

**DETERMINACIÓN DE LOS TENSORES DE ESFUERZOS ASOCIADOS A LA
EVOLUCIÓN DEL FLANCO OESTE DEL ANTICLINAL DE LOS COBARDES,
SANTANDER**

LINA MARÍA CETINA TARAZONA

HUGO ALONSO PATIÑO SANABRIA

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMA**

2013

**DETERMINACIÓN DE LOS TENSORES DE ESFUERZOS ASOCIADOS A LA
EVOLUCIÓN DEL FLANCO OESTE DEL ANTICLINAL DE LOS COBARDES,
SANTANDER**

LINA MARÍA CETINA TARAZONA

HUGO ALONSO PATIÑO SANABRIA

TRABAJO DE GRADO PARA OPTAR TÍTULO DE GEÓLOGO

Director:

FRANCISCO ALBERTO VELANDIA PATIÑO

Geólogo MSc.

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2013

DEDICATORIA

LINA

Sin lugar a dudas este logro está dedicado a mis queridos padres Elba Cecilia Tarazona y William Cetina, a quienes les debo la vida y la persona que soy. Gracias a su dedicación, esfuerzo y sacrificios han logrado brindarme la oportunidad de tener un mejor futuro y porvenir.

HUGO

Este importante logro se lo dedico a mi familia, pero en especial a mis padres María Teresa Sanabria y Hugo Patiño, quienes han dado lo mejor de sí para construir mis alas, las que hoy me permiten volar para alcanzar todos mis sueños.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos con sinceridad a la Universidad Industrial de Santander quien nos acogió como parte de su familia estos cinco años de estudio. A la escuela de Geología y su planta docente que nos brindó el conocimiento esencial para lograr ser hoy profesionales de las geociencias. Muy especialmente al director del proyecto, el geólogo Francisco Alberto Velandia Patiño, quien con su dedicación, grandes aportes, guía, correcciones y motivación logramos sacar adelante el presente trabajo. Al Grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada (GIGBA) que financió parte del proyecto. A la colaboración desinteresada del Smithsonian Tropical Research Institute e ISAGEN por permitirnos acceder a los obras del proyecto Hidrosogamoso, en especial al geólogo Edwin Cadena por compartirnos parte de su tiempo en campo.

En general a todas las personas que de una u otra manera nos brindaron su apoyo en el desarrollo del campo de la tesis, en especial a la gente de San Vicente de Chucurí, quienes nos acogieron en su hogar y nos brindaron su ayuda.

CONTENIDO

	pág.
INTRODUCCIÓN.....	24
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	25
1.2 JUSTIFICACIÓN.....	26
2. OBJETIVOS	28
2.2 OBJETIVO GENERAL	28
2.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	28
3. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA.....	29
4. MARCO TECTÓNICO	30
4.1 PULSOS DE DEFORMACIÓN DE LOS ANDES DEL NORTE EN COLOMBIA	35
4.2 MODELOS ESTRUCTURALES DE LA CORDILLERA ORIENTAL.....	37
4.3 GENERALIDADES DE LAS ESTRUCTURAS MAYORES QUE AFECTAN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	40
4.4 CUENCA DEL VALLE MEDIO DEL MAGDALENA	43
5. MARCO TEÓRICO	59
5.1 DEFINICIÓN DE CONCEPTOS.....	59
5.2 PARÁMETROS UTILIZADOS PARA LA MEDIDA DE DATOS DE DESLIZAMIENTO DE FALLA.....	72
5.3 ANÁLISIS CINEMÁTICO DE PLANOS DE FALLAS	75
5.4 DETERMINACIÓN DE TENSORES DE ESFUERZOS A PARTIR DE DATOS POBLACIONALES DE FALLAS.....	76
6. METODOLOGÍA.....	83
6.1 ETAPA DE CAMPO.....	83
6.2 ANÁLISIS Y TRATAMIENTO DE DATOS DE DESLIZAMIENTO DE FALLA (ESTRÍAS).....	89
6.3 PROCESAMIENTO DE DATOS DE ESTRÍAS	104
6.4 PROCESAMIENTO DE DATOS DE DIACLASAS.....	119
7. RESULTADOS	121
7.1 ESTRUCTURAS.....	123

7.2 TENSORES DE ESFUERZOS DETERMINADOS EN LAS FORMACIONES GEOLÓGICAS.....	144
7.3 INTERPRETACIÓN DE LA EVOLUCIÓN DE LOS TENSORES DE ESFUERZOS.....	150
8. DISCUSIÓN.....	160
9. CONCLUSIONES.....	173
10. RECOMENDACIONES.....	176
BIBLIOGRAFÍA.....	177

Lista de Figuras

pág.

Figura 1. Localización del área de estudio. El área de estudio se encuentra dentro de las coordenadas con origen Bogotá (E: 1060000 a E: 1092500 y N: 1247500 a N: 1297500).	29
Figura 2. Interacción de las placas de Nazca y Caribe con la Placa Suramericana. Significado de abreviaciones: AN: Andes del Norte (área trazada); BCP: Bloque Choco-Panamá. Las flechas y números representan la velocidad actual de las placas en mm/año con respecto a Suramérica.	32
Figura 3. Mapa litotectónico y morfoestructural del noroeste de Suramérica. El área de estudio se representa por el cuadro rojo, localizada en el límite entre el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (pd) y la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (6).	34
Figura 4. Reconstrucción de la historia geológica del Cretáceo superior al Cenozoico en el Valle Medio del Magdalena basado en firmas de procedencia correspondientes a las diferentes fuentes de sedimentos, dispuestos en orden estratigráfico. Las flechas negras indican la dirección predominante de procedencia.....	36
Figura 5. Sección transversal de la Cordillera Oriental modificada de Colleta <i>et al.</i> (1990) por Roeder y Chamberlain (1995). Esta sección muestra antiguas fallas normales reactivadas debido a una inversión de esfuerzos durante el Cenozoico. Este modelo permite inferir la existencia de un estilo estructural de piel gruesa en las zonas basales compuestas por rocas pre-Mesozoicas, y de piel delgada para las rocas Mesozoicas y Cenozoicas.....	37
Figura 6. Sección transversal de la Cordillera Oriental modificada de Dengo y Covey (1993) por Roeder y Chamberlain (1995). Este modelo involucra bajo la Cuenca del Magdalena una sección de basamento decapitada por una gran falla que permite la transferencia de la deformación provocada por la zona de subducción al oeste.....	39
Figura 7. Modelo de configuración estructural de la Cordillera Oriental propuesto por Roeder y Chambelien (1995). Se observa la reconfiguración estructural del basamento, la cual conecta directamente las fallas más profundas con rocas de basamento y su cobertera sedimentaria, implicando directamente una evolución de estilos estructurales de piel gruesa y piel delgada.	40
Figura 8. Principales características estructurales que afectan la zona de estudio.	42
Figura 9. Resultados del trabajo de Acosta (2002) respecto al procesamiento de indicadores cinemáticos de superficie.....	45
Figura 10. Muestra LH-21-R1 correspondiente a una arcosa clasificada texturalmente como arenisca ligeramente conglomerática. La muestra fue extraída de un afloramiento cartografiado en el Mapa Geológico del Cuadrángulo H-12 como Formación Girón.	47

Figura 11. Mapa de distribución de facies durante el Berriasiano al Valanginiano. Se observa una importante conexión entre las facies marinas poco profundas y transicionales de las cuencas de la Sabana de Bogotá, cuenca del Tablazo-Magdalena (Valle Medio del Magdalena) y la cuenca del Cocuy.	47
Figura 12. Distribución de facies durante el Aptiano. Convenciones del anterior mapa paleofacial (Figura 11). Se observa la importante conexión entre la Cuenca del Valle Medio del Magdalena con las cuencas adyacentes de la Sabana de Bogotá y del Cocuy, además de la somerización de los niveles del mar de forma semi-concéntrica con respecto a la cuenca de la Sabana de Bogotá, destacándose esta como un importante depocentro durante el Cretácico.	49
Figura 13. Afloramiento de la Formación Tablazo perteneciente a la estación LH-02, ubicada en el sitio conocido como El Tablazo, sobre la vía que comunica al municipio de San Vicente de Chucurí con el caserío de la Renta. Se observa la estratificación caracterizada por potentes capas de calizas, junto con pequeñas intercalaciones de lodolitas calcáreas.	50
Figura 14. Muestra de mano LH-49-R2 (Ver Anexo No.3, Clasificación de muestras) correspondiente a una fosforita muy rica en restos orgánicos de peces. La muestra fue extraída de un afloramiento perteneciente a la Formación La Luna.	51
Figura 15. Distribución de facies durante el Santoniano-Maastrichtiano. Convenciones de la Figura 11. Durante este periodo de tiempo se produce la máxima extensión del mar Cretácico y ocurre la depositación de la Formación La Luna, principal roca generadora de hidrocarburos del país.	52
Figura 16. Imagen sísmica interpretada del Sinclinal de Nuevo Mundo mostrando la discordancia regional del Valle Medio del Magdalena (MMVU; <i>Middle Magdalena Valley Unconformity</i>). Además se observa la disminución de los espesores de las formaciones sobre la mencionada discordancia hacia el oeste.	54
Figura 17. Potentes capas de geometría no tabular compuestas de areniscas pertenecientes a la Formación La Paz en la estación LH-46, ubicada en cercanías al puente Río Sucio, sobre la vía que comunica a los municipios de Lebrija con Sabana de Torres.	55
Figura 18. Principales estructuras dentro del Sinclinal de Nuevo Mundo. De oeste a este se observa la Falla La Salina, Anticlinal de Lisama, Anticlinal de Las Monas y el Anticlinal de Provincia. El recuadro punteado representa el área de estudio del presente trabajo de investigación.	57
Figura 19. Clasificación de las fracturas en: fracturas de tensión (modo I) y fracturas de cizalla (modo II y III).	61
Figura 20. Representación en el Círculo de Mohr de los esfuerzos que generan fracturas tensionales, de cizalla e híbridas, siendo A fractura de tensión, B. fractura híbrida y C. fractura de cizalla.	61
Figura 21. Representación del Círculo de Mohr y el criterio de falla de Coulomb.	63

Figura 22. Interpretación dinámica de fallas. Relación “estándar” de Anderson entre las orientaciones de los esfuerzos, las fallas ideales y la proyección estereográfica de planos de falla principal con su auxiliar (área sombreada para compresión).	65
Figura 23. Relaciones espaciales entre tensores de esfuerzos y fracturas (Teoría de fracturación de Anderson). Se señala el ángulo θ entre σ_1 y el plano de falla.....	66
Figura 24. Regímenes tectónicos en función de la relación de esfuerzos (R).	67
Figura 25. Representación gráfica de diaclasas de tensión (a), diaclasas de cizalla conjugadas en compresión (b) y diaclasas bajo presión confinante débil (c), basados en experimentos de laboratorio.	68
Figura 26. Dominios de fracturas reactivadas, fracturas sin deslizamiento y neoformadas (sobre el borde del círculo mayor).	70
Figura 27. Representación gráfica del estilo estructural de piel delgada que afecta la cobertera sedimentaria, desarrollándose cabalgamientos con geometría controlada por zonas de rampa y zonas de llana.	71
Figura 28. Representación gráfica del estilo estructural de piel gruesa que involucra el basamento, donde los cabalgamientos presentan alto ángulo de falla con un despegue profundo.	72
Figura 29. Representación tridimensional de la medida de los parámetros de Azimut de rumbo, buzamiento, inclinación, <i>pitch</i> , <i>plunge</i> , y dirección de <i>plunge</i>	73
Figura 30. Ubicación en la plantilla estereográfica de los parámetros utilizados en el análisis de planos de falla. a) Ubicación del plano de falla; b) ubicación del <i>pitch</i> de la línea de estría; c) determinación del <i>plunge</i> y dirección de <i>plunge</i> ; d) Gráfico de Angelier para falla inversa; e) Gráfico de Angelier para falla normal, f) Gráfico de Angelier para falla de rumbo dextral y e) población de falla con movimiento predominante normal y buzamiento al oeste.....	74
Figura 31. Planos de <i>riedels</i> (R), <i>antiriedels</i> (R'), <i>postriedels</i> (P) y planos de tensión (T) asociados a una falla principal (M), que indican el sentido del movimiento, según la relación de ángulo con σ_1 mostrado.....	76
Figura 32. Fallas conjugadas y ejes de esfuerzo principal σ_1 , σ_2 , σ_3 . (a) Definición de ejes individuales de esfuerzo relacionados a una falla de dirección y sentido conocidos. (b) F, plano de falla; N, línea normal a la falla; S, dirección de las estrías; B, eje perpendicular a N, y para S los ejes P_θ y T_θ son perpendiculares a B haciendo ángulos θ con S y N respectivamente.	78
Figura 33. Representación en bloque diagrama (A) y en plantilla estereográfica (B) del método P-T el cual determina de los ejes de Presión-Tensión en un plano de falla. Pf, polo del plano de falla; Pm, polo del plano de movimiento, P, eje de presión; T, eje de tensión; B, eje intermedio.....	79
Figura 34. Ejemplo del metodo de diedros rectos para fallas conjugadas.....	80
Figura 35. Mapa geológico de área de estudio con ubicación de las estaciones. La nomenclatura de ellas tiene origen en el primer nombre de los investigadores y el número de la estación.	84

Figura 36. Mapa geológico del área de estudio con la ubicación de las estaciones con datos de estrías. El último número de cada estación representa la cantidad de datos medidos.....	85
Figura 37. Plano estriado correspondiente a la Formación Tablazo en la estación LH-52. Se muestra resaltada la línea de rumbo y la estría para la medición de <i>pitch</i> sobre el plano.....	87
Figura 38. Interpretación del movimiento de un plano de falla utilizando <i>Riedels</i> (R) como indicador cinemático.....	88
Figura 39. Variación de la inclinación de una falla inversa, donde zonas de rampa presentan alto ángulo y zonas de llana bajo ángulo.....	91
Figura 40. Esquema del procedimiento de rotación de planos de falla respecto a la estratificación para una estría de falla inversa (señalada en óvalo). a) Ubicación del plano de falla, plano de estratificación, polo de falla (Pf) y polo de estratificación (Pe). b) Procedimiento inicial de rotación del plano de falla respecto a la estratificación. c) Determinación del nuevo plano de falla. d) Ubicación del <i>pitch</i> en el nuevo plano de falla. e) Nueva actitud y sentido del movimiento del plano de falla una vez rotado respecto a una estratificación horizontal (ver explicación en el texto).....	94
Figura 41. Cabalgamientos hacia fuera del sinclinal y hacia adentro del anticlinal producto de la curvatura de los pliegues.....	96
Figura 42. Cabalgamientos en cuña, desarrollados en la charnela y en los flancos. Las áreas punteadas representan unidades competentes.....	97
Figura 43. Desarrollo de fallas de cabalgamiento en flancos de los pliegues.....	98
Figura 44. Formación de retro-cabalgamientos en el bloque colgante a medida que se genera el pliegue por flexura de falla. a) Estado inicial del pliegue, b) mayor desarrollo del pliegue y de los retro-cabalgamientos.....	98
Figura 45. Relación de las estructuras generadas coetáneamente bajo un mismo campo de esfuerzos.....	104
Figura 46. Gráfico de Angelier de la estación LH-18 que evidencia la incoherencia mecánica de los datos de fallas, con base en la elipse de deformación (Figura 43). En el ejemplo se observa un plano de falla inversa (encerrada en el ovalo rojo) paralela a planos de fallas normales (óvalos azules), lo cual no es mecánicamente compatible bajo un mismo tensor de esfuerzos.....	106
Figura 47. Circulo de Mohr de la estación LH-18. Se discriminan las tres regiones correspondientes a un dominio inestable, de reactivación y estable (planos de fractura sin deslizamiento). Los datos contenidos en el dominio inestable y de reactivación pueden asociarse a un solo tensor de esfuerzos, mientras que los datos contenidos en el dominio estable no corresponden a este tensor, ya que no deslizan con él. Por ejemplo los planos de fallas inversas 12 y 9 (remarcados en la Figura 44) entre otros, no se formaron bajo el mismo tensor de esfuerzos asociado a los planos de fallas en el dominio Inestable y de reactivación.....	106
Figura 48. Gráfico de Angelier (a) y P-T (b) correspondientes a los datos de la etapa uno en la estación LH-18. En el Gráfico de Angelier se observa coherencia mecánica de los	

datos, según la elipse de deformación (Figura 45), y en el Gráfico P-T se observa el eje de Presión (círculos rojos) cercano a la vertical. Los triángulos azules corresponden al eje de Tensión..... 109

Figura 49. Gráfico de Angelier (a) y Círculo de Mohr (b) correspondientes a los datos de la etapa tres en la estación LH-18. En el Gráfico de Angelier se puede observar la coherencia mecánica de los datos con predominio de fallas inversas y un dato de rumbo (dato 1) con pequeña componente normal, y en el Círculo de Mohr se observa la correspondencia de los datos con un solo campo de esfuerzos. En este caso no se discrimina ningún dato..... 110

Figura 50. Gráficos de Análisis Dinámico Numérico (*NDA*) (a) y P-T (b) correspondientes a los datos de la etapa 3 en la estación LH-18. El gráfico *NDA* es utilizado para determinar el trazo de falla más óptimo para el conjunto de datos, apoyándose también del Gráfico de Angelier (Figura 49a), el cual para este caso corresponde a una falla inversa con vergencia ESE y buzamiento WNW. El gráfico P-T se usó para determinar la dirección del esfuerzo máximo horizontal actual con dirección 125° en azimut, óptimo para la generación de este conjunto de fallas..... 111

Figura 51. Gráfico de Angelier (a) y Círculo de Mohr (b) correspondientes a los datos de la etapa uno en la Formación La Luna. En el Gráfico de Angelier se puede observar la coherencia mecánica entre las fallas normales y las fallas de rumbo (Figura 45). En el Círculo de Mohr se observa la correspondencia de los datos con un solo campo de esfuerzos. En este caso no se discriminó ningún dato..... 114

Figura 52. Gráfico de Angelier (a) y Círculo de Mohr (b) correspondientes a los datos de la etapa dos en la Formación La Luna. En el Gráfico de Angelier se puede observar la coherencia mecánica entre las fallas inversas y las fallas de rumbo (Figura 43). En el Círculo de Mohr se observa la correspondencia de los datos con un solo campo de esfuerzos. En este caso tampoco se discriminó dato alguno. 115

Figura 53. Gráfico de Angelier (a) y Círculo de Mohr (b) correspondientes a los datos de la etapa tres en la Formación La Luna. En el Gráfico de Angelier se puede observar en general la coherencia mecánica entre las fallas inversas, normales y de rumbo (Figura 43). En el Círculo de Mohr se observa que la mayoría de los datos corresponden a un solo campo de esfuerzos, excepto los datos 9 y 6 (ovalado rojo). En este caso se agrupan los datos según el tipo de falla. 115

Figura 54. Gráficos de Análisis Dinámico Numérico (*NDA*) (a) y P-T (b) correspondientes a los datos de la etapa uno en la Formación La Luna. El gráfico de *NDA* indica un régimen transtensivo. El gráfico P-T muestra un eje de esfuerzo mínimo horizontal (tensión) a 114°N..... 116

Figura 55. Gráficos de Análisis Dinámico Numérico (*NDA*) (a) y P-T (b) correspondientes a los datos de la etapa dos en la Formación La Luna. El gráfico de *NDA* indica un régimen principal compresivo/transpresivo. El gráfico P-T muestra un esfuerzo mayor horizontal (presión) a 56°N. 117

