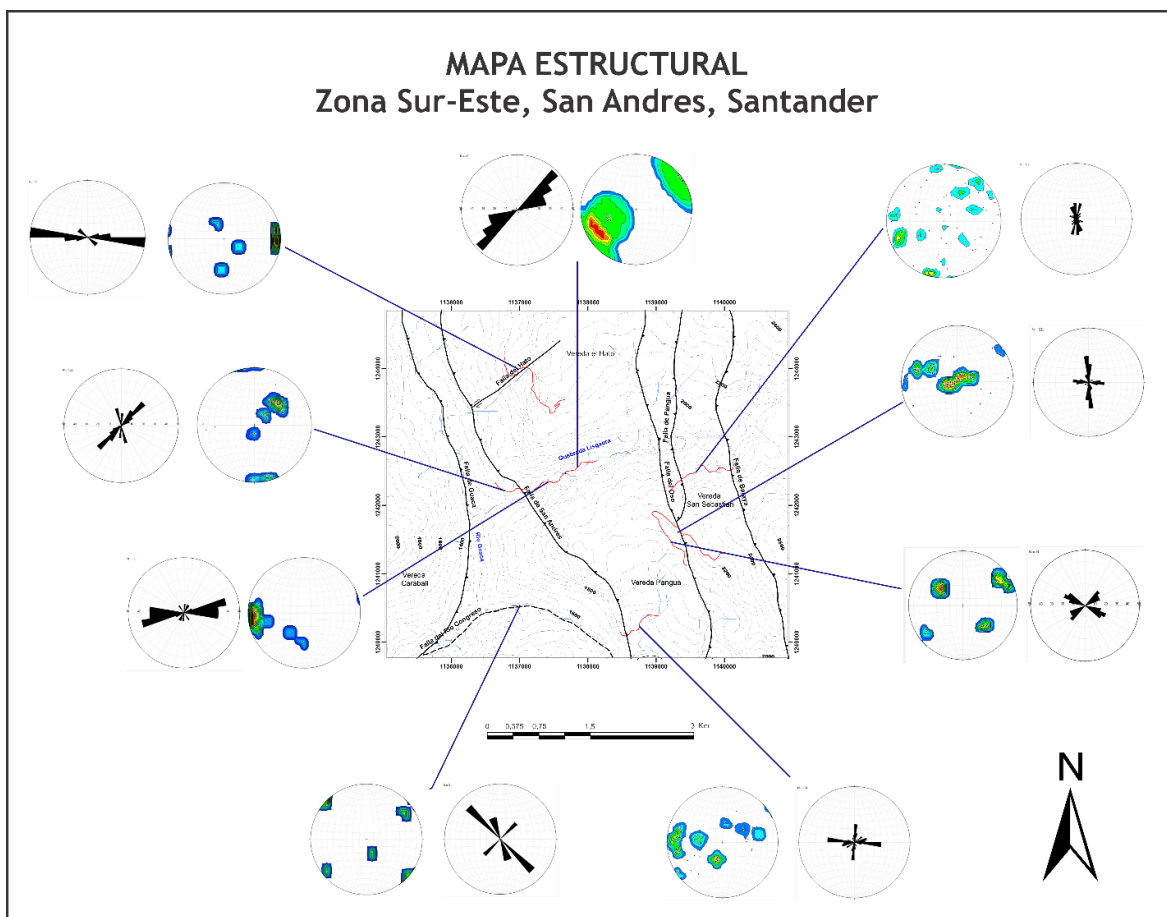


Figura 97. Mapa Estructural para el área de estudio.

9. Análisis Estructural

Para el análisis estructural se tuvo en cuenta, el análisis de corte geológicos locales, seguidamente del análisis del estilo estructural para el área de estudio a partir del sistema tectónico regional con base en los cortes regionales.

9.1. Estilo Estructural

Para el análisis del estilo estructural que presenta el Municipio de San Andrés y sus zonas aledañas se tuvo en cuenta los cortes geológicos realizados a partir del mapa geológico elaborado en este proyecto (Figura 30), además de la comparación entre estos con los cortes geológicos regionales propuestos para la cartografía de la plancha 121.

Se realizaron 5 cortes geológicos locales los cuales se encuentran trazados de Norte a Sur. Estos fueron seleccionados teniendo en cuenta las variaciones representativas observadas en campo, de tal manera que se pueda identificar con claridad las variaciones estructurales representativas. Los espesores de las unidades se tuvieron en cuenta según lo postulado por Cabalero, V., y Sierra, H., 1991, para el área de estudio.

9.1.1. Cortes Geológicos Locales

✓ Sección A – A'

Se trazó en el sur del área de estudio con el fin de apreciar la influencia de la Falla del Río Congreso, además de poder observar el contacto entre las Formaciones Aguardiente – Capacho. Sobre este corte también se evidencia el trazo de las Fallas Guaca, San Andrés, El Oso y Baraya las cuales muestran una estructura generada a partir de fallas inversas, observándose un ascenso (de Este a Oeste) progresivo de las unidades, aclarando que la Formación Capacho no cumple esta condición, pues ella muestra descenso debido a la topografía del área (Figura 98).

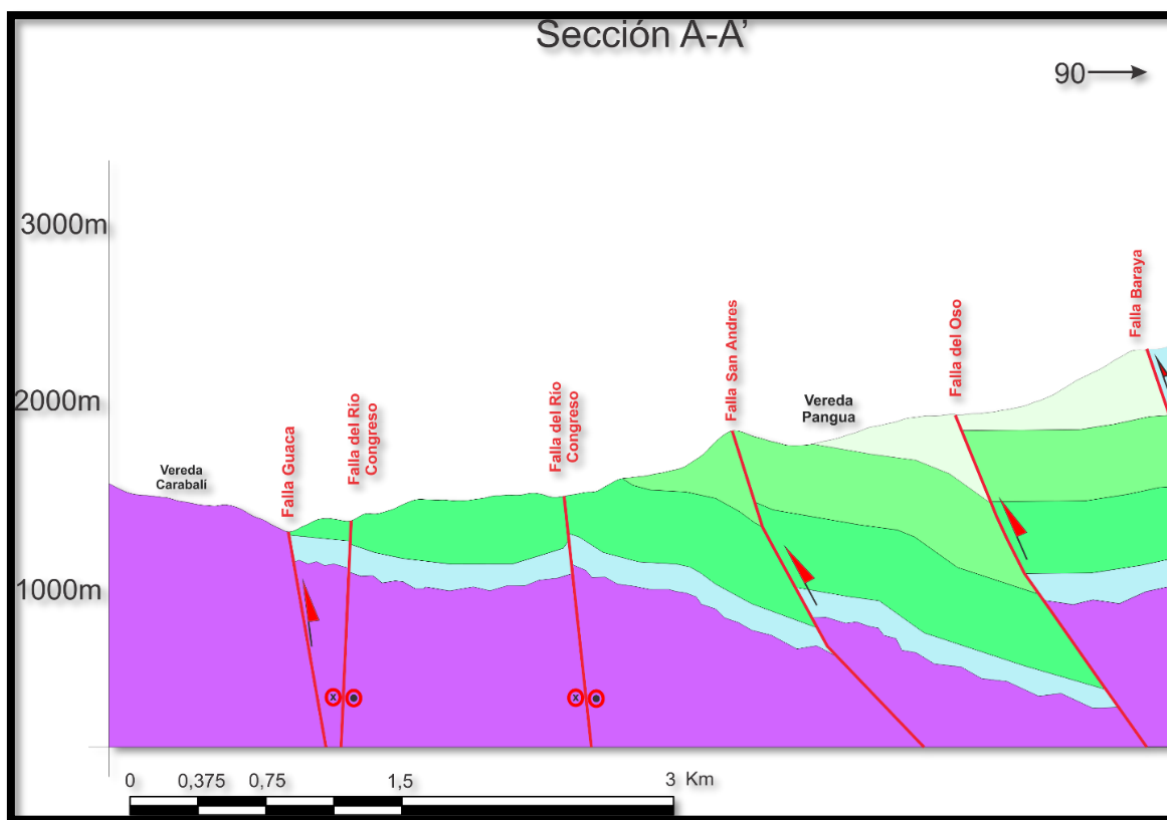


Figura 98. Corte geológico, Sección A – A'.