Figura 56. Gráficos de Análisis Dinámico Numérico (*NDA*) (a) y P-T (b) correspondientes a los datos de fallas de rumbo de la etapa tres en la Formación La Luna. El gráfico *NDA*

indica un régimen transcurrente. El gráfico P-T muestra un esfuerzo máximo horizontal (presión) a 138°N.....	117
Figura 57. Gráficos de Análisis Dinámico Numérico (<i>NDA</i>) (a), y P-T (b) correspondientes a los datos de fallas inversas de la etapa tres en la Formación La Luna. El gráfico de <i>NDA</i> indica un régimen principal compresivo. El gráfico P-T muestra un esfuerzo máximo horizontal (presión) a 304°.....	118
Figura 58. Diagrama de rosetas generado para la Formación Simití. Se observa una dirección principal de diaclasas WNW-ESE.....	120
Figura 59. Mapa estructural del área de estudio. Se muestran los gráficos de diedros rectos obtenidos por el método de Análisis Dinámico Numérico (<i>NDA</i>) resultado del procesamiento de los datos de la etapa tres, los cuales indican el régimen tectónico, cinemática y actitud para cada estructura.....	124
Figura 60. Mapa estructural del área de estudio. Se muestran los gráficos de Angelier, los cuales indican de manera general la tendencia del buzamiento en las estructuras.....	125
Figura 61. Mapa geológico actualizado del área de estudio, donde se observan las estructuras determinadas y las líneas de corte (Ver Anexo No 1, Mapa Geológico).	126
Figura 62. Cortes geológicos que abarcan la parte norte del Anticlinal de Los Cobardes (flanco oeste del Sinclinal de Nuevo Mundo), donde se observa estilos estructurales combinados de piel gruesa y delgada, así como el desarrollo de estructuras secundarias asociadas a fallas principales a profundidad. a) Línea de corte A-A'; b) línea de corte B-B'; c) línea de corte C-C'; d) línea de corte D-D'. Escala vertical igual a la horizontal. Ver Figura 61 y Anexo No 1, Mapa Geológico.....	127
Figura 63. Estrías de falla encontradas en la estación LH-27. La línea azul vertical resalta la estría y la línea subhorizontal el rumbo del plano.....	130
Figura 64. Expresión geomorfológica del retro-cabalgamiento que se desprende de la Falla San Vicente denominado Falla La Sorda. El <i>flat</i> de esta falla en profundidad es el responsable de la morfología del Sinclinal Naranja.....	131
Figura 65. Plano estriado medido en la estación LH-52 que muestra la evidencia en campo de la Falla La Parroquia. La línea azul inclinada resalta la estría y la línea azul subhorizontal el rumbo del plano. Se observa bajo ángulo de <i>pitch</i> , propio de fallas de rumbo.	132
Figura 66. Segmento del Mapa Geológico del Cuadrángulo H-12 donde se observa el trazo de falla inferido de la Falla San Vicente, indicando una vergencia hacia el oeste.	133
Figura 67. Plano estriado medido en la estación LH-61. Se observa alto <i>pitch</i> característico de fallas inversas. La línea azul subvertical resalta la estría y la línea azul subhorizontal el rumbo del plano.....	134
Figura 68. Plano estriado medido en la estación LH-24. Se observa que el ángulo entre la estría (línea azul subvertical) y el rumbo del plano (línea azul subhorizontal) es cercano a 90°, típico de fallas inversas.	135
Figura 69. Plano de falla medido en la estación LH-65, el cual evidenció en campo la cinemática inversa dextral de la Falla Pujamanes.....	136

Figura 70. Sector llamado El Tablazo en la vía que conduce del corregimiento La Renta al municipio de San Vicente de Chucurí. En este lugar se midieron los planos estriados que corresponden a la estación LH-02 y caracterizan la falla. Se observan capas con buzamiento oeste pertenecientes a la Formación Tablazo, la cual hace parte del flanco occidental del Anticlinal de Los Cobardes.....	137
Figura 71. Principales patrones de fracturamiento que afectan a las formaciones geológicas aflorantes en la zona de estudio (a). Para las formaciones Mugrosa, Colorado y Real no se encontraron fracturas por su carácter simi-consolidado. Además se muestra el procesamiento de la totalidad de los datos (b), en la cual se observa una dirección de fracturas predominantemente este-oeste. N: número de datos procesados.....	139
Figura 72. Mapa geológico del área de estudio. a) modelo de deformación compartimentalizada. b) Se resaltan en líneas punteadas los bloques norte, centro y sur en que se divide el flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes en la zona.	143
Figura 73. Representación del régimen tectónico predominante durante cada etapa en las formaciones geológicas, incluyendo datos medidos en zonas de transferencia. Se procesó en primer lugar los datos de planos de fallas según su tipo: normales (flechas azules indicando régimen distensivo), rumbo (flechas azules y rojas indicando régimen transcurrente) e inversas (flechas rojas indicando régimen compresivo). Además, procesando la totalidad de los datos por etapas registradas en cada formación se generaron gráficos de diedros rectos por el método NDA para hallar el régimen predominante (en los casos en que se tengan al menos cuatro datos requeridos para su procesamiento) y direcciones de máximo acortamiento/alargamiento por el método P-T, éstas últimas asociadas a los tensores de esfuerzos (flechas negras: dirección de máximo acortamiento; flechas blancas: dirección de máximo alargamiento). El número que acompaña cada flecha indica el número de datos de estrías utilizado para su procesamiento.	144
Figura 74. Representación del régimen tectónico predominante durante cada etapa en las formaciones geológicas excluyendo los datos medidos en zonas de transferencia. Se procesó en primer lugar las fallas según su tipo (normales, rumbo, inversas). Además, procesando la totalidad de los datos por etapas registradas en cada formación se generaron gráficos de diedros rectos por el método NDA para hallar el régimen predominante y direcciones de máximo acortamiento/alargamiento por el método P-T, éstas últimas asociadas a los tensores de esfuerzos resultantes para cada formación. Convenciones descritas en la Figura 73.	145
Figura 75. Esquema generalizado de los tensores de máximo esfuerzo horizontal (σ_{Hmax}) presentados en zonas de transferencia dentro de ambientes tectónicos distensivos. Se observa la variación de σ_2 a σ_1 en la horizontal a medida que se acerca a una falla transcurrente, lo que induce un movimiento dextral. El tensor regional se representa por las flechas negras que muestran una dirección de máximo alargamiento NE-SW.	147
Figura 76. Dos familias distintas de líneas de estrías remarcadas con la línea azul.	149
Figura 77. Regímenes de esfuerzos asociados a las etapas de evolución del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes determinados con la totalidad de los datos obtenidos. Las	

flechas rojas indican un régimen compresivo, las azules un régimen distensivo y la combinación de estas un régimen transcurrente. El régimen predominante para cada etapa es representado por gráficos de diedros rectos obtenidos por el método NDA y las direcciones de máximo alargamiento y acortamiento son representadas por flechas blancas y negras, respectivamente, obtenidas con base en el método P-T. Estas direcciones son asociadas a los tensores de esfuerzos hallados para cada etapa y representan un tensor regional con influencia de tensores locales debido a que se incluyen datos en zonas de transferencia. El número en la margen superior izquierda indica los datos de estrías procesados y en la margen inferior derecha la dirección en azimut del esfuerzo máximo horizontal. 151

Figura 78. Regímenes de esfuerzos hallados sin incluir los datos de las zonas de transferencia y asociados a las etapas de evolución del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes. El régimen predominante para cada etapa es representado por gráficos de diedros rectos obtenidos por el método NDA y las direcciones de máximo alargamiento/acortamiento son obtenidas con base en el método P-T. Estas direcciones son asociadas a los tensores de esfuerzos regionales que afectaron la zona en cada etapa, ya que se obtienen excluyendo los datos tomados en las zonas de transferencia, evitando influencia de tensores locales. Convención descrita en la Figura 77. 152

Figura 79. Naturaleza de los esfuerzos durante la etapa uno (distensiva). Se representa los regímenes de esfuerzos distensivos y transcurrentes por estaciones mediante flechas blancas y blancas/negras respectivamente. Se puede observar la influencia de las zonas de transferencia en la dirección de los tensores hallados para las estaciones LH-02, LH-15 y LH-68 (El mapa base es una representación actual y no muestra la geología presente durante la etapa uno de desarrollo del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes) 154

Figura 80. Naturaleza de los esfuerzos durante la etapa dos. Se representa los regímenes de esfuerzos compresivos y transcurrentes (por estaciones) mediante flechas negras y blancas/negras respectivamente. Se observa la influencia de las zonas de transferencia en la dirección de los tensores hallados para las estaciones LH-15 y LH-24. 156

Figura 81. Naturaleza de los esfuerzos actuales en el flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes. Se representan mediante flechas negras y blancas/negras los regímenes de esfuerzos compresivos y transcurrentes respectivamente, obtenidos en el procesamiento. Las zonas de transferencia no presentan variaciones importantes en sus tensores locales con respecto al regional. 158

Figura 82. Regímenes de esfuerzos determinados con los datos discriminados por rotación (correspondientes a la etapa tres) y con todos los datos (sin rotación). Se observa un régimen de esfuerzos transcurrente para ambos procesamientos, representados por gráficos de diedros rectos obtenidos por el método NDA y direcciones de máximo acortamiento/alargamiento (flechas negras y flechas blancas respectivamente) obtenidas con base en el método P-T y asociadas a los tensores de esfuerzos actuales. El número en la margen superior izquierda indica los datos de estrías procesados y en la margen inferior derecha la dirección en azimut resultante. 159

Figura 83. Sección estructural generalizada del área de estudio interpretada por López y Barrero (2005), donde se observa propagación de fallas de origen profundo que afectan el flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes asociadas a su levantamiento.	161
Figura 84. Sección estructural ubicada hacia el norte del área de estudio (fuera de está) que muestra fallas de propagación, con origen en el basamento, responsables del levantamiento el flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes, como se observa en la sección.	161
Figura 85. Fallas de transferencia presentes en el crecimiento de cuencas distensivas.	163
Figura 86. Principales rasgos estructurales asociados a las cuencas tipo <i>back-arc</i> desarrolladas en el territorio colombiano durante el Cretácico.	164
Figura 87. Configuración tectónica del norte de los Andes y la región Caribe en el Paleoceno tardío. Se observan las direcciones relativas del movimiento de la Placa Caribe y la Placa Farallón interactuando con la Placa Suramericana.	167
Figura 88. Mapa geológico del Sinclinal de Guaduas/Sabana de Bogotá mostrando la distribución espacial de estructuras relacionadas a la primera fase tectónica en la Cordillera Oriental asociada a una dirección de compresión E-W a WSW-ENE en el periodo del Maastrichtiano-Paleoceno tardío. Se observa semejanza en la dirección de esfuerzo máximo horizontal asociado a la etapa dos.	168
Figura 89. Mapa geológico del Sinclinal de Guaduas/Sabana de Bogotá mostrando la distribución espacial de estructuras relacionadas a la segunda fase tectónica en la Cordillera Oriental asociada a una dirección de compresión NW-SE a WNW-ESE en el periodo del Eoceno temprano-Pleistoceno. Se observa correspondencia en la dirección de esfuerzo máximo horizontal asociado a la etapa tres.	169
Figura 90. Configuración tectónica del norte de los Andes y la región Caribe en el Mioceno medio. Se observan las direcciones de convergencia de las Placas Caribe, Cocos y Nazca interactuando con la Placa Suramericana, además la acreción de bloques de afinidad oceánica, como el bloque Chocó-Panamá.	170

Lista de Tablas

pág.

Tabla 1. Número de estrías y diaclasas medidas por formación.	85
Tabla 2. Resumen de la características principales de las consideraciones tomadas en cuenta para la discriminación de datos a rotar.	92
Tabla 3. Relación de la inclinación de las capas con respecto a una etapa de desarrollo del pliegue y el tipo de régimen tectónico asociado. Tabla para las unidades con inclinación actual hasta 40°.	100
Tabla 4. Relación de la inclinación de las capas con respecto a una etapa de desarrollo del pliegue y el tipo de régimen tectónico asociado. Tabla para las unidades con inclinación actual de 40° a 75° (máxima inclinación medida en el área).....	100
Tabla 5. Esquema metodológico para fallas inversas con ángulo menor a 45° de inclinación y más de 80° de <i>pitch</i> :.....	101
Tabla 6. Esquema metodológico para fallas normales con ángulo de inclinación menor a 45° y <i>pitch</i> mayor a 80°.....	102
Tabla 7. Esquema metodológico para el dato número tres de la estación LH-25, el cual corresponde a una falla de rumbo sinestral con azimut de rumbo 298/45 y <i>pitch</i> de 5° que afectó capas con estratificación 20/71 (azimut de rumbo).....	103
Tabla 8. Resultado del análisis previo de los datos en la estación LH-18. En la tabla se observa el grado de rotación que se utilizó, la etapa de desarrollo del pliegue asignado a cada dato y el filtraje de datos pasando de 12 a 8, porque a pesar de la técnica de rotación aplicada, los datos eliminados no cumplieron con las consideraciones ya establecidas.....	108
Tabla 9. Agrupación de datos correspondientes a la Formación La Luna (K2I). Se escoge esta unidad como ejemplo porque registra las tres etapas del desarrollo del pliegue. Además se observan las diferentes rotaciones para los datos, así como la etapa del pliegue correspondiente.....	112
Tabla 10. Valores numéricos de los esfuerzos principales asociados a las etapas de desarrollo del Anticlinal de Los Cobardes.	121

Tabla 11. Relación de los tensores de esfuerzos determinados para las etapas dos y tres con aspectos tectonoestratigráficos de la zona de estudio. 172

RESUMEN

TÍTULO:

DETERMINACION DE LOS TENSORES DE ESFUERZOS ASOCIADOS A LA EVOLUCIÓN DEL FLANCO OESTE DEL ANTICLINAL DE LOS COBARDES, SANTANDER*

AUTORES:

LINA MARÍA CETINA TARAZONA**

HUGO ALONSO PATIÑO SANABRIA**

PALABRAS CLAVES:

Andes del Norte, Geología estructural, Análisis cinemático, Planos Estriados de Falla, Falla San Vicente

El flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes presenta condiciones geológicas óptimas para determinar los tensores de esfuerzos (o paleoesfuerzos) asociados a su evolución, utilizando para ello análisis poblacional de fallas, ya que la estructura presenta unidades con litologías propicias para el registro de planos estriados y baja complejidad estructural a nivel regional. Se aplica por lo tanto un estudio estructural detallado, basado en el análisis de planos de fallas y condiciones óptimas de fracturamiento. Se determinan tres tensores de esfuerzos asociados a tres etapas del desarrollo del anticlinal. La etapa uno corresponde a la época distensiva que afectó la zona en el Mesozoico, con una dirección de esfuerzo mínimo horizontal de 126° (NW-SE). La etapa dos se asocia al inicio de deformación del Anticlinal de Los Cobardes en el Paleoceno con posible influencia desde el Maastrichtiano (o anterior) y presenta una dirección de esfuerzo máximo horizontal de 30° (NNE-SSW). Finalmente, la etapa tres corresponde al levantamiento de la estructura en el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, asociado a una dirección de esfuerzo máximo horizontal de 118° (WNW-ESE) y relacionado posiblemente a la acreción del bloque Chocó con la margen noroccidental de Suramérica.

Por otra parte se establece un estilo estructural caracterizado por presentar escamación de piel gruesa que afecta el basamento Jurásico y escamación de piel delgada que afecta la secuencia cretácica, evidentes en el desarrollo de la Falla San Vicente, sus ramificaciones y retrocabalgamientos longitudinales al rumbo de las capas. La zona además es afectada por movimientos transcurrentes, representados en fallas transversales que desplazan levemente en cinemática dextral las estructuras longitudinales y también por una falla de rumbo sinistral longitudinal asociada a profundidad a la Falla San Vicente. Por último, las fallas transversales dividen el flanco oeste del anticlinal en tres bloques afectados diferencialmente por la deformación.

* Proyecto de Grado

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño.

ABSTRACT

TITTLE:

DETERMINATION OF THE STRESS TENSOR ASSOCIATED WITH THE EVOLUTION OF WEST LIMB OF LOS COBARDES ANTICLINE, SANTANDER *

AUTHORS:

LINA MARÍA CETINA TARAZONA**

HUGO ALONSO PATIÑO SANABRIA**

KEYWORDS

Northern Andes, Structural geology, Kinematic analysis, Striated Fault Planes, San Vicente Fault.

The western limb of Los Cobardes Anticline has optimal geological conditions to determine the stress tensors associated with its development. We have used fault planes analysis because the structure has favorable rocks for the record of striated planes and regional low structural complexity. For these reasons we have applied a detailed structural study, based in analysis of fault planes and the best conditions of fracturing. We have determined three stress tensors for three stages of Los Cobardes Anticline development. The first stage was associated to Mesozoic extensional epoch that affected the area with direction of minimum horizontal stress in azimuth of 126° (NW-SE). The Second stage was associated to the start of the Los Cobardes Anticline deformation during the Paleocene with possible influence from the Maastrichtian (or earlier) and has a direction of maximum horizontal stress in azimuth of 30° (NNE-SSW). Finally, the third stage was associated to Los Cobardes Anticline uplift during the late Oligocene-early Miocene, with a direction of maximum horizontal stress in azimuth of 118° (WNW-ESE) and possible related to Chocó-Panamá Block accretion with the northwestern margin of South-America.

By other side, it was established a structural style of thick skin affecting the Jurassic basement, and thin skin affecting the Cretaceous sequence. These styles are the result of the San Vicente Fault propagation, its splays and back-thrusts. The area is also affected by transversal strike-slip faults with dextral movement, and it moves the longitudinal structures like the San Vicente Fault. Finally, these transversal structures partition the western limb of Los Cobardes Anticline in differentially affected blocks by the deformation.

* Degree work

** Faculty of Physics-Chemistry Engineering. School of Geology. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño.

INTRODUCCIÓN

En geología estructural existen varios métodos que determinan tensores de esfuerzos o paleoesfuerzos, donde se incluyen mecanismos focales de sismos, datos de GPS y datos poblacionales de fallas. Estos últimos proporcionan evidencia directa de los esfuerzos que actúan o actuaron en las rocas y registran el movimiento del bloque colgante sobre el bloque yacente de un plano de falla. Además, el análisis poblacional de estrías de falla ayuda a determinar estructuras actuales genéticamente relacionadas a los tensores de esfuerzos, lo cual es de gran importancia para caracterizar correctamente la cinemática de las fallas.

Este método ha sido poco aplicado en la parte nororiental de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena y el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental, por lo cual se decidió realizar un estudio estructural detallado aplicando este método, con el fin de proporcionar nuevos datos para entender en parte los procesos que influenciaron la formación y configuración de esta zona del piedemonte occidental de la Cordillera Oriental. Específicamente, el presente estudio se llevó a cabo en el flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes, cuya ubicación es considerada clave en el entendimiento de la evolución tanto de la cuenca como del orógeno adyacente, además esta estructura presenta un registro estratigráfico completo desde el Jurásico hasta el Maastrichtiano, con litologías propicias para el registro de planos estriados.

El trabajo de investigación pretende por un lado detalle en las estructuras que afectan el flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes y por otro, determinar los tensores de esfuerzos y paleoesfuerzos asociados a su evolución, aplicando una metodología planteada con bases teóricas y consideraciones asumidas. Los tensores de esfuerzos determinados se relacionan con los pulsos de deformación de la Cordillera Oriental, los cuales se han propuesto para la zona con base en estudios de procedencia de sedimentos realizados en el Sinclinal de Nuevo Mundo. Esta relación de esfuerzos con los pulsos de deformación aporta nuevas

evidencias en el entendimiento de la evolución de esta parte de la Cordillera Oriental, representada por el Anticlinal de Los Cobardes, al asociar su evolución a tensores de esfuerzos, que a su vez se pueden vincular con procesos tectónicos regionales.

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En las últimas décadas varios investigadores han centrado su atención en la Cuenca del Valle Medio del Magdalena realizando estudios geológicos importantes como los trabajos de Acosta (2002) y Gomez, et al., (2005), y más enfocados en el Sinclinal de Nuevo Mundo, como los de Caballero, et al., (2010), Moreno, et al., (2011) y Nie, et al., (2012). Investigaciones más recientes han efectuado específicamente estudios de procedencia de sedimentos aplicando variadas técnicas como medición de paleocorrientes, análisis sedimentológicos, petrografía de areniscas, cronología de U-Pb en zircones detríticos, entre otros. Los anteriores estudios son propicios para el registro Cenozoico que se presenta en el Sinclinal de Nuevo Mundo, ya que conservan las estructuras sedimentarias que revelan la evolución de estos sedimentos sintectónicos.

Con base en estos estudios estratigráficos se han establecido pulsos de deformación en la Cordillera Oriental asociados a la evolución de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena, pues el Sinclinal de Nuevo Mundo, así como el flanco oeste del Anticlinal de los Cobardes, se han considerado como zona estratégica para el entendimiento de la formación de la cuenca y su orógeno adyacente.

Sin embargo, se plantea la necesidad de un estudio estructural detallado basado en el análisis cinemático de datos de deslizamiento de falla que permitan inferir los tensores de esfuerzos asociados a la evolución de estructuras como el Anticlinal de Los Cobardes y abordar los siguientes cuestionamientos con mayor claridad:

¿Existen estructuras transversales que causen interrupción de las unidades longitudinales de rumbo nor-noreste presentes en el flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes?

¿Qué delimitación presentarían estas estructuras transversales y como se relacionarían con el Anticlinal de Los Cobardes?

¿Qué continuidad y cinemática presentan los trazos de fallas inferidas en el flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes cartografiadas en el Mapa Geológico del Cuadrángulo H-12?

¿Cuál es el buzamiento que presentan estas estructuras y como es su relación con el Anticlinal de Los Cobardes y Sinclinal de Nuevo Mundo? Y

¿Qué evidencias presenta el flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes de la etapa distensiva Mesozoica y la etapa compresiva Cenozoica que han afectado la Cuenca del Valle Medio del Magdalena en el sector del Tablazo y sus alrededores?

1.2 JUSTIFICACIÓN

El trabajo de investigación se realiza con el fin de determinar los tensores de esfuerzos que actuaron durante la evolución del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes (borde este del Sinclinal de Nuevo Mundo) y mejorar la comprensión metodológica en el tratamiento de datos cinemáticos, con el propósito de resolver las inquietudes planteadas relacionadas con la deformación en la zona de estudio, contribuyendo así al conocimiento geológico de esta importante área del país, la cual es actualmente motor nacional de desarrollo en obras de infraestructura y búsqueda de recursos minero-energéticos.

En las formaciones del Jurásico, Cretáceo, Paleógeno y Neógeno que conforman el flanco que comparten el Anticlinal de Los Cobardes (flanco oeste) y el Sinclinal de Nuevo Mundo (flanco este) no se han presentado en documentos conocidos

fallas importantes que afecten la continuidad de las unidades geológicas. Sin embargo, el mapa geológico a escala 1:100.000 de la región, muestra algunos rasgos discontinuos de fallas inferidas, restringidas a algunos sectores del flanco del pliegue. Uno de los objetivos de este trabajo es obtener datos estructurales, cuyo procesamiento e interpretación permitan definir la existencia y/o continuidad de fallas geológicas y su relación espacio-temporal con las formaciones sedimentarias existentes.

2. OBJETIVOS

2.2 OBJETIVO GENERAL

- Determinar los tensores de esfuerzos principales y su relación con la evolución del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes (este del Sinclinal de Nuevo Mundo).

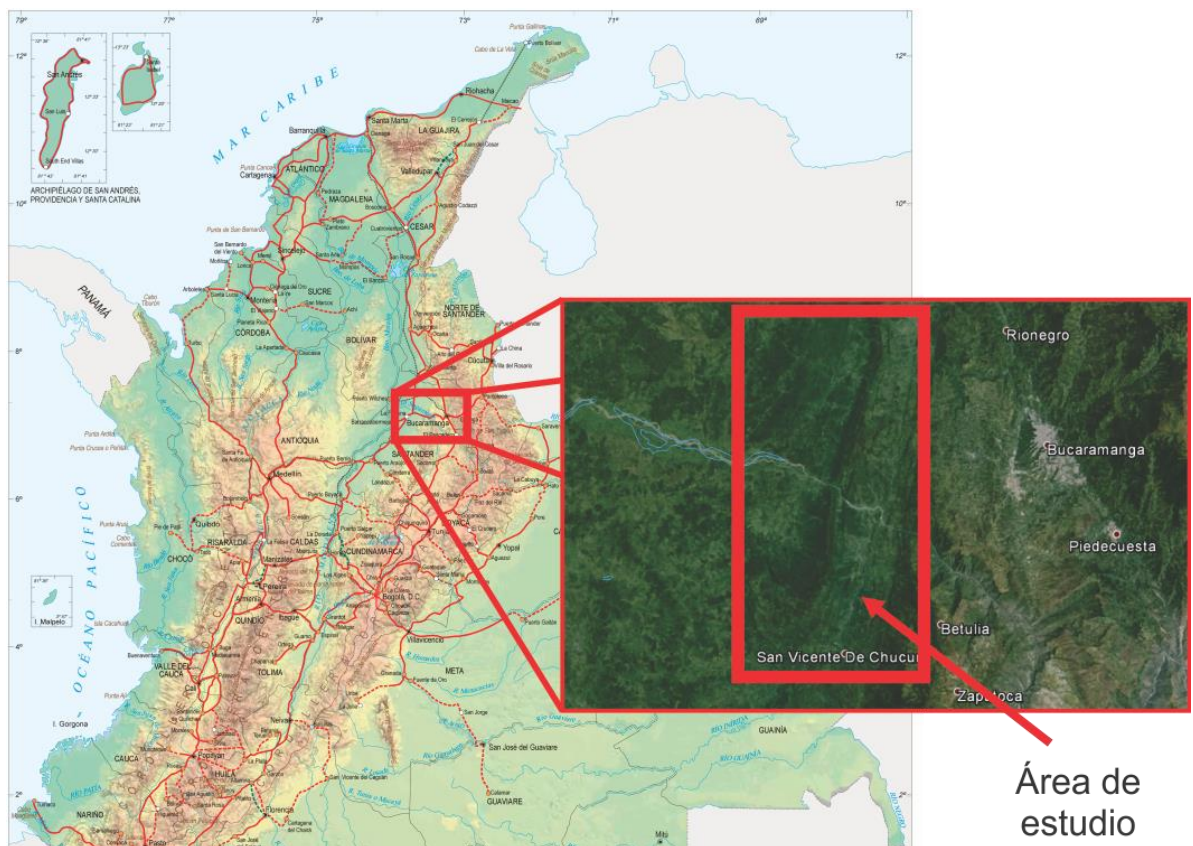
2.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Definir el tensor regional y tensores locales mediante el levantamiento, procesamiento e interpretación de los indicadores cinemáticos en el flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes.
- Establecer el estilo estructural del área de estudio para contribuir al conocimiento geológico de esta parte del piedemonte occidental de la Cordillera Oriental.
- Actualizar la información geológica existente para las unidades cretácicas en el área de estudio con base en las estructuras definidas.
- Proporcionar un antecedente metodológico en geología estructural para futuros trabajos de investigación e información base para proyectos de desarrollo socioeconómico en la región.

3. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

El flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes y concretamente el área de estudio, se encuentra ubicada sobre las estribaciones occidentales de la Cordillera Oriental en el departamento de Santander (Figura 1), dentro de las áreas rurales de los municipios San Vicente de Chucurí, Betulia, Zapatoca, Lebrija y Sabana de Torres.

Figura 1. Localización del área de estudio. El área de estudio se encuentra dentro de las coordenadas con origen Bogotá (E: 1060000 a E: 1092500 y N: 1247500 a N: 1297500).



Fuente. GOOGLE, Google Earth 7.1.1.1888, 2013.

4. MARCO TECTÓNICO

El área de estudio se ubica sobre la Cuenca del Valle Medio del Magdalena, formando parte del piedemonte occidental de la Cordillera Oriental, cuya configuración está influenciada por tópicos relacionados a: contexto tectónico regional en lo referente al Bloque Norandino, dinámica de las placas Nazca y Caribe a lo largo del borde occidental de la Placa Suramericana, los sucesivos pulsos de deformación de la Cordillera Oriental durante el Cenozoico, modelos estructurales propuestos para esta cordillera, estructuras regionales que reflejan la deformación a la cual ha sido sometida la zona y la sedimentación durante el Mesozoico y Cenozoico.

La geología colombiana está representada por el Sistema Montañoso Andino (Andes del Norte o Bloque Norandino) y el Cratón Amazónico. Su evolución geológica refleja la interacción de varios campos de esfuerzos que han acrecionado terrenos oceánicos y continentales en la margen occidental y levantado los Andes del Norte a lo largo del tiempo geológico (Cortés *et al.*, 2005) dando como resultando un régimen tectónico transpresivo evidenciado por los sistemas de fallas transcurrentes presentes a lo largo del país. Esta característica tectónica en el territorio colombiano está relacionada con la evolución e interacción de las placas Nazca y Caribe (de afinidad oceánica) con la Placa Suramericana, además de los diferentes bloques acrecionados, como el Bloque Chocó (Acosta, 2002; Cortés *et al.*, 2005).

Los Andes del Norte (AN) difieren principalmente de los Andes del Sur y los Andes Centrales por presentar basamento de naturaleza heterogénea, edad variada, evolución del régimen de esfuerzos durante su levantamiento, naturaleza de la subducción con convergencia oblicua y estilos de deformación y magmatismo variados (Cediel *et al.*, 2003).

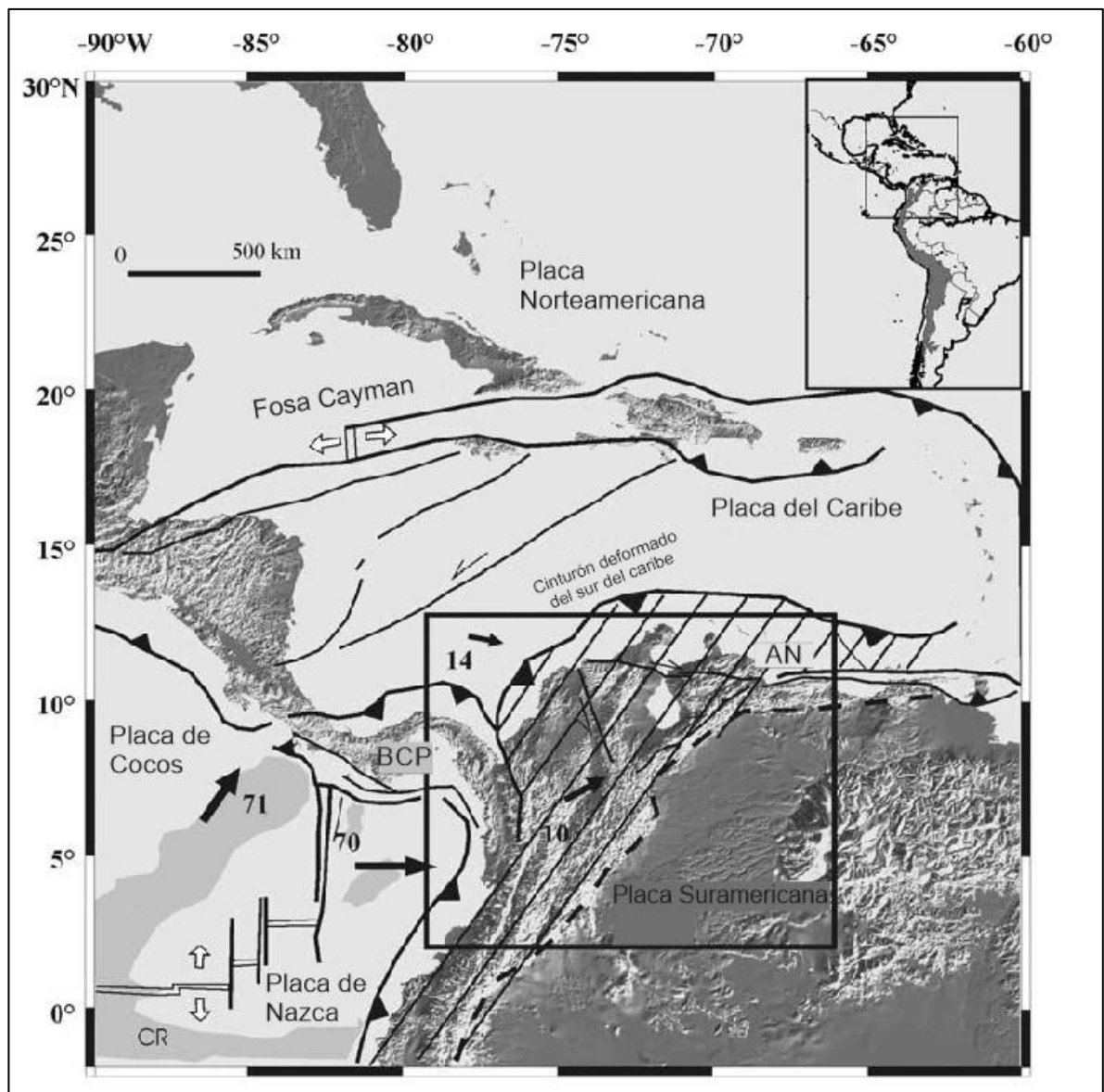
Fisiográficamente los AN en Colombia están conformados por las Cordilleras Occidental, Central y Oriental, donde cada uno de estos sistemas montañosos posee su propia historia e identidad geológica. Por otra parte se presentan depresiones representadas por el Valle del Río Cauca, el cual separa la Cordillera Occidental de la Cordillera Central, el Valle del Río Magdalena que separa la Cordillera Central de la Cordillera Oriental y los Llanos Orientales que recubren las rocas más antiguas del país de edad Paleo-Proterozoico correspondientes al Cratón Amazónico.

Los AN están localizados en una región considerada como un gran punto triple en construcción entre las placas de Nazca, Caribe y Suramericana (Ego *et al.*, 1996 en Cortés *et al.*, 2005), presentando una historia polifacética de deformación (Cortés *et al.*, 2005). Por un lado, la Placa de Nazca que actualmente se subduce bajo la Placa Suramericana con convergencia oblicua en dirección W-E (Figura 2), induce un movimiento dextral en las fallas que limitan la Cordillera Oriental, al sur de los 4° en latitud norte (Ego *et al.*, 1996 en Cortés *et al.*, 2005), como por ejemplo el Sistema de Fallas Algeciras al suroeste de Colombia. Por otro lado la Placa Caribe genera una gran zona de cizalla al norte de Suramérica, donde su borde sur subduce bajo la Placa Suramericana en dirección ESE (Figura 2), generando una compresión máxima en las fallas que limitan el borde oriental de la Cordillera Oriental (Cortés *et al.*, 2005). La dinámica de la Placa del Caribe desde su formación hasta su posición actual es compleja y ha sido documentada principalmente en el trabajo de Pindell *et al.* (1988), cuya evolución ha influenciado fuertemente la deformación intraplaca en los Andes del Norte, especialmente sobre los 4° de latitud norte (Ego *et al.*, 1996 en Cortés *et al.*, 2005).

La deformación sobre los 4° de latitud norte también ha sido atribuida por la acreción del Bloque Chocó al flanco noroeste de la Cordillera Occidental en el Mioceno (Duque-Caro, 1990 en Cortés *et al.*, 2005), el cual sería la fuerza responsable de la reactivación, inversión y/o generación de la mayor parte de las

estructuras que se presentan en la Cuenca del Valle Medio del Magdalena y las estribaciones occidentales de la Cordillera Oriental (Acosta, 2002).

Figura 2. Interacción de las placas de Nazca y Caribe con la Placa Suramericana. Significado de abreviaciones: AN: Andes del Norte (área trazada); BCP: Bloque Choco-Panamá. Las flechas y números representan la velocidad actual de las placas en mm/año con respecto a Suramérica.

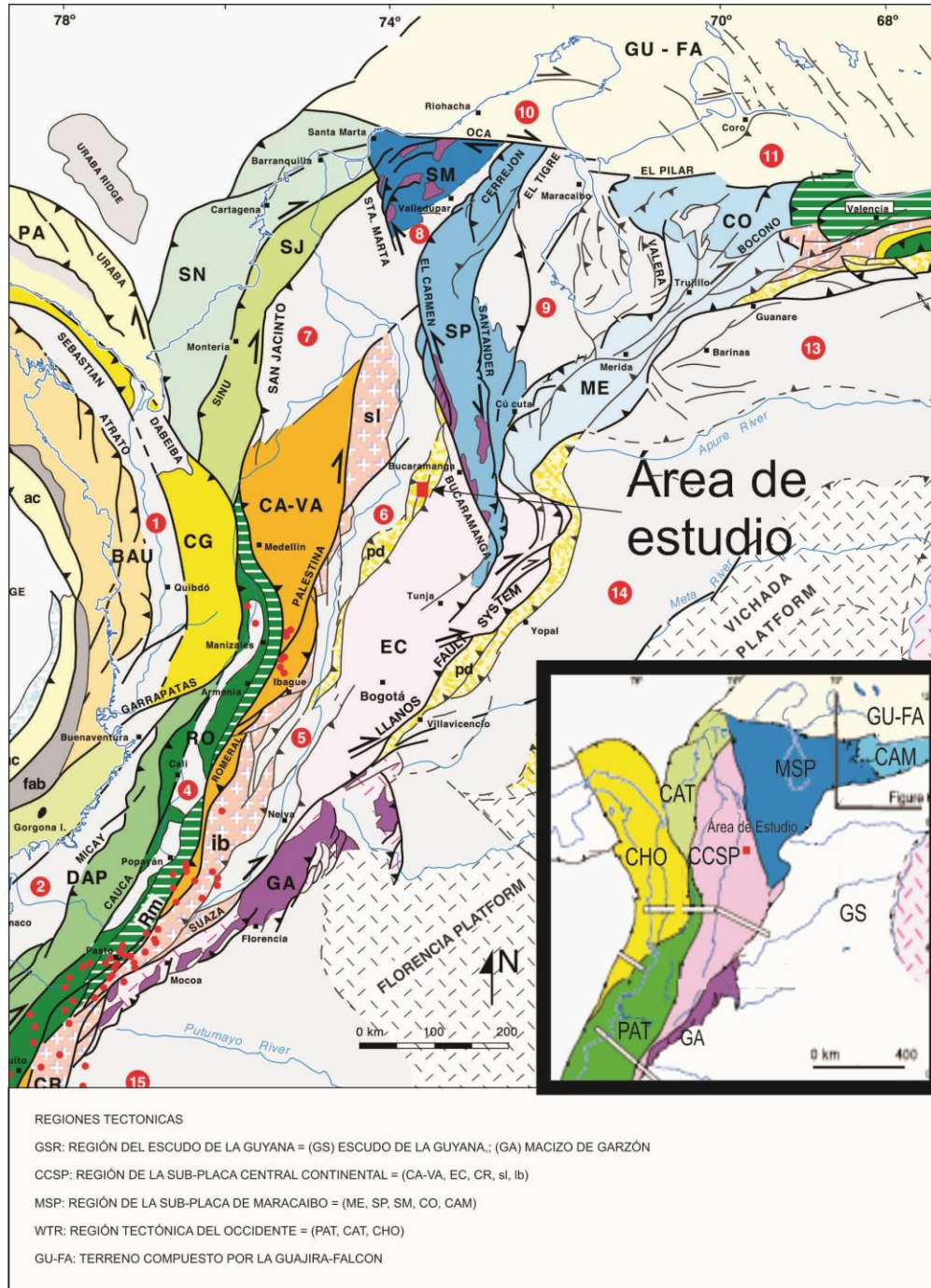


Fuente. Tomado y modificado de Cortés *et al.* (2005).

En conclusión, la interacción entre las placas de Nazca, Caribe y el Bloque Chocó con el borde noroeste de la Placa Suramericana juega un papel importante en la configuración actual de la región (Acosta, 2002), donde los límites de las placas circundantes siguen siendo inciertos debido a la complejidad tectónica que se presenta (Cortés *et al.*, 2005).

Por otra parte el territorio colombiano ha sido dividido por varios autores en provincias y terrenos (o regiones) geológicos como por ejemplo los propuestos por Etayo (1986), Toussaint y Restrepo (1986 y 1989) y Cediél *et al.* (2003). La propuesta utilizada para ubicar en el contexto de terrenos geológicos el área de estudio es la correspondiente a Cediél *et al.* (2003) quienes dividen el territorio colombiano en más de 30 unidades litotectónicas y morfoestructurales, y en cuatro grandes regiones tectónicas, ubicándose el área de estudio en la región de la Subplaca Continental Central (CCSP) y más específicamente sobre el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental y la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (Figura 3). En términos de terrenos, la zona se localiza en el Terreno Chicamocha según Cediél *et al.* (2003), el cual está caracterizado por presentar basamento de edad Proterozoico y estar limitado al NE por la Falla de Bucaramanga, al SE por el Sistema de Fallas del Borde Llanero y al W por la Falla de Palestina (Figura 3).

Figura 3. Mapa litotectónico y morfoestructural del noroeste de Suramérica. El área de estudio se representa por el cuadro rojo, localizada en el límite entre el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (pd) y la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (6).



Fuente. Tomado y modificado de Cediell *et al.* (2003).