✓ Sección B – B'

Este corte se encuentra localizado en la parte central del mapa, presenta una dirección NorEste – SurOeste y se estableció para observar la parte baja de la unión entre las Fallas El Oso y Pangua, pues en este sector se realizó la caracterización estructural del tramo 6 y en él se tiene la zona del contacto fallado entre las formaciones Aguardiente – Capacho a causa de la Falla Pangua. En el corte se aprecia la influencia de la Falla Pangua, pues el retrocabalgamiento genera cambio en la estratificación, mostrando la formación de un sinclinal localizado, que no refleja influencia en la tectónica regional. Además, se observa al Oeste de la Falla El Oso, un levantamiento moderado de las unidades y una fuerte influencia de la Falla Guaca. (Figura 99).

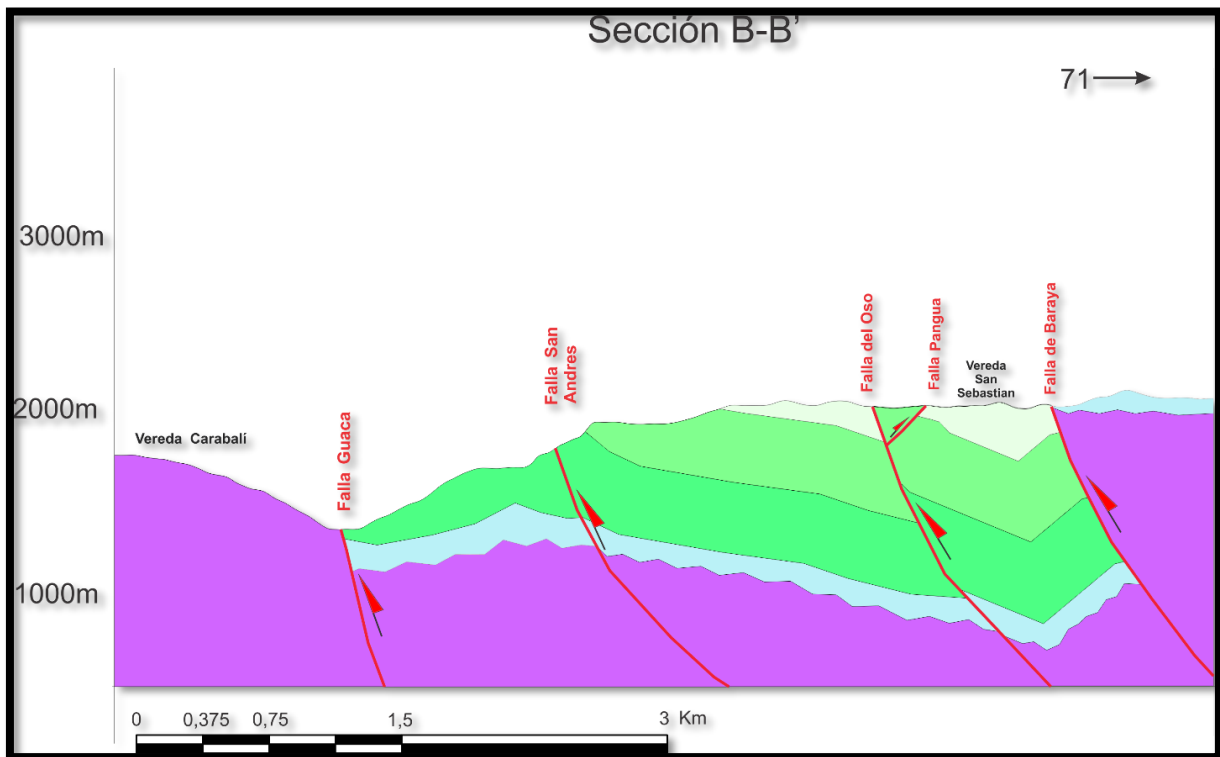


Figura 99. Corte geológico, Sección B – B'.

✓ Sección C – C'

Este corte se ubica en la parte central del mapa geológico, paralelo a la Quebrada Lisgaura, presentando una dirección NorEste – SurOeste. Refleja la importancia de las fallas aflorantes respecto a las Formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente, que son las de dominio en este sector.

En la sección es claro observar que el estilo estructural está asociado a fallas inversas, que generan sobre las unidades un levantamiento asociadas a cabalgamiento de tipo abanico imbricado evidenciándose en el cambio del ángulo de buzamiento de dichas unidades. (Figura 100).

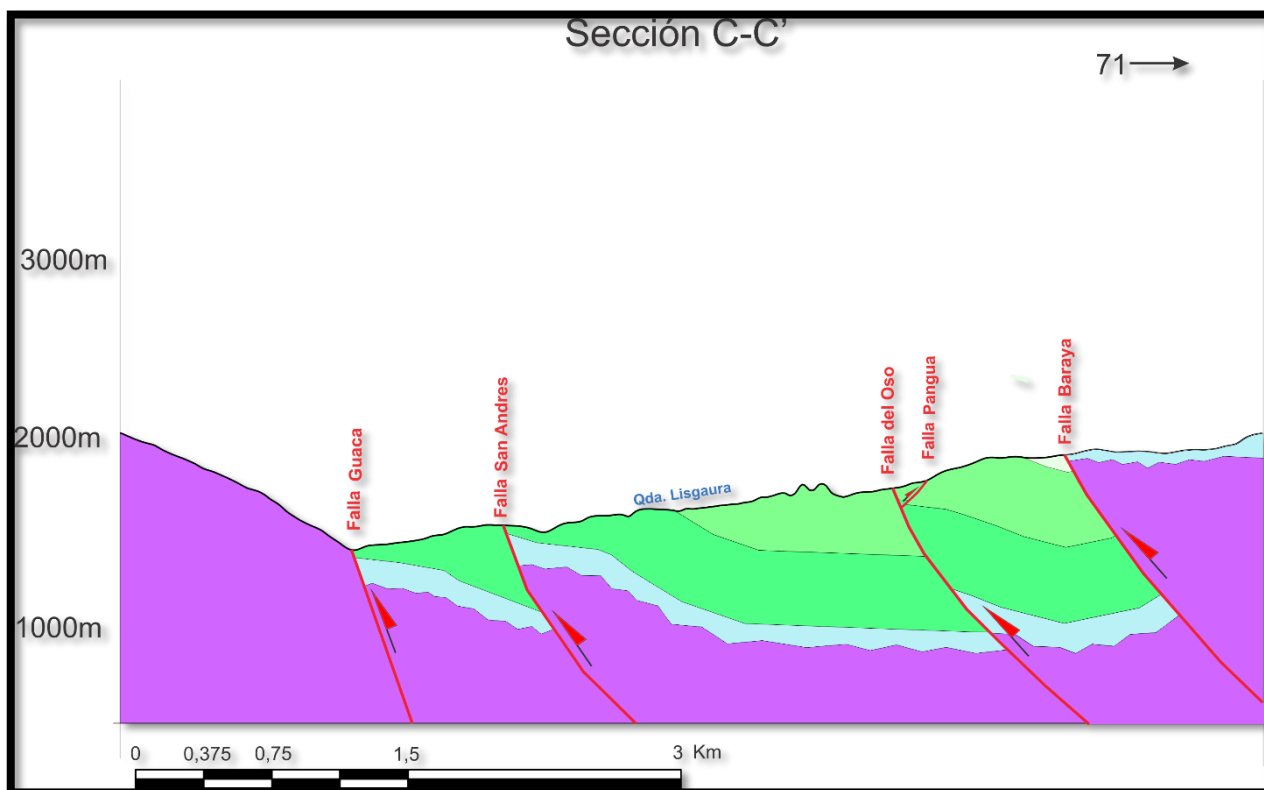


Figura 100. Corte geológico, Sección C – C'.

✓ Sección D – D

Se localiza al norte del mapa geológico. Presenta una dirección Este – Oeste. Como punto importante sobre éste, es la aparición de la Formación Capacho en el retrocabalgamiento, notándose esto con el espesor de dicha formación.

Además, es el único corte en el que se observa la influencia de la Falla del Hato, la cual está asociada en este punto por mostrar el contacto fallado entre las Formaciones Aguardiente y Capacho.

El rasgo estructural que impone esta falla en el área de influencia está asociada a una flor positiva (mencionado anteriormente), que no se expone en este corte por su escala. El rasgo estructural que se impone en el corte asociado a las fallas inversas es de cabalgamiento de tipo abanico imbricado, reflejándose esto en el bajo ángulo de buzamiento de las unidades de las formaciones aflorantes. (Figura 101).