4.1 PULSOS DE DEFORMACIÓN DE LOS ANDES DEL NORTE EN COLOMBIA

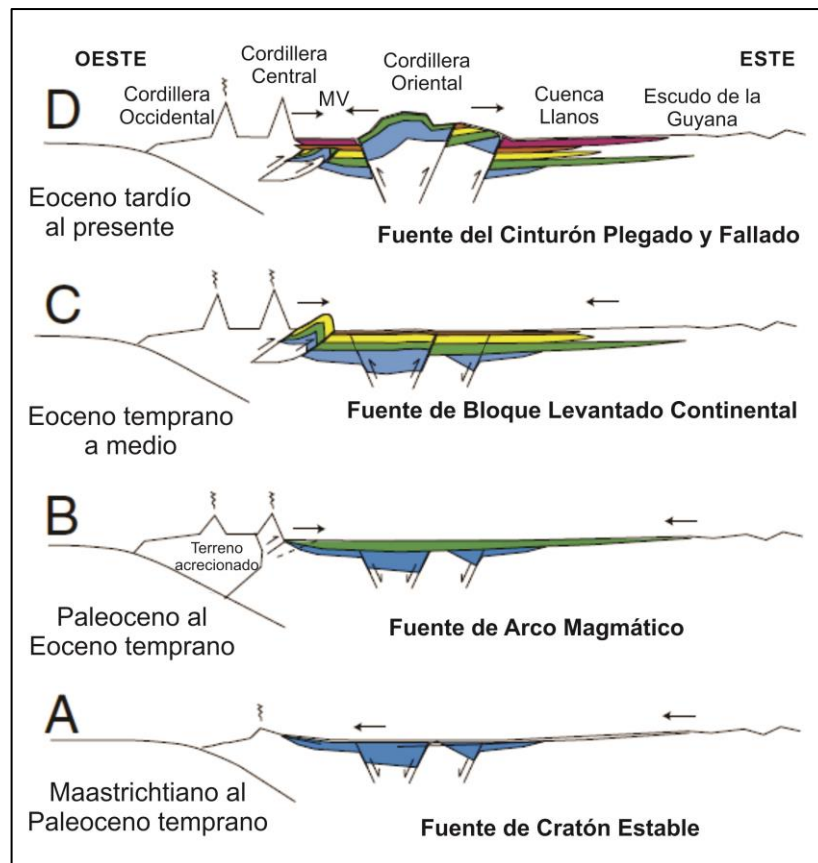
Diversos investigadores en las últimas décadas han propuesto la temporalidad de los pulsos de deformación de los Andes del Norte en Colombia.

Los eventos de compresión/transpresión en el territorio colombiano inician con la acreción oblicua de la Cordillera Occidental que ocurre durante el Cretácico tardío al Eoceno, causando el levantamiento de la Cordillera Central y su propagación hacia el norte (Campbell, 1968 en Cediell et al., 2003). Aunque varios autores han propuesto una edad de exhumación de la Cordillera Central en el Cretácico tardío, Nie *et al.* (2012) utilizando un análisis integrado de técnicas de procedencia de sedimentos en la Cuenca del Valle Medio del Magdalena, sugieren que el acortamiento inicial relacionado con el levantamiento de la Cordillera Central no se produjo sino hasta el Paleoceno medio, siendo una fuente de sedimentos importante para la Cuenca del Valle Medio del Magdalena desde el Paleoceno tardío al Eoceno temprano (Figura 4).

La Cordillera Oriental por su parte registra la historia de levantamiento más joven de los tres sistemas montañosos. Este levantamiento está caracterizado por una tectónica de inversión que inició en el Paleógeno en una antigua cuenca *back-arc*, según lo reportado por varios autores como Colletta *et al.* (1990) y Sarmiento et al. (2006). Recientemente Nie *et al.* (2012) restringen esta edad del Paleógeno al Eoceno medio-tardío para el inicio de la exhumación de la Cordillera Oriental (Figura. 4). Este proceso continuó episódicamente hasta el Mioceno tardío (Cortés *et al.*, 2005) donde se ha registrado el máximo levantamiento de la Cordillera Oriental en respuesta a la colisión del arco oceánico Choco-Panamá (Duque-Caro, 1990 en Cortés et al., 2005; Taboada, *et al.*, 2000). En el estudio integrado de procedencia de sedimentos en el Sinclinal de Nuevo Mundo, Nie *et al.* (2012) propone gran parte del levantamiento de la Cordillera Oriental en el Eoceno tardío, con continuo levantamiento hasta el presente (Figura 4).

La tectónica de inversión presente en la Cordillera Oriental según Cortés *et al.* (2005) dio lugar a una estructura principal tipo *pop-up*, alargada de acuerdo a la tendencia de las antiguas fallas normales de la cuenca *back-arc*. En ambos flancos de esta estructura se desarrollaron cuencas tipo antepaís (*foreland*) que acompañaron el levantamiento de la Cordillera Oriental y donde se proporcionó el espacio de acomodación de sedimentos sinorogénicos cenozoicos (Cooper *et al.*, 1995; Cortés *et al.*, 2005) que conforman parte de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena y la Cuenca de los Llanos Orientales.

Figura 4. Reconstrucción de la historia geológica del Cretáceo superior al Cenozoico en el Valle Medio del Magdalena basado en firmas de procedencia correspondientes a las diferentes fuentes de sedimentos, dispuestos en orden estratigráfico. Las flechas negras indican la dirección predominante de procedencia.



Fuente. Tomado y modificado de Horton *et al.* (2010).

4.2 MODELOS ESTRUCTURALES DE LA CORDILLERA ORIENTAL

Para explicar la configuración actual de la Cordillera Oriental se han propuesto modelos estructurales como los de Colleta *et al.* (1990), Dengo & Covey (1993) y Roeder & Chamberlain (1995), explicados brevemente a continuación:

En el modelo de Colleta *et al.* (1990) se interpreta la Cordillera Oriental como un abanico invertido bivergente (Figura 5) producto de la inversión de una antigua cuenca extensional originada en un ambiente de rifting. Lo anterior soportado por la variación de los espesores a lado y lado de importantes fallas presentes a lo largo del orógeno. Según Colleta *et al.* (1990) la Cordillera Oriental es controlada por fallas de bajo ángulo y fallas normales reactivadas, las cuales constituyen rampas frontales. El desarrollo de despegues a gran escala fue reconocido hacia la base del Paleógeno, en las margas del Cretácico superior y en los niveles arcillosos del Cretácico inferior (Colleta *et al.*, 1990).

Figura 5. Sección transversal de la Cordillera Oriental modificada de Colleta *et al.* (1990) por Roeder y Chamberlain (1995). Esta sección muestra antiguas fallas normales reactivadas debido a una inversión de esfuerzos durante el Cenozoico. Este modelo permite inferir la existencia de un estilo estructural de piel gruesa en las zonas basales compuestas por rocas pre-Mesozoicas, y de piel delgada para las rocas Mesozoicas y Cenozoicas.



Fuente. Modificada de Colleta *et al.* (1990) por Roeder y Chamberlain (1995)

Los resultados del balanceo de la sección transversal propuesta por Colleta *et al.* (1990) de la Cordillera Oriental dan como resultado 105 kilómetros de acortamiento (66%). Esta cantidad de acortamiento es principalmente causada por grandes movimientos verticales en los dos frentes de deformación de la cordillera.

Estos frentes de deformación fueron identificados aproximadamente simétricos a lados opuestos de esta, con dos cuencas tipo *foreland*, a los lados del orógeno.

Para el lado oeste, el inicio de la Cordillera Oriental está marcado por la Falla La Salina, la cual pone rocas del Cretácico superior sobre rocas de edad Neógena (Colleta *et al.*, 1990). Esta falla en sus inicios tuvo un comportamiento normal durante la época distensiva y fue reactivada durante el Mioceno-Pleistoceno (Colleta *et al.*, 1990).

Por otro lado Roeder y Chamberlain (1995) explican el modelo de Dengo y Covey (1993) como una sucesión Neógena de dos grupos de eventos afectando una cuenca extensional y su relleno sedimentario. Según este modelo la subducción al oeste transmite parte de su deformación intraplaca a través de una falla supracortical de bajo ángulo (Figura 6). Esta falla se transfiere a través de los estratos Mesozoicos como un complejo conjunto de fallas y cuando se adentra 105 km bajo la Cordillera Oriental cambia a un sistema de fallas inversos de alto ángulo, el cual causa la exhumación del basamento en una zona de movimientos en rumbo y de sismicidad histórica conocida (Dengo y Covey, 1993). El basamento de la Cordillera Oriental se presenta en el lado occidental como un sistema de bloques levantados producto de un transporte a través de rampas de cabalgamiento (Dengo y Covey, 1993).

Figura 6. Sección transversal de la Cordillera Oriental modificada de Dengo y Covey (1993) por Roeder y Chamberlain (1995). Este modelo involucra bajo la Cuenca del Magdalena una sección de basamento decapitada por una gran falla que permite la transferencia de la deformación provocada por la zona de subducción al oeste.



Fuente. Modificada de Dengo y Covey (1993) por Roeder y Chamberlain (1995).

Estas fallas que involucran directamente al basamento pueden formar una superposición de roca importante, lo que implicaría un engrosamiento cortical bajo la Cordillera Oriental, característica que no es graficada en el modelo de Dengo y Covey (1993) (Roeder y Chamberlain, 1995).

Finalmente Roeder y Chamberlain (1995) proponen un modelo modificado de Dengo y Covey (1993). Este modelo asume que el relleno de la Cuenca del Magdalena es debido a flexura elástica de las rocas que configuran el basamento (Figura 7). Este comportamiento flexural generalizado en toda la Cordillera Oriental otorga una mejor correspondencia con la base de la zona de Mohorovicic asumida para esta parte de los Andes del Norte de Colombia.

Figura 7. Modelo de configuración estructural de la Cordillera Oriental propuesto por Roeder y Chambelier (1995). Se observa la reconfiguración estructural del basamento, la cual conecta directamente las fallas más profundas con rocas de basamento y su cobertera sedimentaria, implicando directamente una evolución de estilos estructurales de piel gruesa y piel delgada.



Fuente. Tomado de Roeder y Chambelier (1995)

4.3 GENERALIDADES DE LAS ESTRUCTURAS MAYORES QUE AFECTAN EL ÁREA DE ESTUDIO

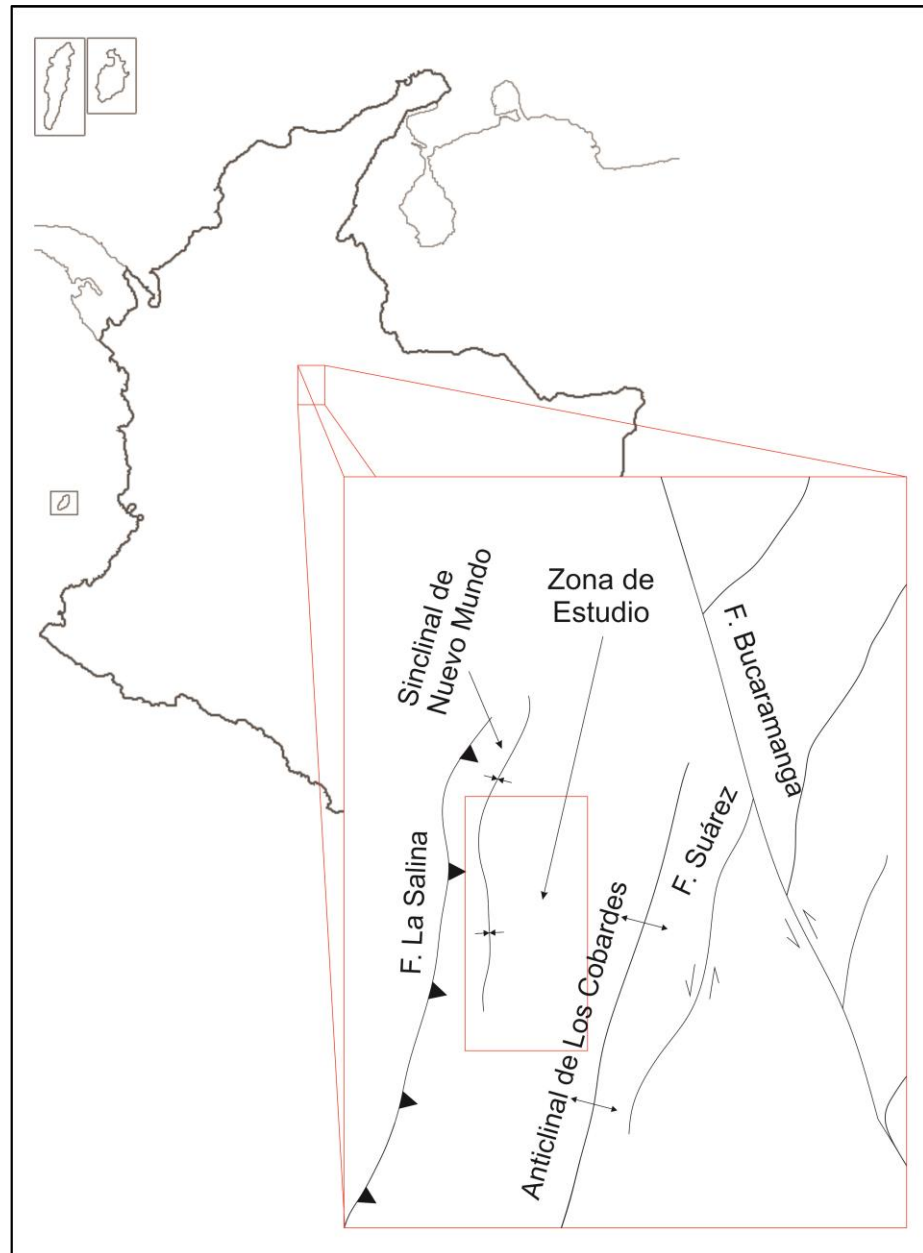
En este contexto regional, las principales estructuras que afectan la zona de estudio (Figura 8) son:

- **Anticlinal de los Cobardes:** esta importante estructura tiene una orientación nor-noreste, con longitud cartográfica de 80 km y es ligeramente asimétrica con su flanco occidental menos inclinado que el flanco oriental (Royero y Clavijo, 2001). Este anticlinal está limitado al oriente por la Falla del Suárez, al oeste por la Falla el Carmen (Royero y Clavijo, 2001) en su parte sur y al norte por la Falla de Bucaramanga. El Anticlinal de Los Cobardes posee en su núcleo rocas de edad Jurásica, mientras que sus flancos están conformados por rocas cretácicas. Morfológicamente constituye parte el borde oeste de la Cordillera Oriental.
- **Sinclinal de Nuevo Mundo:** esta estructura posee una orientación nor-noreste y una extensión aproximada de 60 km. Este importante sinclinal está limitado al oeste por la Falla La Salina y al este por el Anticlinal de Los Cobardes. Se

constituye por rocas sedimentarias cenozoicas que representan un excelente registro de la evolución de las Cordilleras Oriental y Central.

- Falla de Bucaramanga: es una de las principales características estructurales en Colombia, la cual presenta una tendencia rectilínea NNW-SSE notablemente visible por la ocurrencia de facetas triangulares, lineamientos, drenajes capturados, lagunas de falla y lomos de obturación (Royero y Clavijo, 2001). Es una falla de rumbo sinestral (Campbell, 1965 en Royero y Clavijo, 2001) pero en su segmento sur actúa más como inversa (Boniet et al., 1986 en Acosta, 2002). Acosta (2002) reporta alto ángulo de inclinación a lo largo de todo su trazo. El mayor periodo de actividad tectónica de ésta ocurrió a partir del Mioceno superior simultáneamente con la Orogenia Andina (Royero y Clavijo, 2001). En el área de estudio, la falla de Bucaramanga no se encuentra presente, pero está muy próxima hacia el nororiente.
- Falla del Suárez: presenta una tendencia noreste-suroeste, cuyo extremo noreste se une a la Falla de Bucaramanga. Vargas y Niño (1992) Proponen una cinemática inversa para la falla, basados en características morfológicas, con una componente horizontal de cinemática sinestral. Royero y Clavijo (2001) definen esta falla como inversa de alto ángulo inclinada al oeste y vergencia al este. En el área de estudio no se presenta, pero ésta posiblemente influye en la dinámica del Anticlinal de Los Cobardes, al localizarse en su flanco este.
- Falla La Salina: es considerada como una falla inversa, con vergencia al oeste que pone en contacto rocas del Cretácico con rocas cenozoicas (Acosta, 2002). Esta falla actuó como una falla normal durante la etapa distensiva del Jurásico-Cretácico, y fue reactivada e invertida durante la Orogenia Andina (Colleta et al, 1990; Dengo y Covey, 1993 y Cooper et al., 1995).

Figura 8. Principales características estructurales que afectan la zona de estudio.



Fuente. Tomado y modificado de Acosta (2002).

4.4 CUENCA DEL VALLE MEDIO DEL MAGDALENA

En esta sección se muestra el estado actual del conocimiento geológico referente a la Cuenca del Valle Medio del Magdalena y los principales aspectos estructurales y estratigráficos artífices de su evolución a lo largo de su historia geológica.

La Cuenca del Valle Medio del Magdalena es una de las cuencas más estudiadas en el país debido principalmente al interés petrolífero que despierta a compañías nacionales y extranjeras. Importantes investigaciones como las de Harrison (1930) Morales (1958), Etayo (1969), Ward et al. (1973), Butler y Schamel (1988), Colleta et al. (1990), Schamel (1991), Montgomery (1992), Dengo y Covey (1993), Cooper et al. (1995), Sarmiento (2001), Royero y Clavijo (2001), Acosta (2002), Gómez et al. (2003, 2005), Mora et al. (2006), Parra et al. (2009), Caballero (2010), Moreno et al. (2011), Nie et al. (2012), entre otras han permitido grandes avances en el entendimiento de la configuración estructural y estratigráfica presentes a lo largo de la cuenca, especialmente mediante el análisis de secciones sísmicas y estudios sedimentológicos a través de geología de superficie, registros de pozos y testigos de perforación.

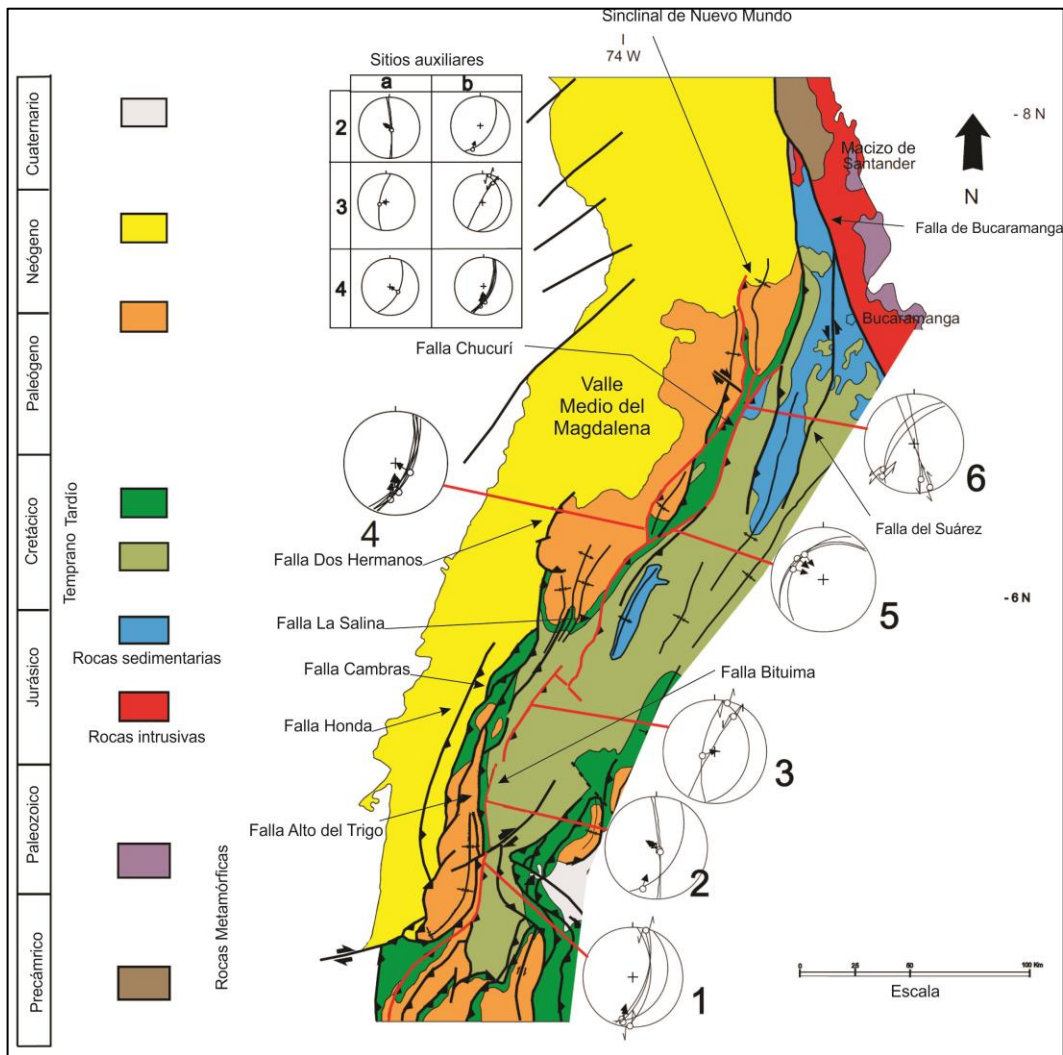
Los estudios estructurales se han centrado en la lectura de secciones sísmicas y la interpretación de la evolución morfo-tectónica mediante el uso de termocronología de baja temperatura, paleocorrientes y otros métodos de análisis de procedencia tales como petrografía de areniscas, U/Pb en zircones detríticos, entre otros.

Concretamente, Acosta (2002) en su tesis doctoral realiza mediciones de indicadores cinemáticos de superficie como estrías y estilolitos en 24 estaciones a lo largo de una franja de 250 km de largo. Estos datos fueron colectados a lo largo de las expresiones de las fallas La Salina-Bituima, Cambras, Dos Hermanos-Alto del Trigo, Chucurí, Suarez y Bucaramanga (Figura 9). La persistencia de los

resultados le permitió inferir que los desplazamientos sugieren el sentido del principal movimiento de las fallas, y no efectos locales.

Respecto a la Falla La Salina y la Falla Chucurí (Figura 9), Acosta (2002) analiza dos diferentes conjuntos de datos de deslizamiento de falla que fueron observados en el Sistema de Fallas de La Salina-Bituima. El primer conjunto en los sitios 2a, 3a, 4a (Figura 9) muestra que el sistema de fallas es formado por planos de falla de alta inclinación con sentido de movimiento inverso (Acosta, 2002). El segundo conjunto de datos fue obtenido en los sitios 1, 2b, 3b, 4b y 6 (Figura 9), los cuales muestran una serie de fallas de alta inclinación con sentido sinistral e inverso (Acosta, 2002). Este último conjunto también se observó en la falla Chucurí, y se interpreta que estas dos familias de datos fueron producto de dos diferentes etapas de desplazamiento del Sistema de fallas La Salina-Bituima (Acosta, 2002).

Figura 9. Resultados del trabajo de Acosta (2002) respecto al procesamiento de indicadores cinemáticos de superficie.



Fuente. Tomado y modificado de Acosta (2002).

Etapas de sedimentación de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena

La Cuenca del Valle Medio del Magdalena es una cuenca de retroarco entre la Cordillera Central y la Cordillera Oriental. Estudios previos han establecido que esta cuenca es el resultado de múltiples fases incluyendo una extensión en back-arc en el Jurásico-Cretácico temprano, subsidencia termal Cretácica tardía e

incorporación a una cuenca *foreland* regional que se fragmentó debido a las etapas de deformación del Cenozoico, con un mecanismo activo de subsidencia flexural (Cooper et al., 1995; Gómez et al, 2005; Sarmiento-Rojas et al, 2006). Estos episodios han tenido registro casi continuo, lo que convierte a la cuenca en un excelente marcador de eventos.

Jurásico a Cretácico temprano

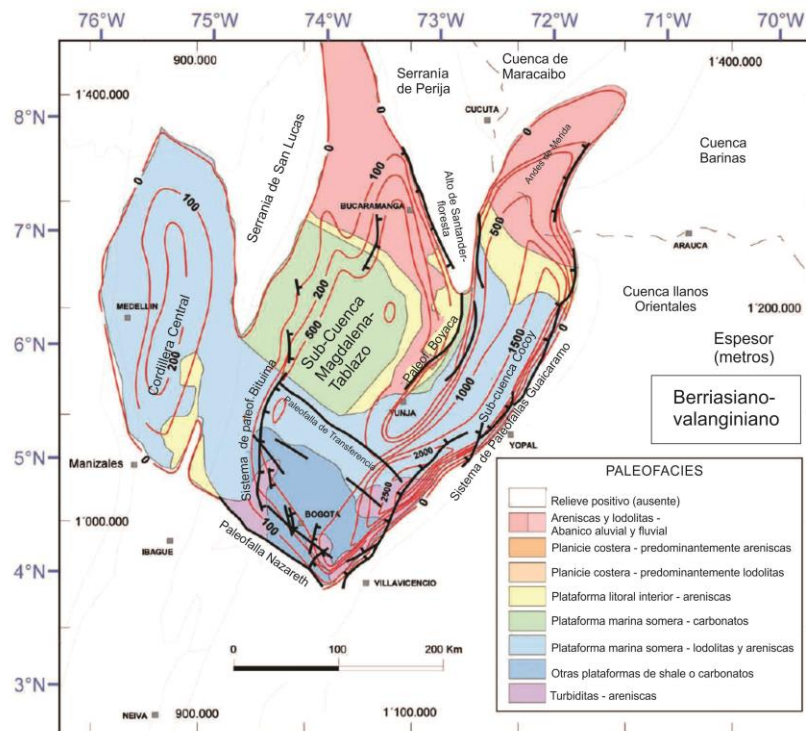
La Cuenca del Valle Medio del Magdalena comienza su registro sedimentario en el Jurásico, mediante la depositación de sedimentos continentales enmarcados por un ambiente tectónico distensivo y transtensivo, producto de la combinación entre la ruptura del supercontinente Pangea y una extensión de tipo *back-arc* (Maze, 1984; Sarmiento-Rojas, 2006). Las unidades litoestratigráficas que corresponden a este intervalo de tiempo comienzan con la Formación Jordán del Jurásico medio, la cual está constituida por areniscas verdosas, arcillolitas grises y limolitas de color marrón rojizo, junto con dos capas delgadas de tobas félsicas (Ward et al., 1973). Del Jurásico tardío al Valanginiano se produce la depositación de las formaciones Girón y Los Santos (Sarmiento-Rojas, 2006). La Formación Girón está compuesta por areniscas de grano grueso, medio y ligeramente conglomeráticas de color rojizo (Ward et al., 1973), descripción muy concordante con las rocas aflorantes en el área de estudio (Figura 10). Seguido a la Formación Girón ocurre la depositación de la Formación Tambor, la cual tomó su nombre de un caserío que en la actualidad no existe (Ward et al., 1973). Sin embargo esta unidad corresponde a la Formación Los Santos, la cual es más aceptada por la comunidad geológica. Esta unidad está constituida mayoritariamente por areniscas depositadas en un ambiente de tipo fluvial (Etayo-Serna, 1985 en Sarmiento, 2011; Rodríguez, 1985 en Sarmiento, 2011). La distribución de las facies durante el Berriasiano al Valanginiano se pueden observar en la Figura 11.

Figura 10. Muestra LH-21-R1 correspondiente a una arcosa clasificada texturalmente como arenisca ligeramente conglomerática. La muestra fue extraída de un afloramiento cartografiado en el Mapa Geológico del Cuadrángulo H-12 como Formación Girón.



Fuente: Autores

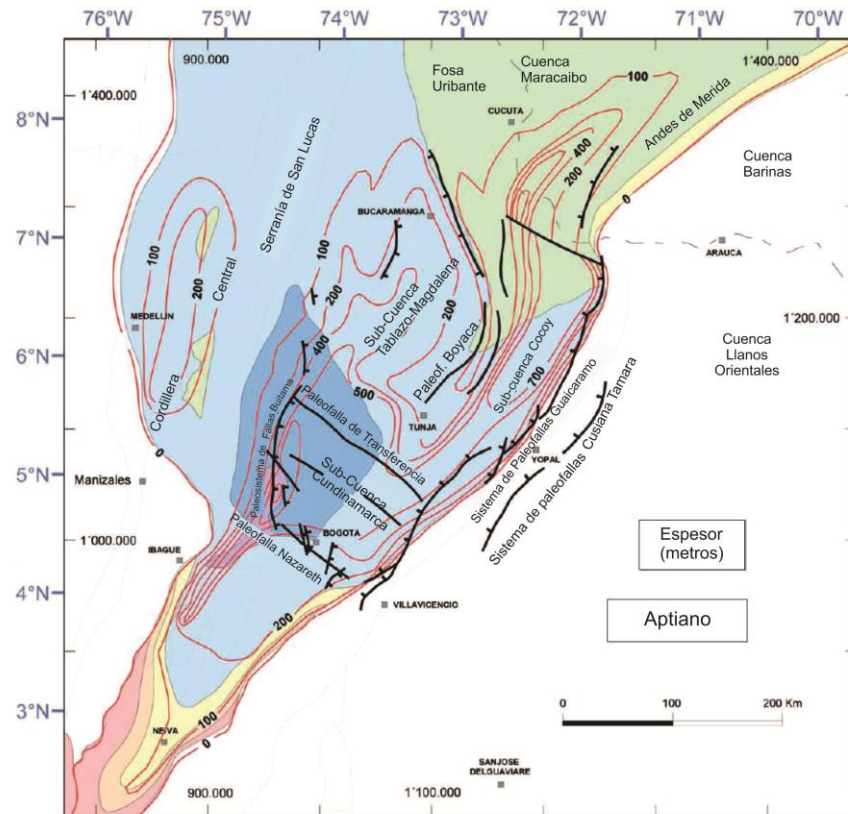
Figura 11. Mapa de distribución de facies durante el Berriasiano al Valanginiano. Se observa una importante conexión entre las facies marinas poco profundas y transicionales de las cuencas de la Sabana de Bogotá, cuenca del Tablazo-Magdalena (Valle Medio del Magdalena) y la cuenca del Cocuy.



Fuente. Tomado y modificado de Sarmiento (2011).

Durante el Hauteriviano, las cuencas del Tablazo y del Cocuy comenzaron a conformar una sola cuenca con mayor extensión debido a la inundación del paleoalto Santander-Floresta (Fabr , 1981). Sin embargo este paleoalto continuó comportándose como una importante barrera de sedimentos hasta el Aptiano (Sarmiento-Rojas, 2006). Para este intervalo de tiempo hasta el Hauteriviano se deposita la Formación Rosablanca, compuesta por calizas macizas depositadas en un ambiente marino somero de plataforma calcárea (Morales et al., 1956 en Sarmiento-Rojas, 2006). Posteriormente durante el Hauteriviano hasta el Barremiano se depositan las facies inferiores de la Formación Paja (Ward et al., 1973), con secuencias lodosas ricas en fósiles tanto de vertebrados como invertebrados. La Formación Paja en su secuencia inferior fue depositada en un ambiente marino somero (Etayo-Serna, 1976 en Sarmiento, 2011). Las facies superiores de esta unidad están compuestas por calizas tipo *mudstone* de color gris oscuro, depositadas en un ambiente de plataforma marina somera durante el Aptiano (Figura 12) (Sarmiento, 2011).

Figura 12. Distribución de facies durante el Aptiano. Convenciones del anterior mapa paleofacial (Figura 11). Se observa la importante conexión entre la Cuenca del Valle Medio del Magdalena con las cuencas adyacentes de la Sabana de Bogotá y del Cocuy, además de la somerización de los niveles del mar de forma semi-concéntrica con respecto a la cuenca de la Sabana de Bogotá, destacándose esta como un importante depocentro durante el Cretácico.



Fuente. Tomado de Sarmiento (2011).

Posterior a la depositación de la Formación Paja ocurre la secuencia calcárea de la Formación Tablazo, la cual en el área de estudio está representada por potentes bancos de Calizas (Figura 13), algunas de ellas fosilíferas. Las muestras de mano obtenidas en este estudio (Ver Anexo No. 3 Clasificación de muestras) fueron clasificadas según Dunham (1962) y Folk (1974) como micritas esparitizadas y *mudstone* respectivamente. La Formación Tablazo fue depositada

durante el Albiano superior, en un ambiente nerítico poco profundo (Royero y Clavijo 2001).

Figura 13. Afloramiento de la Formación Tablazo perteneciente a la estación LH-02, ubicada en el sitio conocido como El Tablazo, sobre la vía que comunica al municipio de San Vicente de Chucurí con el caserío de la Renta. Se observa la estratificación caracterizada por potentes capas de calizas, junto con pequeñas intercalaciones de lodolitas calcáreas.



Fuente: Autores

La Formación Simití, la cual suprayace a la Formación Tablazo, se muestra en el área de estudio como una unidad predominantemente lodosa, con algunas facies calcáreas, altos contenidos de materia orgánica (inferencia hecha por el color oscuro de sus niveles lodosos) y con abundantes concreciones, algunas de ellas de tamaños superiores al metro de diámetro. La edad de depositación de la Formación Simití se ha establecido entre el Albiano superior al Cenomaniano y su

ambiente de depositación se ha determinado como de aguas intermedias a profundas (Royero y Clavijo, 2001).

Cretácico Tardío

Durante el Cenomaniano superior al Turoniano, el nivel eustático alcanza su máximo nivel histórico en el Mesozoico (Fabr , 1981), lográndose así la máxima superficie de inundación.

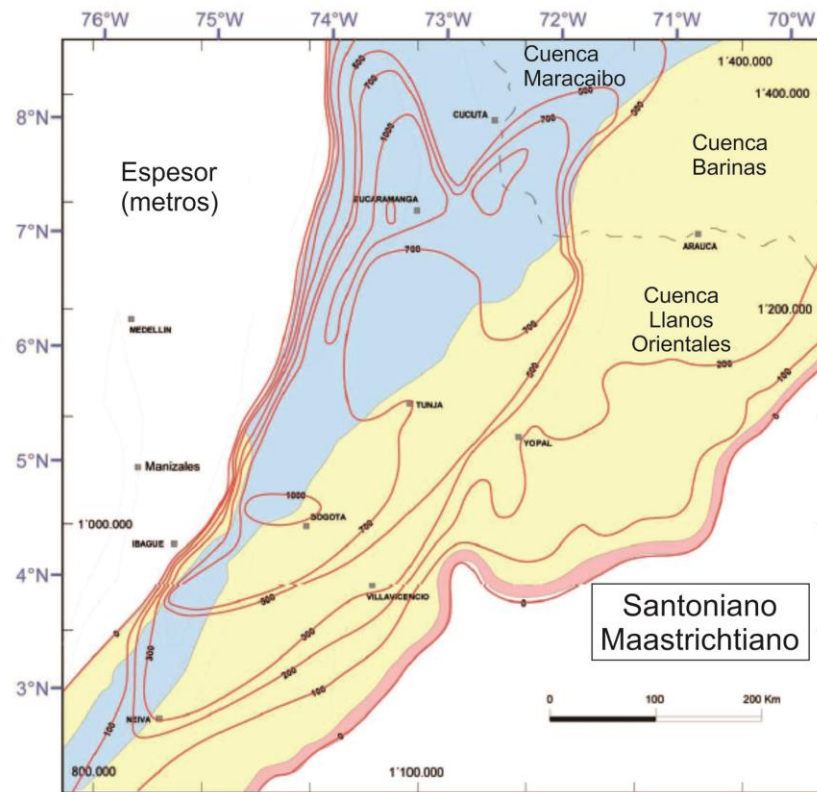
La Formación La Luna se encuentra constituida por la ocurrencia en el área de estudio de calizas muy ricas en fósiles de organismos marinos como peces y bivalvos. Además de calizas, se encuentran intercalaciones de chert y capas de fosforitas muy ricas en restos óseos de peces (Figura 14). La unidad fue depositada en un ambiente marino de aguas relativamente poco profundas (Figura 15) durante el intervalo de tiempo compuesto por el Turoniano y Santoniano (Morales, 1958 en Royero y Clavijo, 2001)

Figura 14. Muestra de mano LH-49-R2 (Ver Anexo No.3, Clasificación de muestras) correspondiente a una fosforita muy rica en restos orgánicos de peces. La muestra fue extraída de un afloramiento perteneciente a la Formación La Luna.



Fuente: Autores

Figura 15. Distribución de facies durante el Santoniano-Maastrichtiano. Convenciones de la Figura 11. Durante este periodo de tiempo se produce la máxima extensión del mar Cretácico y ocurre la depositación de la Formación La Luna, principal roca generadora de hidrocarburos del país.



Fuente. Tomado de Sarmiento (2011).

La Formación Umir suprayace a la Formación la Luna de manera discordante (Royero y Clavijo, 2001). En el área de estudio, esta formación está compuesta principalmente por capas primordialmente lodosas de color negro, las cuales se encuentran fuertemente replegadas debido a la naturaleza estructural de la región y a las características mecánicas de estas rocas. La edad de esta formación se estableció como Campaniano-Maastrichtiano (Royero y Clavijo, 2001).

Hacia el final del Cretácico ocurre el periodo final de acreción oblicua de la Cordillera Occidental ocasionando el levantamiento de la Cordillera Central desde

el Campaniano para la zona centro (Gómez, et al., 2003 en Cortés et al., 2005), hasta el Paleoceno para el norte (Toro, 1999), resultando en un cambio depositacional importante, el cual pasó de sedimento marinos a no marinos en una megasecuencia *foreland* pre-Andina (Cooper et al., 1995).

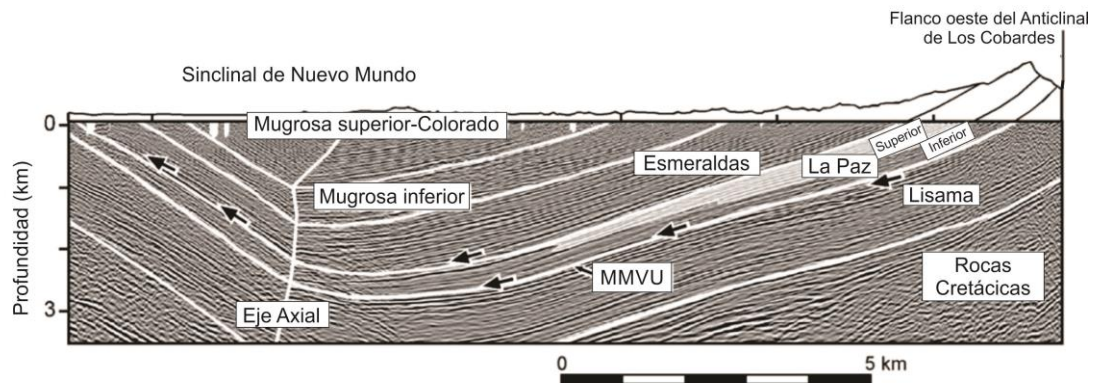
Sedimentación Cenozoica

Como resultado de la acreción de la Cordillera Occidental se produce un cambio en los ambientes de depositación al comienzo del Cenozoico, pasando de los sedimentos marinos típicos del Cretácico, a sedimentos no marinos, con composiciones más clásticas, en una cuenca de tipo *foreland* pre-Andina de gran dimensión (Cooper et al., 1995). La unidad sedimentaria que registra ese cambio paleambiental es la Formación Lisama del Paleoceno, la cual se extiende hacia la cuenca Cesar Ranchería con depósitos marinos someros (evidenciado por capas de calizas encontradas en la estación LH-49) y capas de carbón, esto antes del movimiento lateral sinistral de la Falla Bucaramanga, la cual causa la separación de estas cuencas (Campbell, 1968 en Gómez et al., 2005). Paleocorrientes medidas en la Formación Lisama muestran dirección de proveniencia hacia el nor-noroeste, lo que junto con otras evidencias como dataciones de zircones mediante U/Pb indica una fuente de detritos desde el cratón (Nie et al., 2012). Un cambio de paleocorrientes hacia el este y un fuerte incremento en la fracción lítica volcánica de las areniscas se atribuye a una fuente de sedimentos proveniente del levantamiento inicial de la Cordillera Central, con potencial movimiento temprano de la falla inversa de Cantagallo (Moreno et al., 2011).

El cambio de la relativa divergencia a la convergencia entre las américas induce un cambio importante en las direcciones regionales de máximo esfuerzo, a lo que se atribuye la formación de la discordancia regional del Valle del Magdalena (Figura 16) (Cortés et al., 2005), atribuida también a la deformación de la Cordillera Central (Villamil et al., 1995). Esta discordancia forma un importante hiato entre el Eoceno temprano y Eoceno medio (Gómez et al., 2003 en Cortés et al., 2005). La Formación La Paz del Eoceno medio se superpone en

paraconformidad a la Formación Lisama en el flanco oriental del Sinclinal de Nuevo Mundo. Por otra parte estudios de termocronología de baja temperatura indican que el Anticlinal de los Cobardes comienza su exhumación en el Paleoceno (Parra et al., 2009 en Caballero et al., 2010) y Gómez et al., (2005) sugiere una edad inicial de levantamiento en el Oligoceno tardío al Mioceno Temprano.