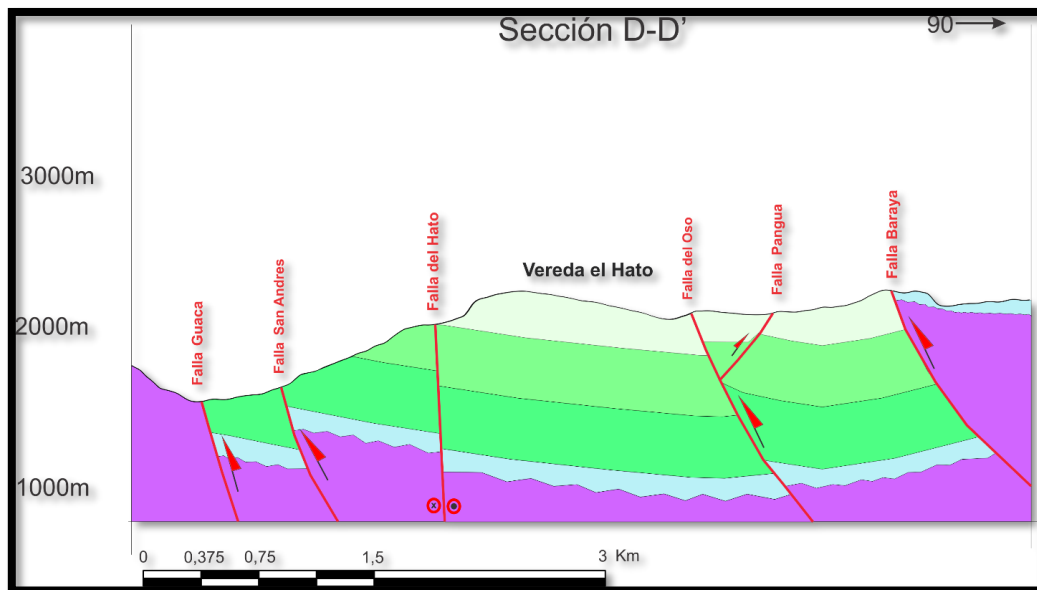


Figura 101. Corte geológico, Sección D – D'.

✓ Sección CS – CS'

Se localiza al norte del mapa, atravesando el Municipio de San Andrés. Presenta una dirección Este – Oeste. En él se observa como afloran todas las unidades presentando un ángulo de buzamiento no muy inclinado.

Además, se puede evidenciar que el estilo que están demarcando las estructuras es un cabalgamiento de tipo abanico imbricado, reflejado en el incremento progresivo de la inclinación de las unidades. (Figura 102).

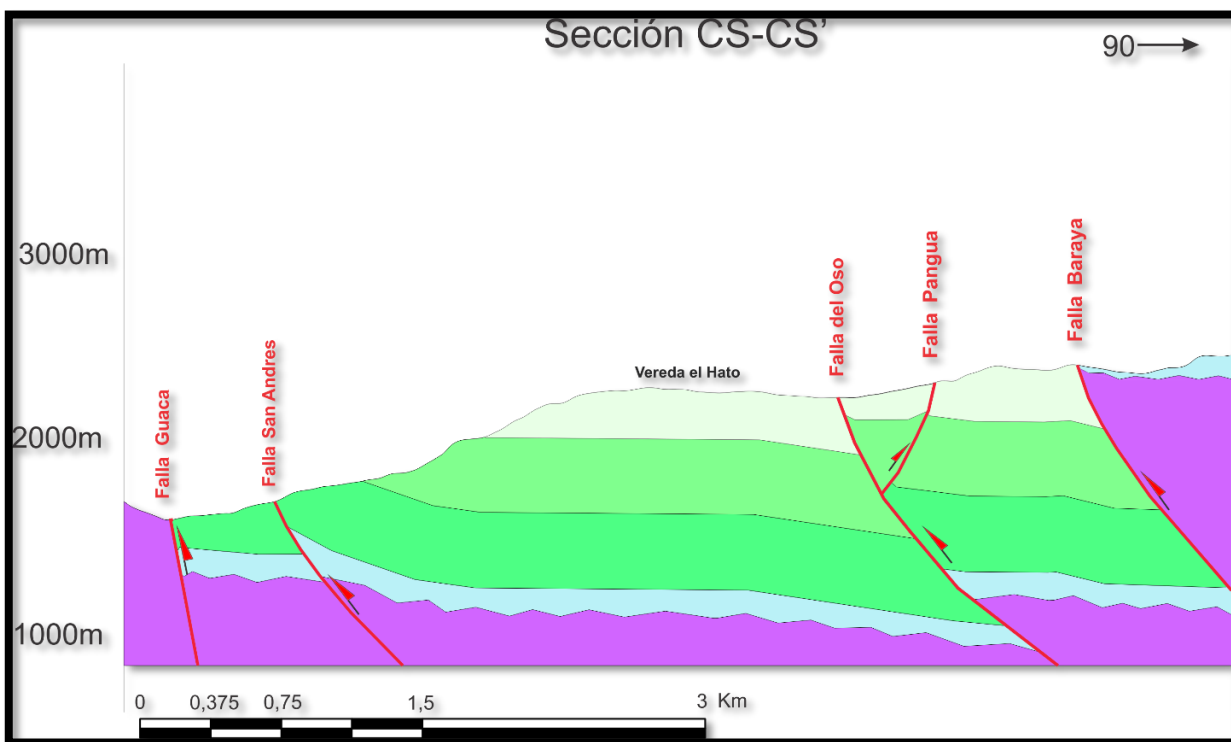


Figura 102. Corte geológico, Sección CS – CS'.

9.1.2. Cortes Geológicos Regionales

Como parte de la determinación y comparación del estilo estructural se analizaron 3 cortes regionales de la plancha geológica 121 (Figura 103), los cuales no presenta modificaciones en la cartografía realizada, de tal manera que se pueda observar la diferencia en cuanto al estilo estructural regional.

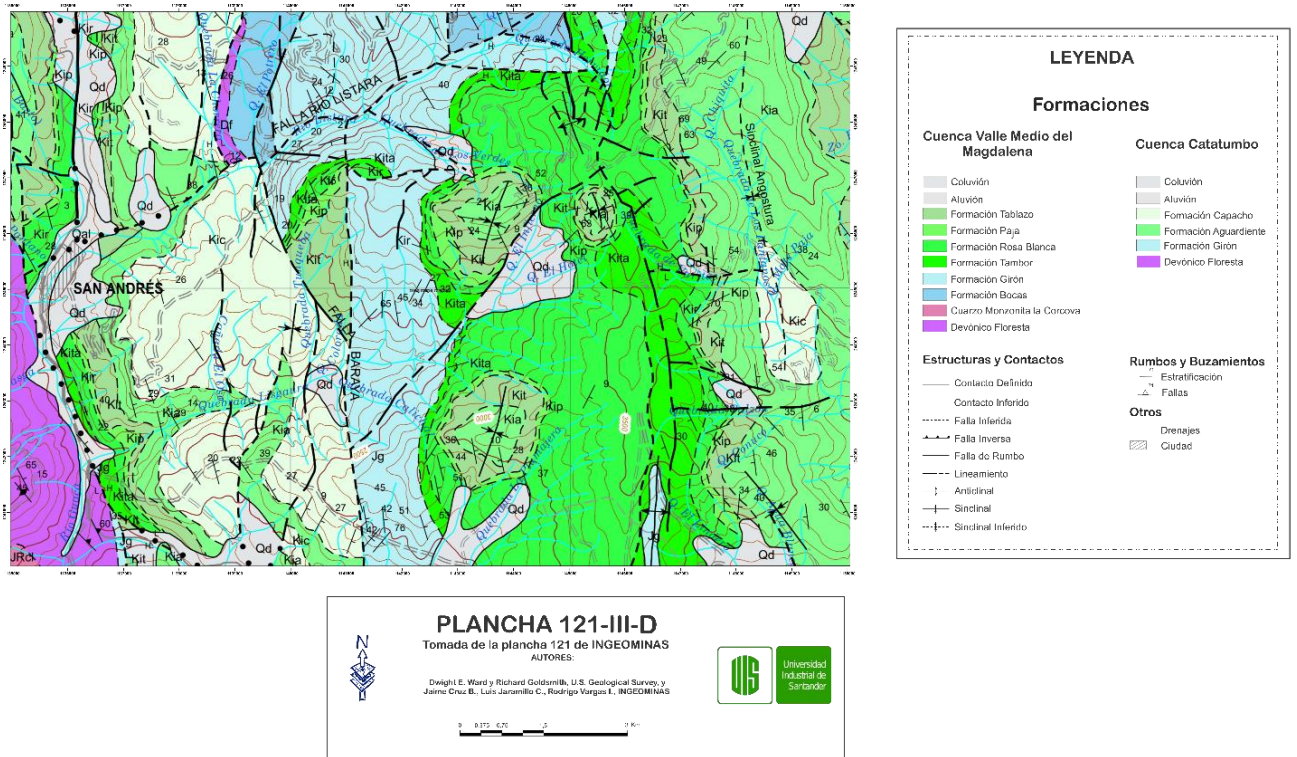


Figura 103. Plancha geológica 121 sin modificaciones. Adaptado de Ward, D., et al, 1973.