Figura 16. Imagen sísmica interpretada del Sinclinal de Nuevo Mundo mostrando la discordancia regional del Valle Medio del Magdalena (MMVU; *Middle Magdalena Valley Unconformity*). Además se observa la disminución de los espesores de las formaciones sobre la mencionada discordancia hacia el oeste.



Fuente. Tomado de Gómez et al. (2005).

La Formación La Paz del Eoceno medio a Eoceno tardío (Gómez et al., 2005), está compuesta en el área de estudio por potentes capas de areniscas (Figura 17). Estudios de procedencia muestran una fuente de sedimentos ubicada al sur o suroeste de la posición del Sinclinal de Nuevo Mundo, dicha fuente se atribuye a la Cordillera Central o al Paleotallo de Infantas (Caballero et al., 2010).

Figura 17. Potentes capas de geometría no tabular compuestas de areniscas pertenecientes a la Formación La Paz en la estación LH-46, ubicada en cercanías al puente Río Sucio, sobre la vía que comunica a los municipios de Lebrija con Sabana de Torres.



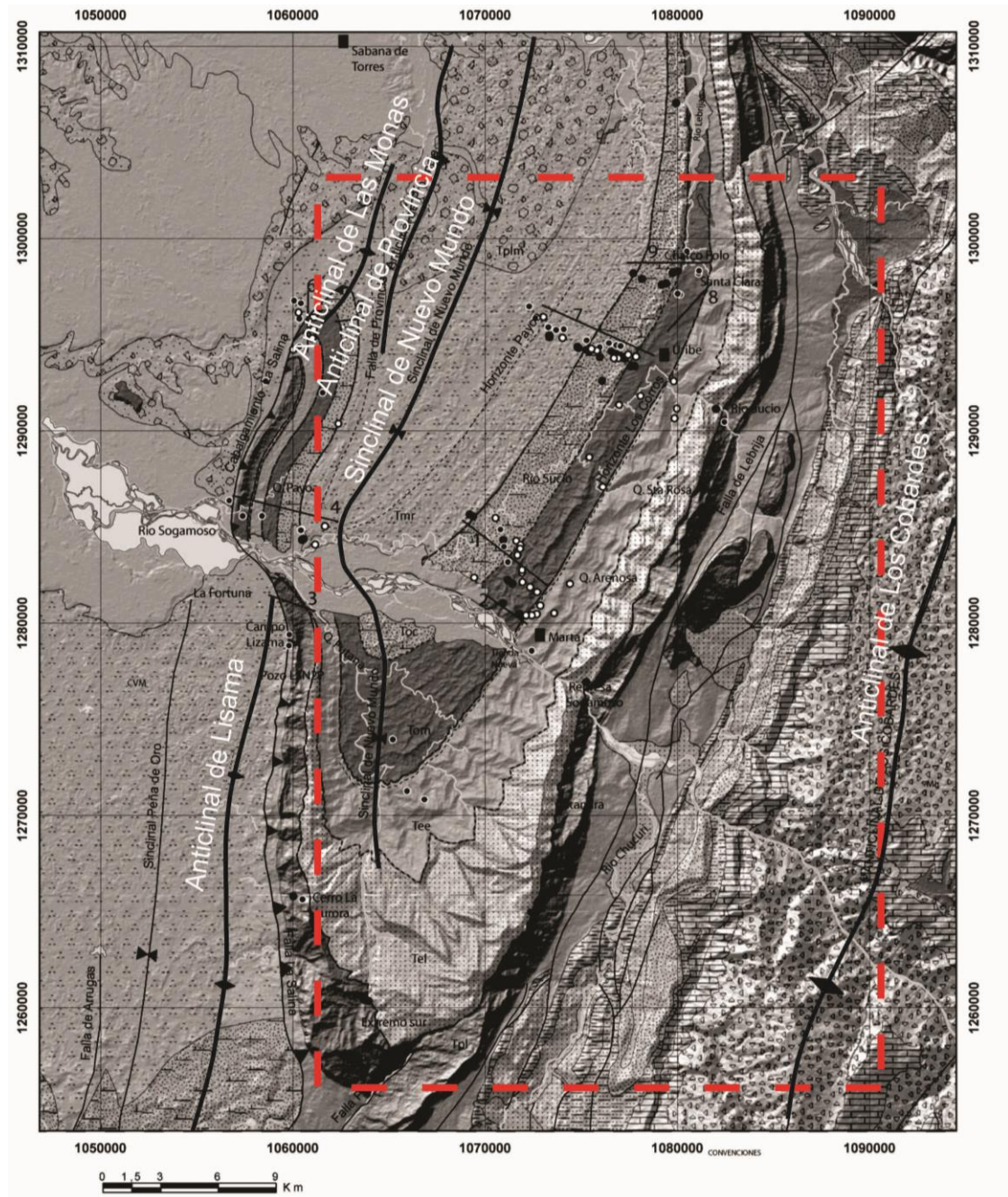
Fuente. Autores

Posterior a la Formación la Paz ocurre la depositación de la Formación Esmeraldas del Eoceno tardío al Oligoceno temprano (Gómez et al., 2005), cuyas características petrográficas muestran una fuente de sedimentos rica en rocas metamórficas e ígneas. Por otra parte se identifican dos direcciones de paleocorrientes en esta formación, una hacia el este y otra hacia el oeste, lo que podría indicar fuentes simultaneas de la Cordillera Central y la Cordillera Oriental, sin embargo las características del ambiente sedimentario también pueden provocar este patrón bidireccional (Caballero et al., 2010). Simultaneo a la depositación de las formaciones La Paz y Esmeraldas ocurre la formación de estructuras como el anticlinal de Lisama, interpretado por la generación de estratos sintectónicos que indican las etapas iniciales de la deformación del flanco

oeste de la Cordillera Oriental en el Eoceno medio al Eoceno tardío (Caballero et al., 2010).

La Formación Mugrosa se deposita en el Oligoceno tardío y la Formación Colorado en el Mioceno temprano-medio (Gómez et al., 2005). Para estas formaciones las direcciones de paleocorrientes indican una fuente de sedimento ubicada en sectores de la Cordillera Oriental, además resultados de análisis petrográficos indican áreas fuente como por ejemplo la Formación La Luna para la Formación Mugrosa, mostrando una ventana de erosión correspondiente al Cretácico superior, por otra parte en la Formación Colorado la ventana de erosión alcanza niveles calcáreos del Cretácico inferior, líticos rojos del Triásico-Jurásico y fragmentos de rocas metamórficas e ígneas correspondientes a unidades que conforman el basamento de la Cordillera Oriental, aumentando la proporción de fragmentos metamórficos hacia las partes superiores de esta formación, sin embargo otros autores sugieren que parte de estos clastos pueden provenir de la Cordillera Central (Parra et al., 2009 en Caballero et al., 2010). La depositación de las anteriores unidades, durante el Oligoceno tardío y Mioceno temprano-medio, se produjo simultáneo al crecimiento de estructuras como el anticlinal Provincia y Lisama (Figura 18), ocurriendo además erosión al este de la cuenca debido al plegamiento ocasionado por la deformación continua del Anticlinal de los Cobardes (Caballero et al., 2010).

Figura 18. Principales estructuras dentro del Sinclinal de Nuevo Mundo. De oeste a este se observa la Falla La Salina, Anticlinal de Lisama, Anticlinal de Las Monas y el Anticlinal de Provincia. El recuadro punteado representa el área de estudio del presente trabajo de investigación.



Fuente. Tomado y modificado de Caballero et al. (2010).

Respecto al Grupo Real, éste se deposita desde el Mioceno medio al Mioceno tardío (Gómez et al., 2005). Datos de petrografía indican diversos tipos de rocas fuentes como metamórficas, ígneas plutónicas e ígneas riolíticas con un contenido de cuarzo elevado (Caballero et al., 2010). Los datos de proveniencia y de paleocorrientes restringen estos clastos a fuentes de la Cordillera Oriental como el Anticlinal de los Cobardes y el Macizo de Santander (Caballero et al., 2010). Hacia el techo de la unidad se encuentran niveles tobaseos datados entre 7 y 6.2 millones de años, producto del vulcanismo en la Cordillera Central (Gómez et al., 2005).

Finalmente, la depositación del Grupo Mesa durante el Plioceno, se correlaciona con el fallamiento fuera de secuencia de la falla La Salina (Gómez et al., 2005) sobre los anticlinales Lisama y Provincia, lo que ayuda a generar el Anticlinal de Monas (Figura 17) (Caballero et al., 2010).

5. MARCO TEÓRICO

En el desarrollo del presente trabajo de investigación se abordan conceptos de geología estructural cuyo entendimiento es indispensable para su correcta aplicación. A continuación se definen términos básicos en geología estructural, parámetros utilizados para la medida de datos de deslizamiento de falla en campo, y métodos propuestos en la literatura para hallar tensores de esfuerzos (o paleoesfuerzos) en datos poblacionales de fallas y su posible discriminación.

5.1 DEFINICIÓN DE CONCEPTOS

Esfuerzo

El esfuerzo es definido como la fuerza por unidad de superficie que se aplica sobre un plano cualquiera de un cuerpo y este tiende a deformarse (Martínez, 2002). Su estudio conlleva a un análisis dinámico, el cual hace referencia a la configuración de fuerzas dentro del cuerpo (esfuerzos) y la relación de éste con la deformación durante el desarrollo de las estructuras, reflejando una interpretación genética del porqué de su formación (Marrett y Peacock, 1999).

Tensor de Esfuerzos

En el campo de las matemáticas, el esfuerzo combina vectores para todos los planos posibles asociados a un punto, siendo la sumatoria de fuerzas por unidad de área una cantidad tensorial (Burg, 2011). Por tanto el término **tensor de esfuerzos** involucra los vectores (cantidades físicas) que representan una intensidad, dirección y sentido en el espacio, utilizado por varios autores para referirse a direcciones principales de esfuerzos o paleoesfuerzos, llamados σ_1 (esfuerzo principal mayor), σ_2 (esfuerzo principal intermedio), y σ_3 (esfuerzo principal menor). Conceptualmente el término es redundante, pues un esfuerzo es una cantidad tensorial, es decir un tensor. Debido a que el término tensor de esfuerzos ha sido adoptado por la literatura para reforzar el concepto, se decide

acogerlo en el presente trabajo de investigación, haciendo mención de la posible confusión que genera.

Deformación

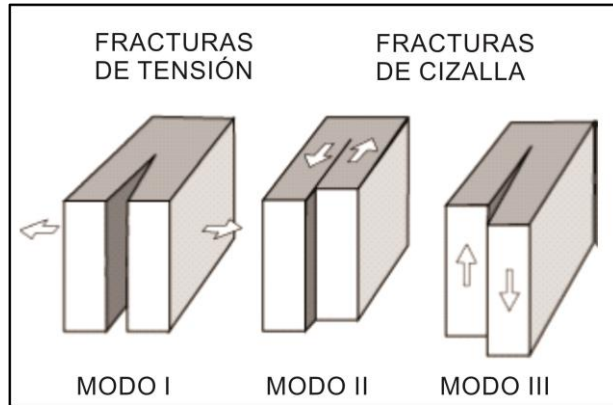
La deformación es cualquier cambio en la magnitud de una o más dimensiones de un cuerpo como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos y puede constar de hasta cuatro componentes: traslación, rotación, dilatación y distorsión (Martínez, 2002). Su estudio implica un análisis cinemático, el cual aborda un patrón de movimientos y/o desplazamientos dentro de un material (por ejemplo, traslación, rotación) que producen estructuras sin tener en cuenta los esfuerzos asociados y refleja una interpretación descriptiva de que movimientos producen una estructura (Marrett y Peacock, 1999). La deformación puede dividirse en dos grandes tipos, deformación dúctil (sin ruptura, pliegues, foliación) y deformación frágil (con ruptura, fracturas), esta última de mayor interés para el trabajo de investigación.

Deformación frágil

La mayoría de las rocas cerca de la superficie de la Tierra sufren deformación frágil. Este comportamiento produce en general dos tipos de fracturas: por esfuerzos tensionales (fracturas de tensión) y por esfuerzos de cizalla (fracturas de cizalla) (Martínez, 2002).

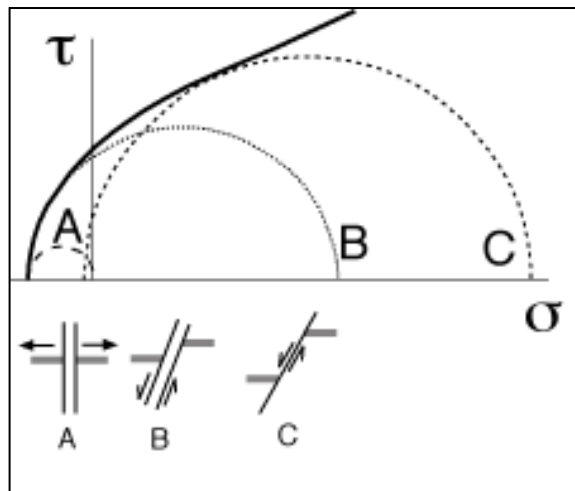
Las fracturas de tensión (modo I) se forman por la separación de dos superficies y el desplazamiento es paralelo al esfuerzo principal menor (σ_3) el cual es perpendicular al plano de fractura (Figura 19 y 20). Por otro lado las fracturas de cizalla (modo II y modo III) se presentan cuando hay un desplazamiento inicial a lo largo de un plano de fractura, donde el esfuerzo de cizalla ($t = \sigma_s$) es paralelo al plano y el esfuerzo principal máximo (σ_1) es oblicuo (Figura 18 y 19) (Burg, 2011).

Figura 19. Clasificación de las fracturas en: fracturas de tensión (modo I) y fracturas de cizalla (modo II y III).



Fuente. Tomado y modificado de Martínez (2002).

Figura 20. Representación en el Círculo de Mohr de los esfuerzos que generan fracturas tensionales, de cizalla e híbridas, siendo A fractura de tensión, B. fractura híbrida y C. fractura de cizalla.



Fuente. Tomado de Martínez (2002).

Circulo de Mohr

El Círculo de Mohr, es la representación gráfica de los estados de esfuerzo, ya sea uniaxial ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$), biaxial ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 = 0$), o triaxial ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), propuesto por Cristiano Otto Mohr 1900, quién encontró que el σ_S (esfuerzo de cizalla) y el σ_N (esfuerzo normal) están relacionados por medio de la ecuación del círculo:

$$\left[\sigma_N - \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \right]^2 + \sigma_S^2 = \left[\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \right]^2 \quad (1)$$

Dónde:

$$\sigma_N = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta, \quad (2)$$

$$\sigma_S = \tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta, \quad (3)$$

- θ es el ángulo entre σ_1 y el plano de falla, que para el Círculo de Mohr corresponde a 2θ (Figura.20).

Criterio de Coulomb-Navier

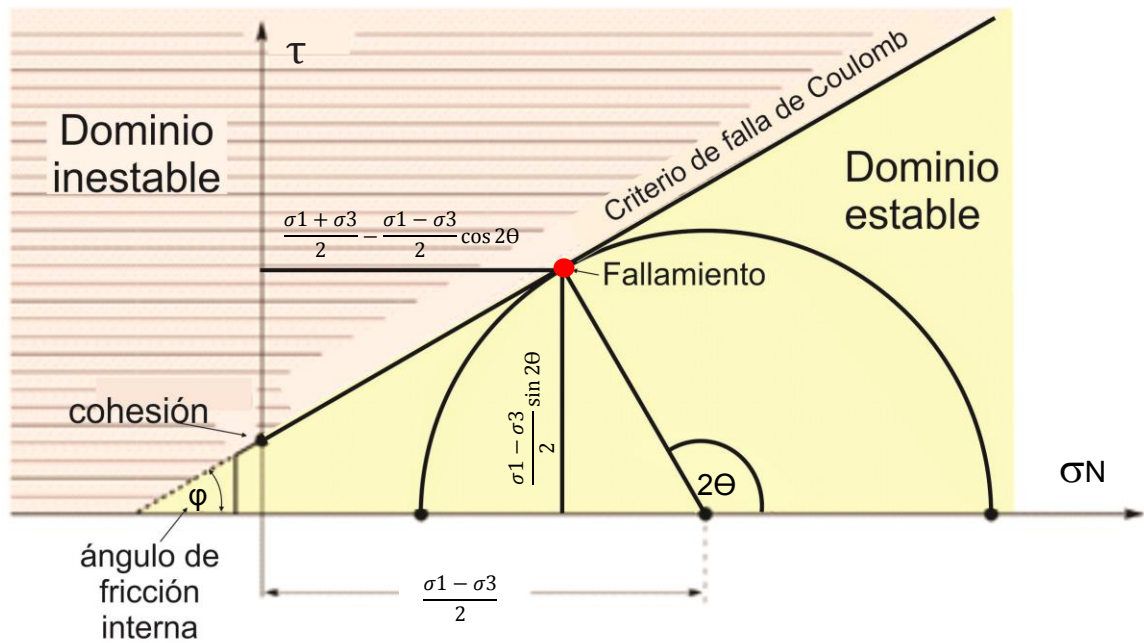
Es la teoría de fracturación que propone que las rocas se rompen por planos en los que se cumple la ecuación:

$$\tau = c_0 + \mu \sigma \quad (4)$$

Donde τ es el esfuerzo de cizalla, σ es el esfuerzo axial (perpendicular al plano de fractura), c_0 es la cohesión del material y μ es el coeficiente de rozamiento interno igual a $\tan \varphi$, donde φ es el ángulo de fricción interno de un material (Martínez, 2002; Burg, 2011).

La ecuación (4) representa una recta (criterio de falla de Coulomb) (Figura 21) y puede hallarse empíricamente o con ensayos de laboratorio para cada material. La recta debe ser tangente al Círculo de Mohr y si algún punto (que representa un plano) la corta, se dice que este plano se desliza, denominada también como envolvente de Mohr-Coulomb.

Figura 21. Representación del Círculo de Mohr y el criterio de falla de Coulomb.



Fuente. Tomado y modificado de Burg (2011).

Fallas

Las fallas corresponden a fracturas de cizalla con movimiento, que se crean cuando el estado de esfuerzo logra que planos determinados de la roca cumplan con la condición de fracturación, la cual viene dada por la envolvente de Mohr-Coulomb de esa roca (Martínez, 2002).

Teoría de Fracturación de Anderson

La Teoría de Fracturación de Anderson (1951) asume un comportamiento de tipo Coulomb en los materiales y predice la dinámica de fallas basado en la posición de los esfuerzos principales, donde:

- ✓ Para un σ_2 horizontal, el resultado es una falla normal si σ_1 es vertical o una falla inversa si σ_1 es horizontal (Figura 22)
- ✓ Para un σ_2 vertical, las fallas resultantes son fallas de rumbo (Figura 22).

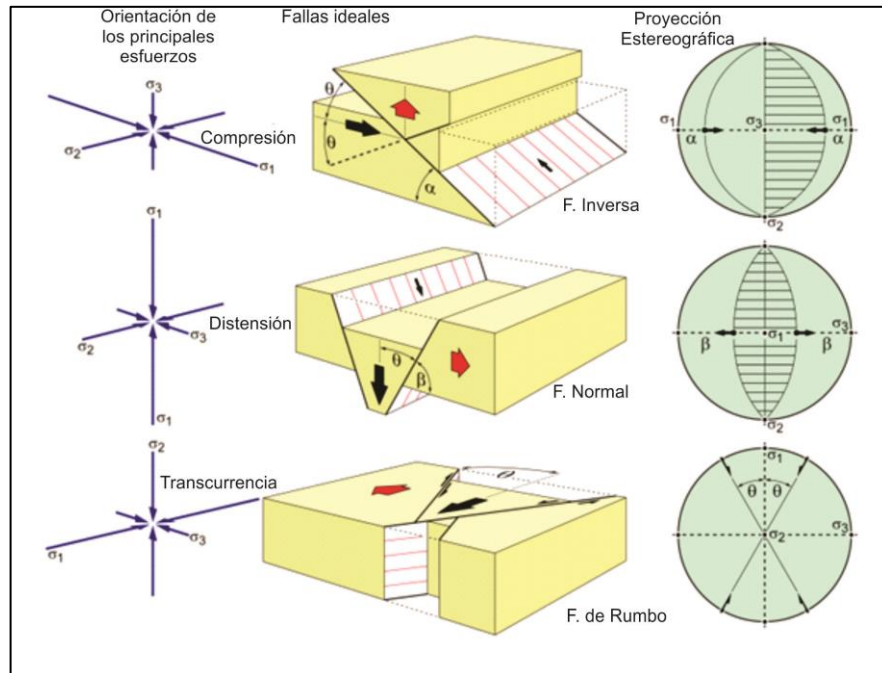
La teoría predice también que las fallas se formarán en dos familias conjugadas, donde las fallas netas de rumbo serán verticales y las fallas normales tendrán más inclinación que las inversas (Martínez, 2002). Además se asume que el ángulo agudo entre las fallas conjugadas es intersectado en su bisectriz por el esfuerzo principal mayor (σ_1), y si el campo envolvente es una línea de pendiente $\tan\varphi$, siguiendo el criterio de fracturación de Coulomb, entonces el ángulo entre σ_1 y cada plano de falla (θ) cumple con la fórmula:

$$\theta = 45^\circ - \left(\frac{\varphi}{2}\right) \quad (5)$$

Donde normalmente el ángulo de fricción interno es $\varphi \approx 30^\circ$, y por tanto el ángulo θ es de 30° (Burg, 2011). Esta generalización del ángulo $\theta = 30^\circ$ es optada para el procesamiento de datos de fallas, lo cual se recordara más adelante en el capítulo de metodología.

Lo anterior también anticipa que la máxima inclinación de las fallas inversas es menor a 45° (con ángulo óptimo de 30°) y la mínima inclinación de las fallas normales es 45° (con ángulo óptimo de 60°).

Figura 22. Interpretación dinámica de fallas. Relación “estándar” de Anderson entre las orientaciones de los esfuerzos, las fallas ideales y la proyección estereográfica de planos de falla principal con su auxiliar (área sombreada para compresión).



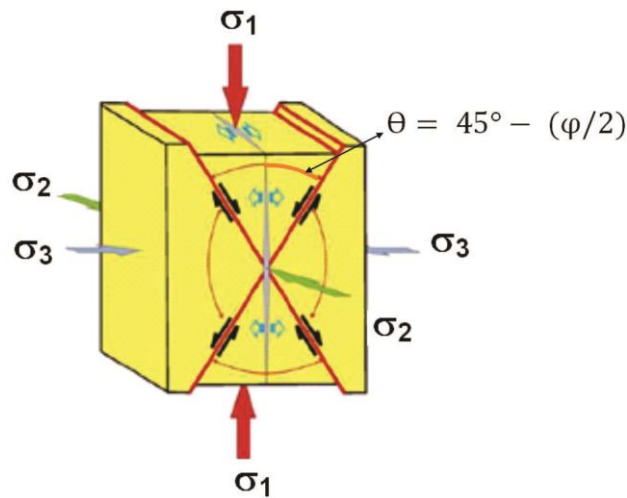
Fuente. Tomado y modificado de Burg (2011).

Regímenes tectónicos

Basado en la teoría de fracturación de Anderson, se identifican tres principales regímenes tectónicos con referencia al esfuerzo principal vertical (Figura 23):

- σ_1 vertical: régimen distensivo
- σ_3 vertical: régimen compresivo.
- σ_2 vertical: régimen de rumbo

Figura 23. Relaciones espaciales entre tensores de esfuerzos y fracturas (Teoría de fracturación de Anderson). Se señala el ángulo θ entre σ_1 y el plano de falla.



Fuente. Tomado y modificado de Rossello (2001).

Las magnitudes relativas de los esfuerzos principales varían entre estos tres regímenes tectónicos finales y la transición de un régimen a otro se debe fundamentalmente al cambio de uno de los principales ejes de esfuerzo entre la horizontal y la vertical (Burg, 2011). Cada régimen tectónico puede variar de forma continua, de radial (esfuerzo mayor distribuido alrededor de un eje formando una circunferencia) a axial (esfuerzo mayor distribuido en un solo eje), dependiendo de las magnitudes relativas de los esfuerzos principales intermedios (σ_2) con respecto a los esfuerzos principales finales, σ_1 y σ_3 (Burg, 2011). Esta información está incluida en la relación R:

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad 6)$$

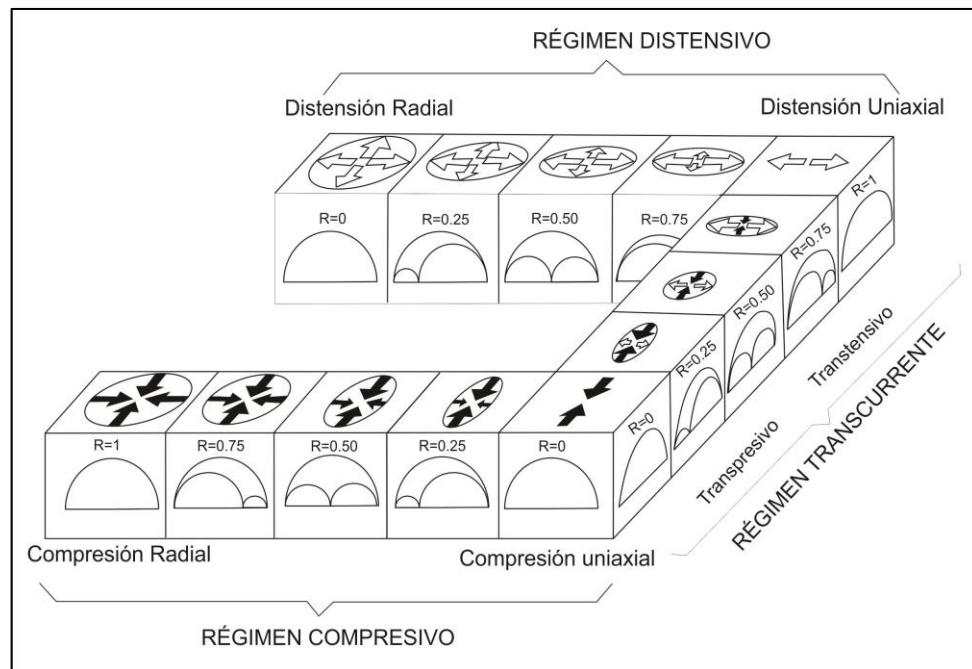
Donde R está contenido entre cero y uno ($0 \leq R \leq 1$) y es determinado mediante en el Círculo de Mohr. Su valor discrimina mejor el tipo de régimen tectónico hallado previamente por otros métodos (como el método de Análisis Dinámico Numérico – NDA) que actuó para formar el estado de esfuerzos triaxial mostrado en el Círculo

de Mohr (Figura 24). Dependiendo de esta relación (R), se puede determinar si el campo de esfuerzos es más radial o más uniaxial en regímenes compresivos y distensivos y si es más transpresivo o más transtensivo en un régimen transcurrente (Figura 24).

Transpresión: Es un estilo de deformación que se caracteriza por la ocurrencia simultánea de fallas de rumbo e inversas (oblicuas). Los regímenes tectónicos cerca de la transición entre la compresión (σ_3 vertical) y la transcurrancia (σ_2 vertical) son favorables para el desarrollo de este estilo de deformación (Burg, 2011).

Transtensión: Es otro estilo de deformación que reporta la ocurrencia simultánea de fallas de rumbo y normales (oblicuas). Los regímenes tectónicos cerca de la transición entre la distensión (σ_1 vertical) y la transcurrancia (σ_2 vertical) son favorables para el desarrollo de este estilo de deformación (Burg, 2011).

Figura 24. Regímenes tectónicos en función de la relación de esfuerzos (R).

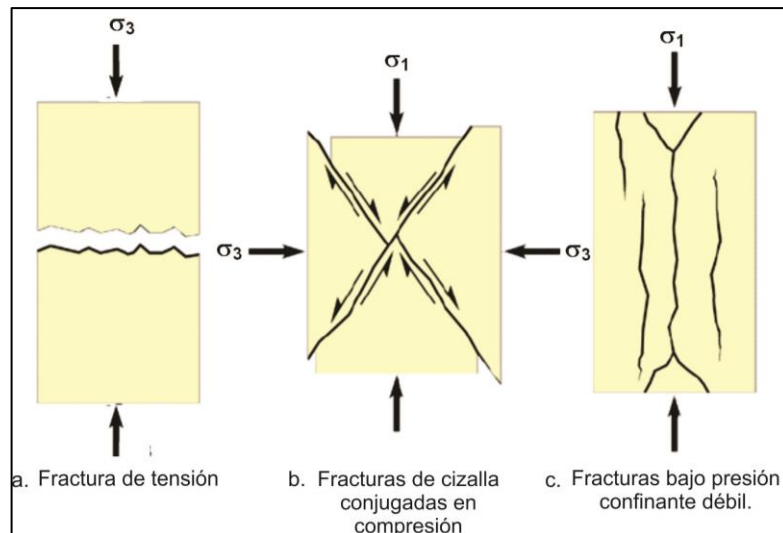


Fuente. Adaptado y modificado de (Burg, 2011).

Diaclasas

Son fracturas que pueden mostrar patrones de orientación sistemática a escala regional y por tanto asociarse a campos de esfuerzos tectónicos, utilizadas especialmente en aquellas zonas que no presentan otras estructuras, como planos de fallas, a partir de las cuales poder inferir el campo de esfuerzo (Hancock, 1985 en Arlegui y Simon, 1993). Las diaclasas se pueden agrupar en las generadas por tensión, por cizalla (con bajo desplazamiento) o por una combinación de ambas (híbridas), cada una de estas con un análisis de esfuerzos propio (Arlegui y Simon, 1993). En las diaclasas de tensión se asume que su dirección es paralela al esfuerzo principal mayor (σ_1) y su desplazamiento paralelo al esfuerzo principal menor (σ_3) (Figura 25a), en cambio para las diaclasas de cizalla, en donde se generan dos fracturas conjugadas, el esfuerzo se asume en dirección a la bisectriz entre el ángulo agudo formado por los dos planos de fractura (Figura 25b) (Arlegui y Simon, 1993).

Figura 25. Representación gráfica de diaclasas de tensión (a), diaclasas de cizalla conjugadas en compresión (b) y diaclasas bajo presión confinante débil (c), basados en experimentos de laboratorio.



Fuente. Tomado y modificado de Burg (2011).

Fracturas heredadas

En la naturaleza las rocas presentan muchos planos discontinuos cerrados y distribuidos aleatoriamente, como en el caso de los límites de grano. Planos heredados en una roca pueden causar una anisotropía estructural crítica, especialmente cuando se considera a mesoescala, donde se incluyen diaclasas o contactos litológicos (Burg, 2011). En consecuencia, dos criterios de falla coexisten:

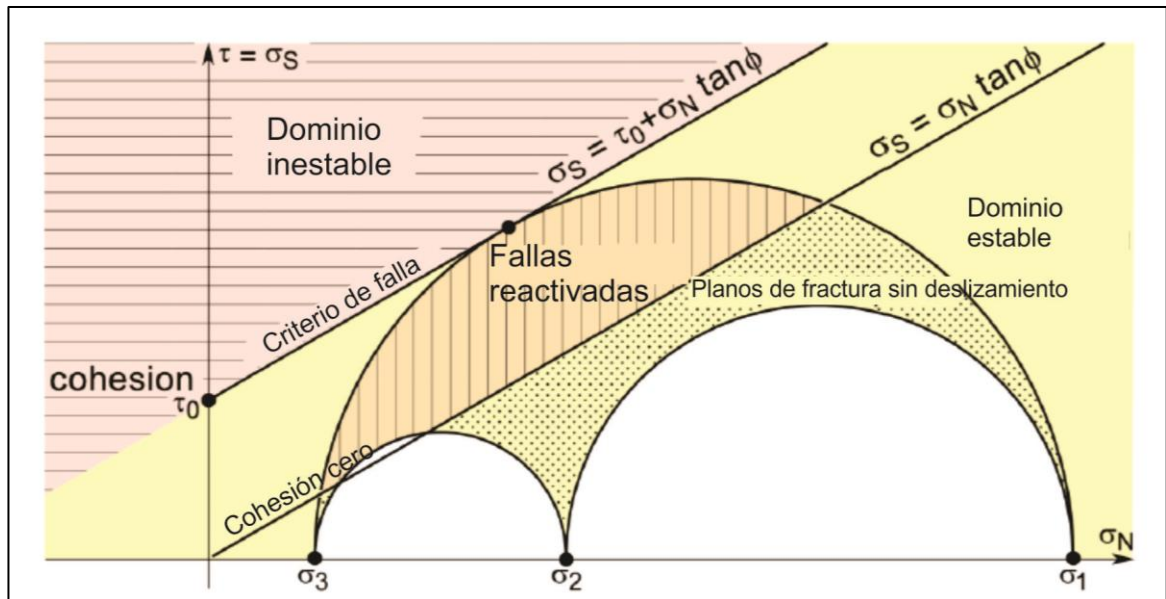
- 1) Criterio de fallas neoformadas en una roca intacta
- 2) Criterio de fallas reactivadas en una roca anisotrópica

A profundidad, el criterio lineal de Coulomb es generalmente consistente para ambos casos (Burg, 2011). Sin embargo, en el segundo caso, la cohesión (c_0) del material puede variar a cero y si un plano cae por debajo de la línea del criterio de falla con cohesión cero, se dice que es un plano no reactivado (no desliza con el estado de esfuerzo predeterminado).

Por tanto, para una zona que ha registrado varios eventos tectónicos, los puntos (planos de falla) graficados en el círculo de Mohr pueden representar planos sin movimiento, planos reactivados y planos neoformados.

En este caso, el Círculo de Mohr se divide en tres regiones limitadas por la línea de criterio de falla y la línea de criterio de falla con cohesión cero, que pasa por el origen de coordenadas (Figura 26).

Figura 26. Dominios de fracturas reactivadas, fracturas sin deslizamiento y neoformadas (sobre el borde del círculo mayor).



Fuente. Tomado y modificado de Burg, 2011.

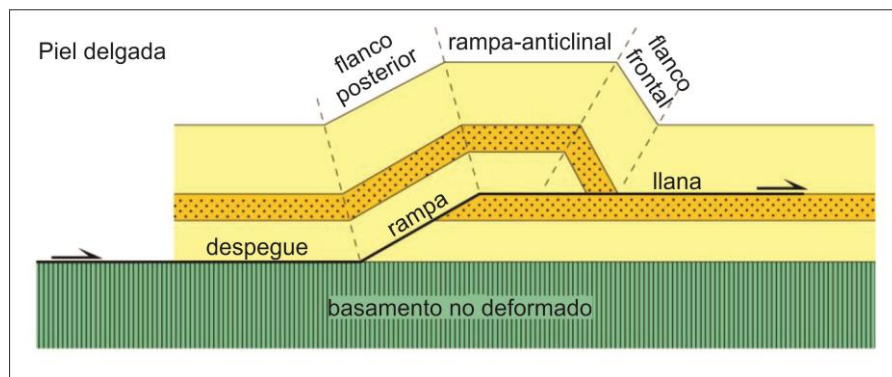
Estilos estructurales de cabalgamientos

Frecuentemente se habla en la literatura del desarrollo de dos estilos estructurales de deformación para describir o modelar la tectónica de cabalgamientos presente en un área, denominados estilo de piel delgada y piel gruesa. Estos poseen características y zonas de influencia propias.

Estilo de piel delgada: hace referencia a los cabalgamientos que no afectan el basamento, donde se desarrollan conjuntos de pliegues y fallas que deforman la cobertera sedimentaria. La secuencia sedimentaria inicialmente subhorizontal se separa a lo largo de horizontes de despegues generados en unidades incompetentes (por ejemplo, unidades de evaporitas, *shale*, capas sobrepresionadas) y se deforman independientemente del sustrato subyacente (Figura 27) (Burg 2013). Comúnmente ramificaciones lítricas de fallas inversas con actitudes similares se unen en la superficie de despegue sobre el basamento

(Burg, 2013). En conclusión la deformación se limita a la cobertera sedimentaria, mientras que el basamento se desliza debajo rígidamente (sin cortes axiales a través de él) (Burg, 2013). En este estilo se desarrolla una geometría de falla caracterizada por zonas de rampa donde se corta la estratificación de unidades competentes y zonas de llana donde se desliza por unidades blandas (Figura 27).

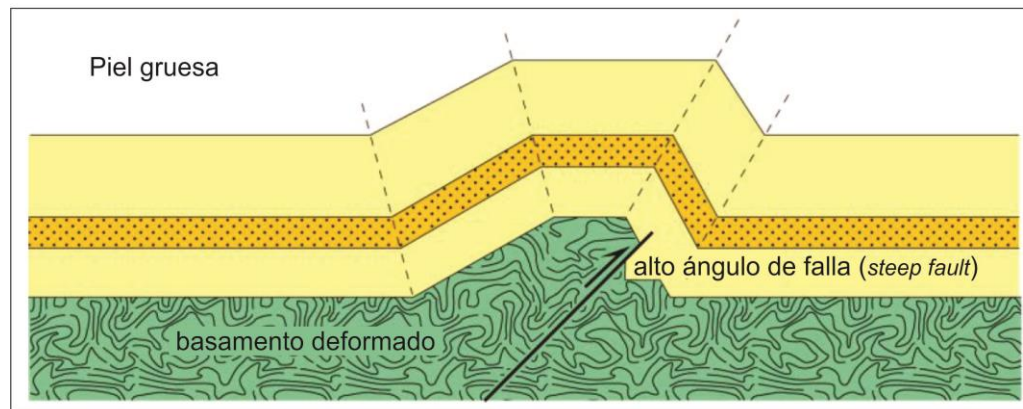
Figura 27. Representación gráfica del estilo estructural de piel delgada que afecta la cobertera sedimentaria, desarrollándose cabalgamientos con geometría controlada por zonas de rampa y zonas de llana.



Fuente. Tomado y modificado de Burg (2013).

Piel gruesa: se desarrolla en los *hinterland* (región de un cinturón orogénico), donde el basamento cristalino de los cinturones montañosos se deforma (Burg, 2013). Está estilo estructural está controlado principalmente por cabalgamientos de alto ángulo (Figura 28), los cuales tienen un despegue profundo cerca de las zonas de deformación frágil-dúctil Burg (2013).

Figura 28. Representación gráfica del estilo estructural de piel gruesa que involucra el basamento, donde los cabalgamientos presentan alto ángulo de falla con un despegue profundo.



Fuente. Tomado y modificado de Burg (2013).

5.2 PARÁMETROS UTILIZADOS PARA LA MEDIDA DE DATOS DE DESLIZAMIENTO DE FALLA

El estudio de deformación frágil utiliza frecuentemente datos de deslizamiento de falla para el análisis cinemático de estructuras. Estos datos de fallas están representados en las denominadas estrías de falla, las cuales son líneas sobre un plano de falla que representan la dirección de algún desplazamiento relativo entre los dos bloques separados por la falla (Burg, 2011). Para su análisis y procesamiento en software especializado se requiere de los siguientes parámetros (Figura 29):

Azimut de rumbo del plano de falla: ángulo de dirección de la línea horizontal (perpendicular a la dirección de máxima inclinación) con el norte.

Azimut de buzamiento: ángulo de dirección que forma la línea de máxima inclinación del plano de falla proyectada sobre un plano horizontal con el norte.

Inclinación del plano de falla: ángulo en la vertical entre una línea horizontal y el plano.

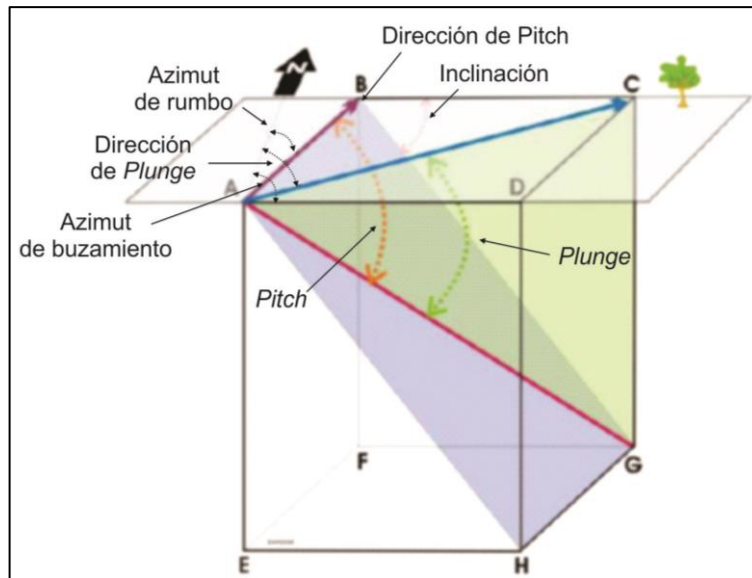
Pitch (o cabeceo): ángulo entre la línea de estría y el rumbo del plano, medido sobre este.