Las secciones geológicas (Figura 104), evidencian un sistema compresivo comprobado por una serie de Fallas que presentan cinemática inversa, entre las cuales se reconoce la Falla Guaca, La Falla El Oso, La Falla Pangua y la Falla Baraya, en donde se aprecia que la Falla Pangua presenta un buzamiento hacia el Este, siendo parte de las fallas asociadas al estilo estructural de

cabalgamiento de tipo abanico imbricado, además se observa que la Plancha Geológica 121, no reconoce la Falla San Andrés.

Por otro lado, se aprecia que en esta cartografía las unidades presentan un buzamiento prominente, el cual genera un mayor levantamiento de las mismas, causando esto la aparición de unidades aflorantes en sectores en los que no se observaron en el trabajo de campo.

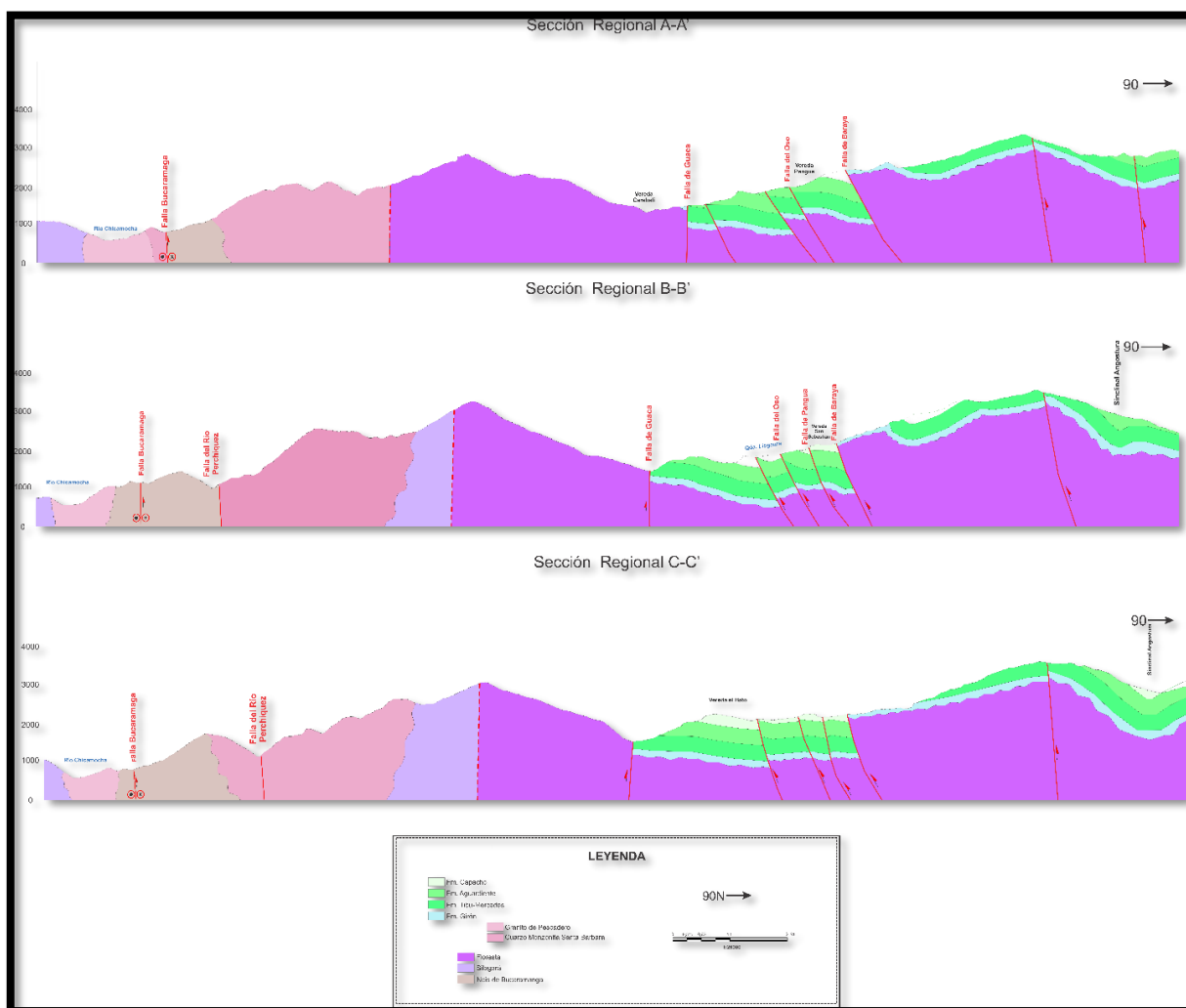


Figura 104. Cortes geológicos regionales de la plancha 121 sin modificaciones.

Sin embargo, se observa que los rasgos estructurales predominantes concuerdan con los evidenciados para el área de estudio (Figura 105). Existiendo cambios en la tendencia del

buzamiento de la Falla de Pangua, la cual no hace parte del sistema de abanico imbricado, por el contrario, esta representa un retrocabalgamiento confluyendo en la Falla El Oso, siendo su longitud menor a la establecida en la Plancha Geológica 121.

Por otra parte, se reconoció que las unidades presentaban un buzamiento moderado que tiende a un ángulo de 20 a 35° principalmente.

Finalmente se puede considerar que las fallas de la región estudiada presentan un sentido casi paralelo a la Falla de Bucaramanga. Reflejando estas una tendencia de dirección principalmente Norte.

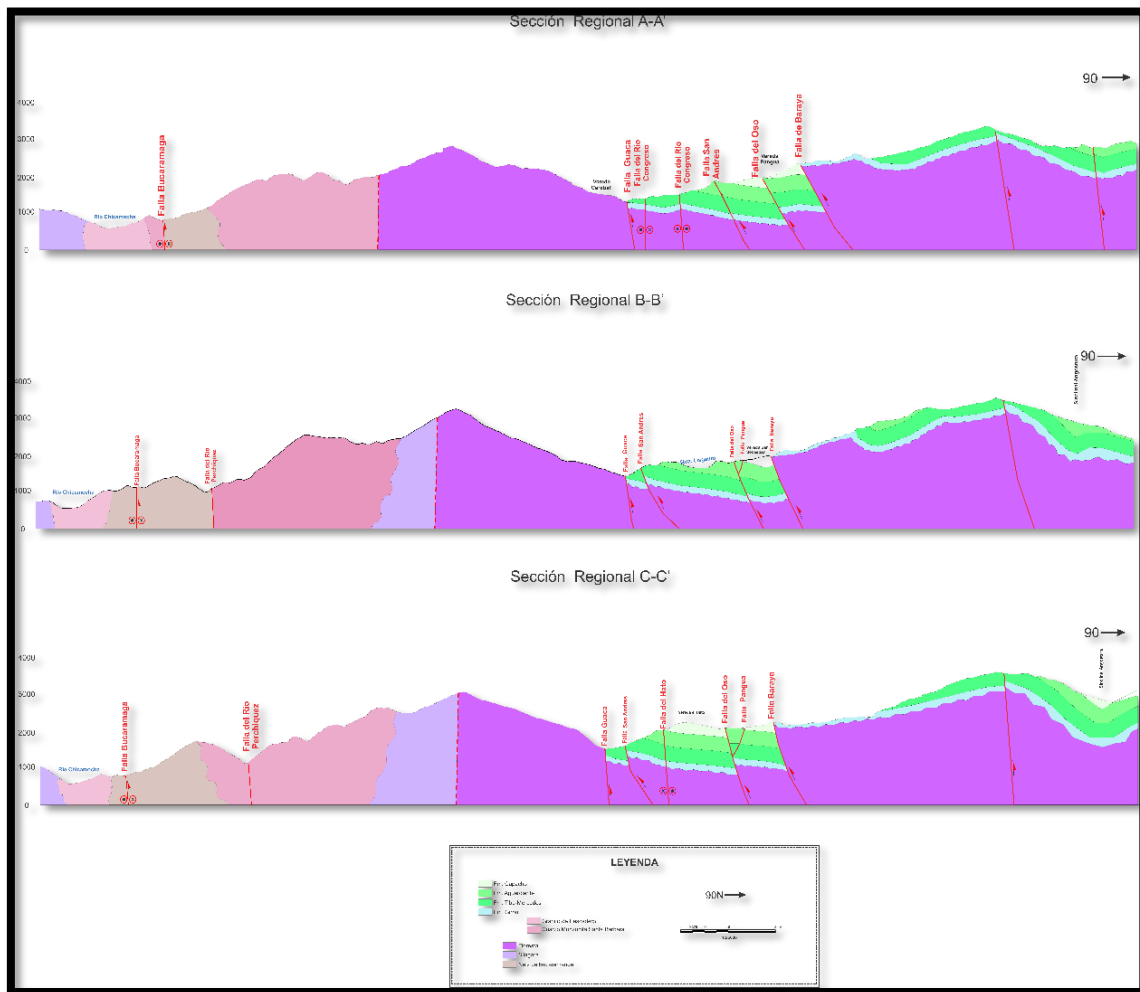


Figura 105. Cortes geológicos regionales que presentan modificación de la cartografía del área de estudio.

9.1.3. Modelo Tridimensional de la Zona de Estudio

Como resultado de las estructuras y los cortes geológicos se puede definir que el estilo estructural asociado a la zona estudiada, se liga a un sistema de cabalgamiento de tipo abanico imbricado. Generados por sistemas compresivos, dando el sigma uno perpendicular a la dirección preferencial del sistema de fallas y el sigma tres paralelo al eje de acción de las mismas.

Se puede resaltar a partir de las estructuras generadas (Flor Positiva, Dúplex, inversión tectónica e inversión de las unidades) y el sistema de fallas (principal y secundario), que la zona de estudio refleja un sistema transcurrente + un sistema compresivo conformando este un sistema transpresivo. El cual se corrobora con la geometría característica de pandeo evidenciado en la zona del Municipio de San Andrés (Figura 1) siendo el sigma uno paralelo al sistema transcurrente asociado a la Falla Guaca.

Esto se puede corroborar en la Figura 93, en el que los resultados evidencian un sistema compresivo, sin embargo, se reconoce que el sigma uno no se encuentra perpendicular a la dirección de las estructuras pertenecientes al área de estudio, pues este refleja la dirección del esfuerzo principal regional (Transcurrente), deduciéndose de esta manera que el esfuerzo compresivo local se dio de manera perpendicular a las fallas. Teniéndose como resultado un esfuerzo compresivo, en dirección al esfuerzo principal regional asociado a la Falla Guaca.

Como parte final de los resultados se genera el modelo 3D (Figura 106) para la zona de estudio en la cual se puede apreciar la relación que tienen los sigmas respecto a las estructuras tectónicas principales y la estratificación. El resumen de todo el trabajo realizado en campo se presenta en el bloque diagrama expuesto a continuación.

MODELO 3D

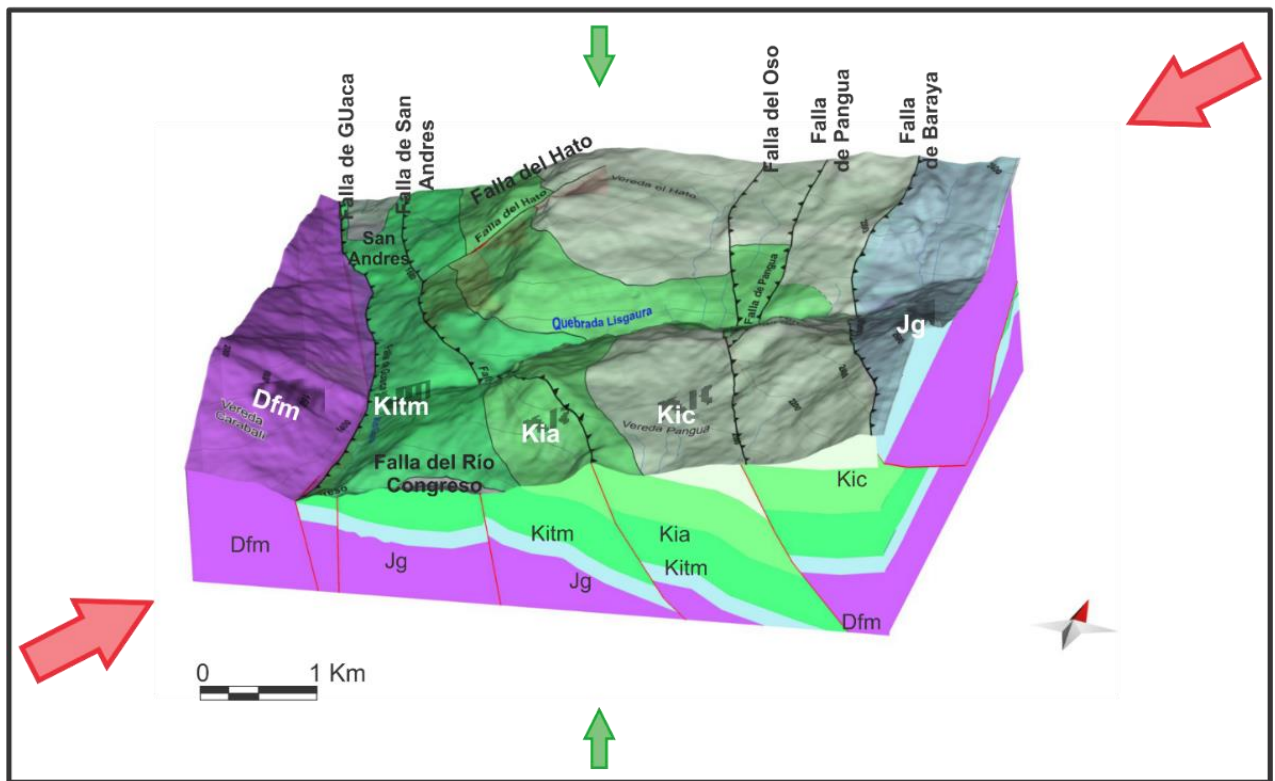


Figura 106. Modelo 3D para la zona de estudio. Sigma 1 de color rojo y sigma 3 de color verde.

10. Discusión

A partir de los resultados obtenidos se expondrán los siguientes ítems fundamentales para la correlación de estos con los planteados anteriormente por otros autores.

- ✚ El área de estudio ha sido analizada por pocos autores, entre estos se destaca lo propuesto por Ward, D., et al, 1973, en el Mapa Geológico de la Plancha 121. En ella planteaban la secuencia Cretácica de las formaciones Aguardiente y Capacho para la cuenca Catatumbo

y las formaciones Tambor, Rosa Blanca, Paja y Tablazo para la cuenca Valle Medio del Magdalena, cartografiadas como unidades consecutivas que presentan una inclinación prominente la cual tiende a disminuir siendo el buzamiento en contra de la pendiente; en el ámbito estructural proponen cinco fallas las cuales todas son inferidas y cuatro son nombradas y asociadas a una cinemática que son de Oeste a Este, la Falla Guaca con un comportamiento dextral presentando un buzamiento vertical y la Falla El Oso, Pangua y Baraya con un comportamiento inverso y buzando al Este. Por otro lado, proponen contactos inferidos entre las formaciones y dos contactos fallados entre las formaciones Floresta Metamórfico y las unidades Cretácicas y el otro entre la Formación Capacho con Girón. Otra propuesta para el área es la de Caballero, V. y Sierra, H., 1991, los cuales realizan el estudio estratigráfico de las unidades aflorantes en la región, conjuntamente realizan la cartografía del área y proponen un análisis estructural asociado a un sistema compresivo en el que reconocen la Falla Guaca, San Andrés, El Oso y Pangua, donde las describe como un sistema de fallas inversas que presentan buzamiento al Este, aclarando que la Falla Pangua se bifurca formando la falla El Oso, repitiendo de esta manera la secuencia de las formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente en la vía Pangua-Pangote (p. 41). Define los contactos entre las formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente en la Quebrada Lisgaura como transicional con un espesor de 3 metros y entre las formaciones Aguardiente y Capacho como neto, definiendo este último en la vía que comunica al Municipio de San Andrés con la vereda el Hato de Caballeros.

Sin embargo, en el presente trabajo se evidenció un sistema de fallas inversas las cuales presentan buzamiento al Este exceptuando la Falla Pangua, que está asociada a la Falla El Oso y presenta un buzamiento al Oeste, reflejando un retrocabalgamiento en el sector

intermedio del mapa propuesto y ensanchando en este sector la vista en planta de la Formación Aguardiente. El contacto entre las formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente se definió en la Quebrada Lisgaura siendo este transicional con un espesor de 4 metros, que presenta un control estructural moderado. Siguiendo lo planteado por Caballero, V. y Sierra, H., 1991 en la determinación del contacto entre las formaciones Aguardiente y Capacho, se realiza la transecta 4 (Vía al Hato de Caballeros), en la cual se pudo establecer que la relación entre estas dos formaciones no es neto, debido a la existencia de una falla de tipo dextral que genera el desplazamiento de las dos unidades, permitiendo una perspectiva equidistal del tipo de contacto de estas, por tal motivo se analizó el tipo de contacto en la transecta 5 (Vía al Municipio de Pangote), en la cual se pudo observar que es tipo transicional. Hay que mencionar, además que en esta vía después de la zona de contacto no se encontró registro de la Formación Aguardiente, ni de la Formación Tibú-Mercedes.

- ✚ El área de estudio presenta registro de un sistema transpresivo, donde la Falla Guaca en el sector sur (antes del pando) y el sector norte (posterior al pando) muestran un sistema transcurrente mientras que la zona en la que se desarrolló el proyecto que corresponde al pando, presenta un sistema compresivo principalmente combinado con un sistema transcurrente, siendo de esta manera un sistema transpresivo, el cual también es sustentado por Kammer, A., 1999, pues plantea que en el Macizo de Santander se manifiestan dos tendencias. La primera se refiere que a lo largo de la Falla de Bucaramanga las direcciones de compresión son perpendiculares a la zona de deformación de esta falla (parte sur) y la segunda plantea que las direcciones desvían en sentido horario de la posición anterior, de acuerdo a la situación de una transpresión sinistral. Para este último incluye algunas de las

fallas analizadas a lo largo del Macizo de Santander, entre las que se encuentran las Fallas del Río Congreso, Guaca, Río Umpalá y Río Manco (Figura 107). (p. 11 y 13).

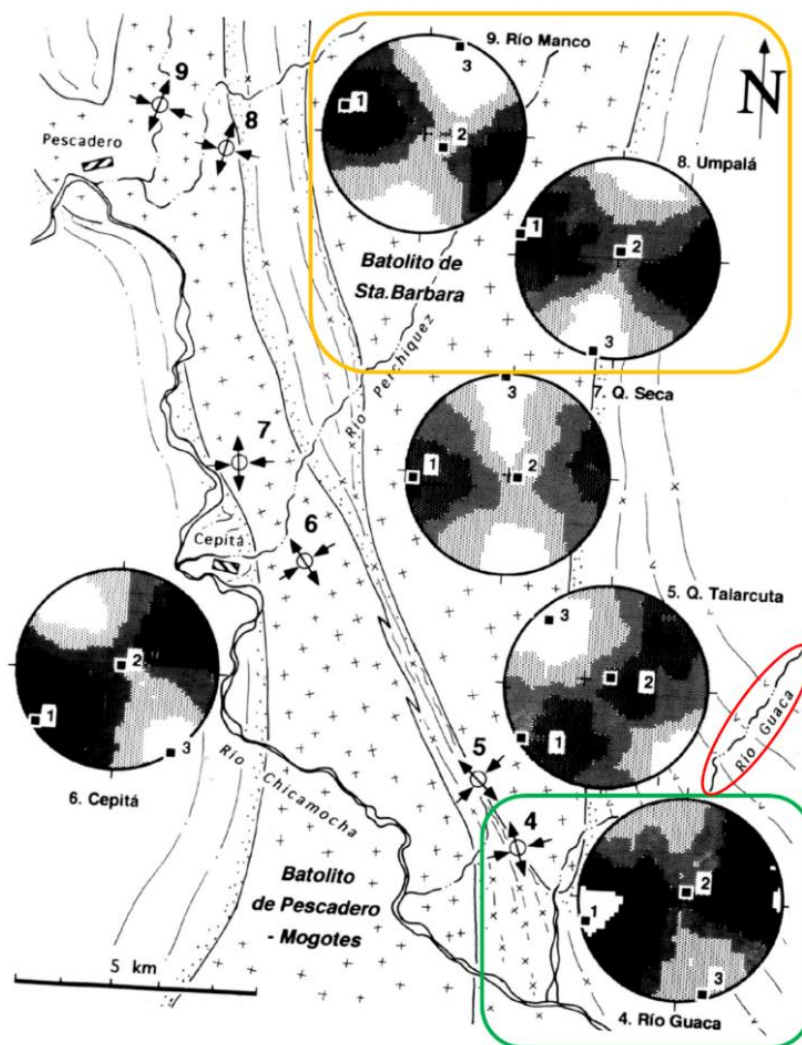


Figura 107. Mapa geológico del Cañón del Chicamocha en el cual se evidencian estereogramas de las Fallas Manco, Umpalá y Guaca. Adaptado de Kammer, A., 1999.

Indicando además que la Falla de Bucaramanga presenta una cinemática dextral, en el borde Occidental del Macizo Santander, mostrando que la dirección de compresión debería desviarse en sentido horario a partir de una perpendicular a esta estructura. (p. 6).

En contraste a lo propuesto por Kammer, A., 1999; Osorio et al., 2008, reconoce que el Macizo de Santander se ha desplazado hacia el Norte, por el movimiento transcurrente Sinistral de la Falla Bucaramanga (p. 138), por otra parte Gonzáles, J. y Jiménez, G., 2015, a partir del procesamiento de datos estructurales para la Falla Bucaramanga, deducen un estado de esfuerzos triaxial que comparan con los círculos de Mohr propuestos por Burg (2011) para regímenes tectónico, el cual indica que la Falla pertenece a un régimen transpresional con un $R=0,20$. (p. 170), Velandia, F., et al, 2017, reconocen que en el Macizo de Santander se presenta un cambio de dirección NE a NW de la Cordillera Oriental por el movimiento lateral izquierdo de las Fallas como Haca, Villa Caro, El Carmen, Bucaramanga y Lebrija, con las cuales definen un estilo transpresivo en este Macizo, además, que reconocen que la mayoría de fallas secundarias al interior del Macizo de Santander presentan una cinemática lateral derecha por las fallas longitudinales mayores y sinestrales del Macizo. (p. 996), sumado a esto Villamizar, N., et al, 2017, realizan estudios estructurales y termocronológicos a rocas asociadas a las Fallas del Río Manco, Río Umpalá y Río Perchiquez, estos indican que las tres estructuras poseen una cinemática transpresiva con desplazamiento lateral derecho asociada a fallas de alto ángulo con eje máximo de acortamiento en dirección E – W. (p. 1529 y 1531).

En contraste a lo mencionado por Kammer, A., 1999 y en similitud a lo expuesto por los otros autores, la evidencia para la Falla del Río Congreso a partir del análisis de datos y lo observado en campo, se define como una falla de rumbo que presenta desplazamiento lateral derecho, por otra parte, la Falla Guaca se deduce a partir de lo observado en la imagen satelital y lo mencionado anteriormente; que presenta una cinemática de rumbo en el sector sur, siendo esta región paralela y/o presentando igual dirección a las Fallas del

Río Manco, Río Umpalá y Río Perchiquez, además de presentar lineamientos y terminaciones en la falla principal (Falla de Bucaramanga) similares a las demás según la imagen, por tal motivo se le atribuye una cinemática de desplazamiento lateral derecho. Siendo de esta manera el área de estudio el reflejo de un sistema transcurrente relacionado a la Falla Guaca, que se asocia a un sistema compresivo ubicado en el área de estudio, teniendo como resultante un sistema transpresivo, en el que se evidencia la compresión marcada por las fallas inversas y estructuras asociadas a estas, pero que además reflejan los esfuerzos generados por el sistema de la Falla Guaca, pues en el tensor local manifiesta una dirección NE – SW el cual es paralelo al sigma que presenta esta, en consideración a lo mostrado por Kammer, A., 1999 (Figura 107), los dos sistemas exponen direcciones semejantes del tensor principal.

- ✚ Para el área de estudio se plantea que el evento deformativo se relaciona al evento regional principal el cual se encuentra asociado a la Falla de Bucaramanga, para esto Gonzáles, J. y Jiménez, G., 2015, postulan en su trabajo que el tensor principal o sigma 1 para la Falla Bucaramanga presenta una tendencia NorOeste – SurEste, el cual lo corroboran a partir del análisis realizado en el que muestran que este tensor principal presenta un dato de $152/22^\circ$, comparando esto con el tensor principal para este trabajo, el cual arroja una dirección NorEste – SurOeste con un dato de $217/03^\circ$, se puede deducir que el área de estudio presenta una rotación de bloques de 65° respecto a la Falla Bucaramanga en sentido horario, el cual puede ser explicado a partir de la compresión ligada al área. (Figura 108).

Kammer, A., 1999, postula para el Macizo de Santander y Bloque intermedio de Bogotá, que las estructuras manifiestan una rotación horaria de los campos de deformación frente al rumbo estructural principal, evidenciándose esto para el área de estudio.

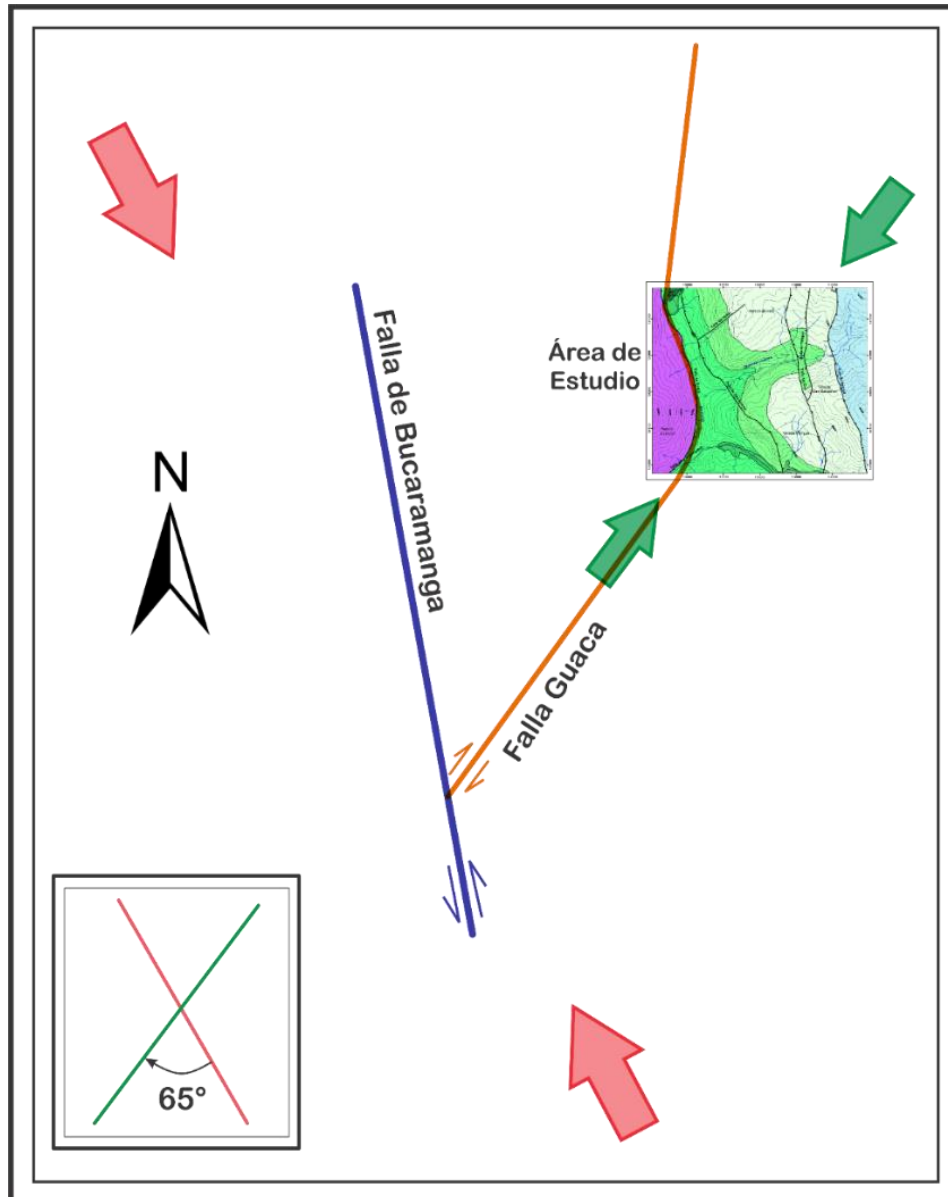


Figura 108. Modelo de rotación de bloques para el área de estudio, teniendo en cuenta la dirección del rumbo estructural principal (la Falla de Bucaramanga). Las flechas rojas indican el tensor de esfuerzos principal para La Falla Bucaramanga y el verde el tensor de esfuerzos principal para la zona de estudio.

11. Conclusiones

- En la realización de la cartografía para el área de estudio a escala 1:25000, se identificaron siete fallas, cinco de cinemática inversa y dos de tipo dextral, junto a esto se reconocieron cinco unidades aflorantes, (siendo estas coherentes con lo propuesto para la estratigrafía del área), la Formación Floresta Metamórfico (Devónico), Formación Girón (Jurásica), Formaciones Tibú-Mercedes, Aguardiente y Capacho (Cretácicas), con dirección en sentido NNW - NNE y una inclinación con tendencia al Este.
- En la revisión de las unidades aflorantes, a partir de criterios composicionales para campo, granulométricos y la relación que presentan las estructuras sedimentarias en los niveles estratigráficos para la Formación Aguardiente, se determinó que los contactos infra y suprayacente son de tipo transicional. Conjuntamente, se determinó que estos presentan una influencia tectónica moderada, que no refleja cambios significativos en la determinación del tipo de contacto.
- Se identificaron once estructuras, cuatro de ellas corresponden a estructuras primarias asociadas a las condiciones de sedimentación, definidas como estratificación Plano-Paralela, cruzada y ondulada, así mismo unas secundarias relacionadas a eventos postdeposicionales entre las que se incluyen nódulos y concreciones siendo estas afines a las condiciones diagenéticas y otras involucradas en los cambios y ajustes tectónicos, como lo son estilolitos, clivajes, pliegues, venas, budines y diaclasas, aclarando que las fallas hacen parte de estas y con las que se pudo definir un tensor de esfuerzo del área.
- A partir de la caracterización estructural realizada y la elaboración de cortes geológicos, se determinó que el área presenta un estilo estructural asociado a un Sistema de Cabalgamiento de tipo Abanico Imbricado, ligado a un sistema compresivo, evidenciado

por el análisis en campo y el procesamiento de los datos de fallas en el programa Win Tensor Versión 5-8-4.

- Teniendo en cuenta el análisis regional, las estructuras caracterizadas y la dirección del tensor de esfuerzos principal local, se dedujo que el área se encuentra relacionada a un Sistema Transpresivo. Donde el tensor de esfuerzo principal local refleja un sistema compresivo que presenta la dirección del tensor de esfuerzo principal para la Falla Guaca (Sector Sur) el cual tiene un comportamiento transcurrente.
- A través de una comparación entre el tensor de esfuerzo principal regional (Asociado a la Falla Bucaramanga) y el tensor de esfuerzos principal local, se identificó que la zona de estudio presenta una rotación de bloques en sentido horario con un ángulo de 65° . Siendo esto generado por los esfuerzos compresivos, los cuales se encuentran perpendiculares al sistema principal de fallamiento.

12. Recomendaciones

- ❖ Se recomienda realizar análisis estructurales detallados para la Falla Guaca en el sector sur y norte, de tal manera que se pueda comprobar la naturaleza y cinemática de la misma en toda su extensión.
- ❖ Se sugiere realizar técnicas de análisis y estudios petrográficos para los contactos de las Formaciones Cretácicas, de tal manera que se pueda entender mejor la relación que existe entre estas.
- ❖ Se propone realizar estudios cronoestratigráficos para las Formaciones Cretácicas de tal forma que se pueda entender mejor las relaciones de edades de depositación entre estas.

Referencias Bibliográficas

- Acosta, C. Y Julivert, M. 1960. Estratigrafía de García Rovira, Universidad Nacional de Colombia, Sede Bogotá, Bogotá, Colombia.
- Álvarez, W., Engelder, T. & Geiser, P. 1978. Classification of solution cleavage in pelagic limestones. *Geology* 6. 263-266.
- Arche, A. (2010). Sedimentología del Proceso Físico a la Cuenca. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.
- Boggs, S. (2006). Principles of sedimentology and stratigraphy. New Jersey: Pearson Pentrice Hall.
- Caballero, V. Y Sierra, H. 2014. Estratigrafía del Cretácico en el Área de San Andrés Santander. Proyecto de grado, Dirigido por Luis Enrique Cruz. Universidad Industrial de Santander. Facultad de Físico – Químicas. Bucaramanga, Colombia.
- Caicedo, L., Palmera, L., Plata, L., Rojas, J. 2013. Seminario de investigación análisis de la geología regional del Macizo de Santander. Proyecto de grado. Dirigido por Francisco Velandia y Julián López. Universidad Industrial de Santander, Facultad Físico-Químicas. Bucaramanga, Colombia.
- Casanova, L. 2002. Topografía Plana. Universidad de los Andes, Facultad de Ingeniería, Departamento de Vías, Mérida, Venezuela.
- Casas, A. 1986. Evolución tectónica de un sector del borde N de la Cadena Ibérica (provincia de Teruel). Teruel: Revista del Instituto de Estudios Turolenses.

- Cetina, L., Cetina, M. Y Patiño, H. 2012. Cartografía Geológica del Área de San Andrés, Santander, Geología Colombiana, Edición X Semana Técnica de Geología e Ingeniería Geológica, Bogotá, Colombia.
- Contreras, A. 1992. Paleontología. México D.F: Circuito de Investigación Científica, Prensas de ciencia. Ciudad de México, México-Distrito Federal.
- Crook, K. 1964. Cleavage in weakly deformed mudstone. American Journal of Science. United States of America.
- Davis G., Reynolds S., Kluth, C. 2012. Structural geology of rocks and region. United States of America: Jhon Wiley & Sons, Inc.
- Dewey, R. E, Holdsworth, R & Strachan, A. 1998. Transpression and Transtension Zones, Brookes University, Gypsy Lane, Headington, Oxford, England.
- Duque, H. 1978. Geotectónica y Evolución de la Región Noroccidental Colombiana, Ministerios de Minas y Energía, Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras, Sección de Estratigrafía. Asociación Americana de Geólogos del Petróleo. Bogotá, Colombia.
- Engelder, T. 1979. Mechanisms for strain within the upper Devonian Clastic sequence of the Appalachian plateau, Western New York. American Journal of Science. 279, 527-542.
- Engelder, T., Marshak, S. 1984. Disjunctive cleavage formed at shallow depths in sedimentary rocks. Great Britain: Pergamon Press Ltd.
- Etayo Serna F., Renzoni G., D Barrero. 1976. Contornos sucesivos del mar Cretáceo en Colombia, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Florez, S. Y Nuñez, A. 2016. Análisis Cinemático y Estilo Estructural de la Falla del Suárez entre el Hato y la Fuente, Santander. Proyecto de Grado. Dirigido por Francisco

ANGGY OCHOA PINTO Y LIZETH SANABRIA RUÍZ, 2018

Velandia. Facultad de Físico – Químicas. Universidad Industrial de Santander,
Bucaramanga, Colombia.

Fossen, H. 2010. Structural Geology. New York: Cambridge University Press.

Gass, G., Smith, P., Wilson, R. 1980. Introducción a las ciencias de la tierra. Barcelona: Reverté,
S.A.

Gaona, T. 2015. El Cretácico Sedimentario al Este de la Falla de San Jerónimo: Compilación
para el Mapa Geológico de Colombia, British Petroleum America, Houston, Estados
Unidos.

González, J. Y Jiménez, G. 2015. Análisis estructural y características microtectónicas de un
segmento de la Falla Bucaramanga en los alrededores del corregimiento Umpalá,
Santander. Proyecto de Grado. Dirigido por Julián López y Georgina Guzmán.
Universidad Industrial de Santander, Facultad de Físico-Químicas. Bucaramanga,
Colombia.

Geiser, P. A. & Sansone, S. 1981. Joints, microfractures and the formation of solution cleavage
in limestones. *Geology* 9,280-285.

Hans N. 1999. Apuntes de Geología Estructural, Primera Parte: Estructuras Frágiles.
Antofagasta.

Julivert, M., 1960. Geología de la Región Occidental de García Rovira. Boletín de Geología,
Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga, Colombia.

Julivert, M. 1968. Léxico Estratigráfico, Union Internationale Des Sciences Géologiques,
Amérique Latine, Volume V, Fascicule 4^a, INGEOMINAS, Bogotá, Colombia.

- Julivert, M., 1970. Cover and Basement Tectonics in the Cordillera Oriental of Colombia, South America, and a Comparison with Some Other Folded Chains. Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Universidad de Oviedo. España.
- Kammer, A., 1999. Observaciones acerca de un Origen Transpresivo de la Cordillera Oriental. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, Colombia.
- Lobo, A. 1987. La Geología de Colombia. INGEOMINAS, Bogotá, Colombia.
- Maya, M. 2001. Mapa Metamórfico de Colombia. INGEOMINAS. Bogotá, Colombia.
- Mckee, E., Weir, G. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. The Geological Society of America.
- Osorio, J., Hernández, C., Torres, E., Botero, P., 2008. Modelo Geodinámico del Macizo de Santander. Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS. Bogotá, Colombia.
- Park, L. 1995. Geochemical and Paleoenvironmental Analysis of Lacustrine Arthropod-Bearing Concretions of the Barstow Formations, Southern California: Jstor.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1983. The Techniques of Modern Structural Geology. Academic Press, London, pp. 186-188.
- Reks, I. J. & Gray, D. R. 1982. Pencil structure and strain in weakly deformed mudstone and siltstone. J. Struct. Geol. 4,161-176.
- Restrepo, P., Ruiz, J., Gehrels, G., Cosca, M., 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: New constraints for Late Proterozoic – Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. Earth and Planetary Science Letters, 150(3-4), 427-441.
- Rey, P. 2016. Introduction to Structural Geology. Sydney, Australia.

ANGGY OCHOA PINTO Y LIZETH SANABRIA RUÍZ, 2018

- Rosello, E. 2001. Sistemas Tectónicos Transcurrente: Una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. Asociación Geológica de Argentina, Buenos Aires, Argentina.
- Royero, J., Clavijo, J., 2001. Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Santander. Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear, INGEOMINAS. Colombia.
- Torrijo, F., Mandado Collado, J. 2010. Nódulos y Concreciones. Investigación y Ciencia: Edición Española de Scientific American.
- Turner, F. 1953. Nature and Dynamic Interpretation of deformation Lamellae in Calcite of three Marbles. American Journal of Science. United States of America.
- Ujueta, G., 2003. La Falla de Santa Marta-Bucaramanga no es una sola falla; son dos fallas diferentes: la Falla de Santa Marta y la Falla de Bucaramanga. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, Colombia.
- Van Der, P., Marshak, S. 2004. Earth Structure an introduction to structural geology and tectonics. Second edition. United States of America: W.W. Norton& Company, Inc.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L., Tellez, N. 1981. Geología de las Planchas 136 Málaga y 152 Soatá Cuadrángulo I- 13, INGEOMINAS, Bogotá, Colombia.
- Velandia, F., García, H., López, J., Bermúdez, M., Zuluaga, C., Taboada, A. 2017. Modelo estructural del Macizo de Santander y zonas adyacentes. XVI Congreso Colombiano de Geología, Servicio Geológico Colombiano, Santa Marta, Colombia.
- Vera, J. 1994. Estratigrafía principios y métodos. Madrid: Rueda.

Villamizar, N., Zuluaga, C., López, J., Bernet, M., Amaya, S. 2017. Exhumación del bloque colgante de la Falla de Bucaramanga, Santander, Colombia. XVI Congreso Colombiano de Geología, Servicio Geológico Colombiano, Santa Marta, Colombia.

Ward, D., et al, 1973. Mapa Geológico de Colombia, Cuadrángulo H-12 Bucaramanga (Planchas 109 Rionegro – 120 Bucaramanga) y Cuadrángulo H-13 Pamplona (Planchas 110 Pamplona – 121 Cerrito). Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS. Bogotá, Colombia.