Dirección de *pitch*: cuadrante hacia donde cabecea o apunta la línea de *pitch*, el cual corresponde a uno de los dos cuadrantes la línea de rumbo.

Plunge (o ángulo de cabeceo): ángulo entre la línea de estría y la horizontal de un plano vertical que contiene la línea de estría.

Dirección de *Plunge* (o dirección de cabeceo): ángulo de dirección entre la horizontal del plano vertical que contiene la línea de estría y el norte.

Figura 29. Representación tridimensional de la medida de los parámetros de Azimut de rumbo, buzamiento, inclinación, *pitch*, *plunge*, y dirección de *plunge*



Fuente. Tomado y modificado de Rossello (2001).

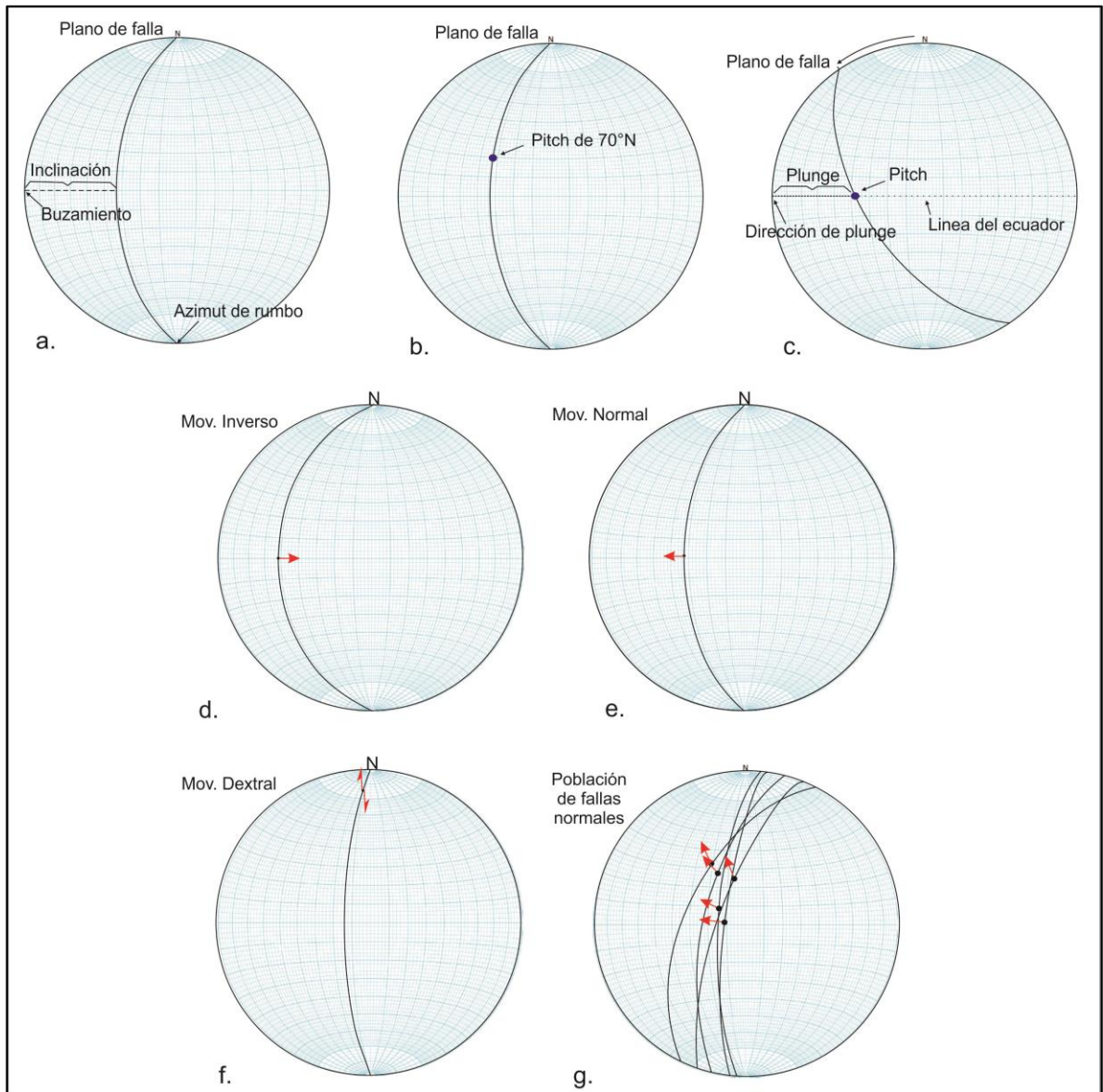
Ubicación de los parámetros anteriores en la plantilla estereográfica

En general, los datos tomados directamente en campo son azimut de rumbo ó buzamiento, inclinación, *pitch*, dirección de *pitch* y sentido del movimiento del plano de falla. Los demás parámetros son hallados indirectamente con ayuda de la

plantilla estereográfica, como es el caso del *plunge* y dirección de *plunge*. Por otro lado se puede indicar el tipo de movimiento del plano de falla en proyección estereográfica (Figura 30d, 30e, 30f, 30g), lo cual es conocido como Gráfico de Angelier y es de gran utilidad para observar visualmente el tipo de falla predominante en una población de fallas y su buzamiento (Figura 30g). A continuación se describe el procedimiento que se realiza para determinar los parámetros de *plunge* y dirección de *plunge*, así como el Gráfico de Angelier:

1. Se proyecta sobre la plantilla estereográfica el plano de falla según su azimut de rumbo, buzamiento e inclinación, el cual representa una línea (Figura 30a).
2. El plano de falla se ubica en dirección N-S y se mide el ángulo de *pitch* desde su dirección siguiendo la trayectoria de la línea del plano por los círculos menores. El resultado es un punto sobre la línea del plano (Figura 30b).
3. El punto de *pitch* se lleva a la línea del ecuador, donde se mide su ángulo con los círculos mayores, determinando así el *plunge* de la línea de estría (Figura 30c) y la dirección de *plunge*, teniendo el *pitch* en la línea del ecuador, se determina ubicando en el círculo primitivo de la plantilla la dirección del punto de *pitch* ya graficado (Figura 30c).
4. Teniendo en posición el punto de *pitch* en la línea del ecuador, se indica su movimiento según el Gráfico de Angelier, dibujando una flecha en dirección al centro de la plantilla si es un movimiento inverso (Figura 30d), en dirección hacia fuera de la plantilla si es normal (Figura 30d) y dos flechas en dirección contraria si es de rumbo, según su cinemática determinada en campo (Figura 30e).

Figura 30. Ubicación en la plantilla estereográfica de los parámetros utilizados en el análisis de planos de falla. a) Ubicación del plano de falla; b) ubicación del *pitch* de la línea de estría; c) determinación del *plunge* y dirección de *plunge*; d) Gráfico de Angelier para falla inversa; e) Gráfico de Angelier para falla normal, f) Gráfico de Angelier para falla de rumbo dextral y e) población de falla con movimiento predominante normal y buzamiento al oeste.



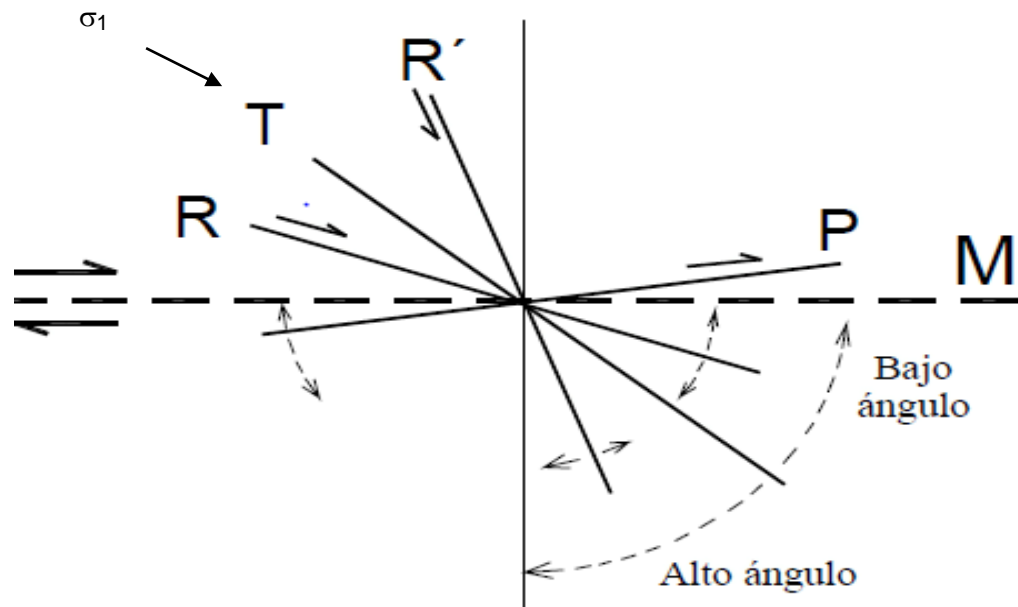
Fuente. Autores

5.3 ANÁLISIS CINEMÁTICO DE PLANOS DE FALLAS

El análisis cinemático está relacionado únicamente con los movimientos o cambios causados en un cuerpo durante su deformación, sin tener en cuenta el esfuerzo que los produce (Marrett y Peacock 1999). Su análisis a mesoescala (afloramientos) se realiza mediante indicadores cinemáticos que se desarrollan al momento de la deformación e indican el sentido del movimiento asociado a un

plano de falla. Éstos corresponden principalmente a planos de *riedels* (R), *antiriedels* (R'), *postriedels*, planos de tensión (Figura 31) y escalones mineralizados.

Figura 31. Planos de *riedels* (R), *antiriedels* (R'), *postriedels* (P) y planos de tensión (T) asociados a una falla principal (M), que indican el sentido del movimiento, según la relación de ángulo con σ_1 mostrado.



Fuente. Tomado y modificado de Páez (2010).

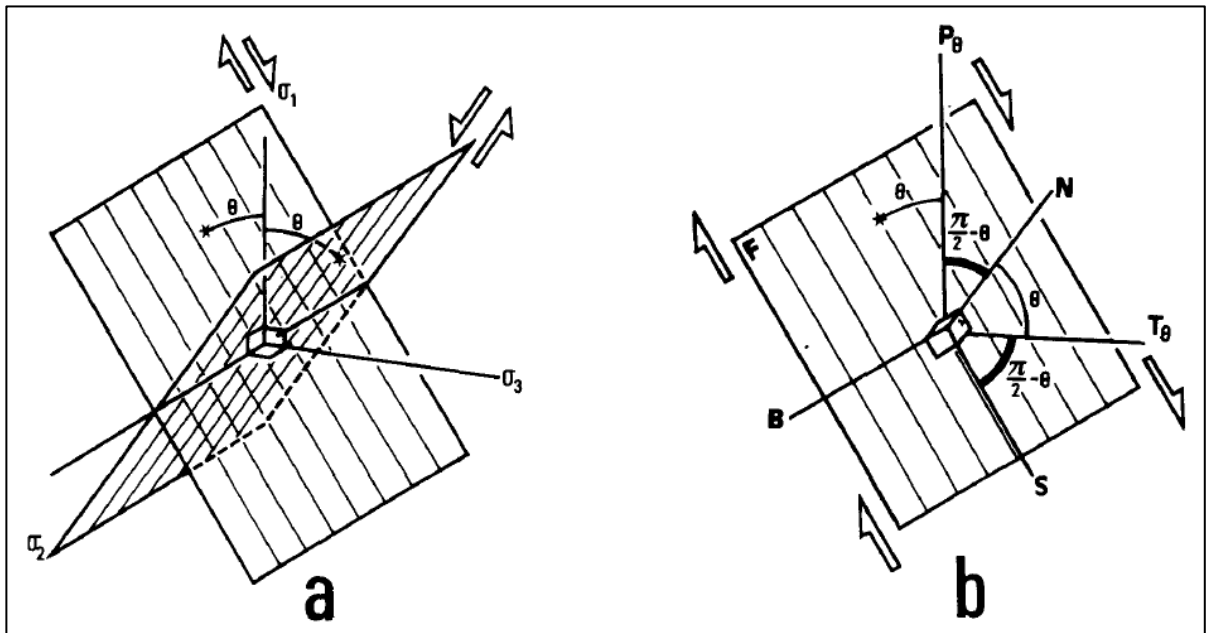
5.4 DETERMINACIÓN DE TENSORES DE ESFUERZOS A PARTIR DE DATOS POBLACIONALES DE FALLAS

Para poder inferir un tensor de esfuerzos se pueden utilizar diversos métodos asociados a las diferentes manifestaciones de éste en las rocas. En deformación frágil, una de estas manifestaciones son los planos de estrías, a los cuales se les puede asociar un tensor de esfuerzos.

Las fallas formadas por un mismo estado de esfuerzos forman conjuntos conjugados (Anderson, 1951) y como es de esperarse, sus orientaciones y sentido de movimiento son relacionadas a los ejes de esfuerzos principales activos (Huang y Angelier, 1989). Por consiguiente los ejes de esfuerzos principales pueden ser hallados usando las orientaciones de estas fallas coetáneas.

Huang y Angelier (1989) aclaran que en el plano que contiene el vector de estriación (S) y el vector normal al plano de falla (N), el eje de máximo esfuerzo σ_1 hace un ángulo θ con S y un ángulo $\pi/2 - \theta$ con N (Figura 32), mientras el eje de menor esfuerzo principal σ_3 hace un ángulo θ con N y un ángulo $\pi/2 - \theta$ con S. Este ángulo θ es igual a $45^\circ - \varphi/2$, donde φ es el ángulo de fricción interna del material. Por otra parte, σ_2 es paralelo a la intersección de planos de falla conjugados, mientras que σ_1 y σ_3 son paralelos a las bisectrices agudas y obtusas respectivamente (Anderson, 1951). Tomando en cuenta lo anterior Huang y Angelier (1989) definieron que para una falla cuyos parámetros son conocidos, los ejes P_θ , T_θ y B (Figura 32) deben ser paralelos a σ_1 , σ_3 y σ_2 respectivamente.

Figura 32. Fallas conjugadas y ejes de esfuerzo principal σ_1 , σ_2 , σ_3 . (a) Definición de ejes individuales de esfuerzo relacionados a una falla de dirección y sentido conocidos. (b) F, plano de falla; N, línea normal a la falla; S, dirección de las estrías; B, eje perpendicular a N, y para S los ejes P_θ y T_θ son perpendiculares a B haciendo ángulos θ con S y N respectivamente.



Fuente. Tomado de Huang y Angelier (1989).

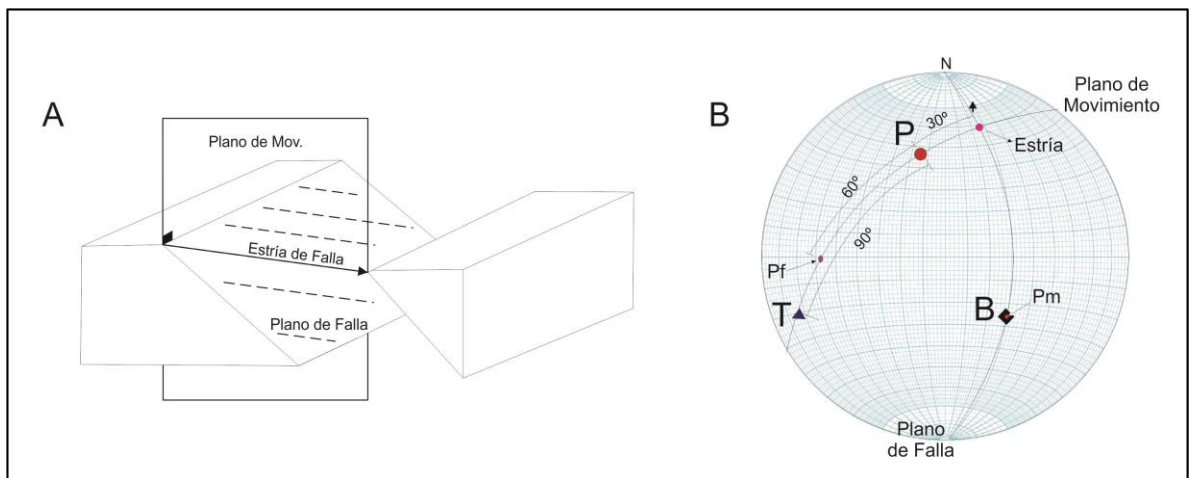
Existen varios metodos que permiten medir o estimar algunos o todos los componentes del tensor de esfuerzos asociados a datos poblacionales de falla, entre los cuales encontramos:

- **Método P-T:** método P-T descrito por Turner (1953), determina el tensor de máxima Presión y máxima Tensión para la generación de un plano de falla, así como el tensor intermedio (B). Este método se basa en la determinación del plano de movimiento, el cual contiene la línea de estría y el polo del plano de falla, siendo por tanto perpendicular a este (Figura 33a). Se asume que éste plano de movimiento contiene el tensor de mayor presión (P) y tensión (T), y el tensor intermedio (B) se ubica cercano o en el polo del plano de movimiento (Figura 33a). Representado en plantilla estereográfica, a lo largo del plano de movimiento, el eje

de Presión se halla midiendo desde el punto del *pitch* 30° hacia el polo del plano de falla por los círculos menores o desde el polo del plano de falla midiendo 60° hacia el *pitch* por los círculos menores (Burg, 2011) (Figura 33b). El eje de Tensión se determina sobre el plano de movimiento a 90° del eje de Presión y el eje intermedio a estos se ubica en el polo del plano de movimiento (Figura 33b). Los tensores de Presión-Tensión se asumen que son equivalentes a σ_1 y σ_3 , y el tensor intermedio a σ_2 .

Para datos poblacionales de falla, el método determina estos tensores de esfuerzo para cada plano de falla y estadísticamente arroja una tensor promedio de todos los datos.

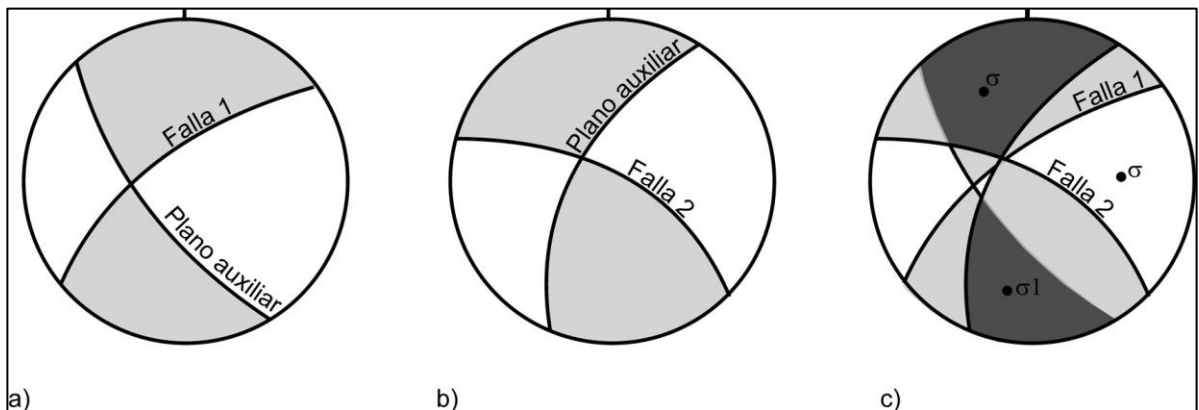
Figura 33. Representación en bloque diagrama (A) y en plantilla estereográfica (B) del método P-T el cual determina de los ejes de Presión-Tensión en un plano de falla. Pf, polo del plano de falla; Pm, polo del plano de movimiento, P, eje de presión; T, eje de tensión; B, eje intermedio.



Fuente. Autores

- Diedros Rectos:** los diedros rectos, es un método gráfico que se basa en limitar para cada plano de falla las zonas del espacio compatibles en compresión y en distensión, superponiendo estos campos en una proyección estereográfica (Figura 34) (Babín y Gómez, 2010). Básicamente el procedimiento consiste en graficar en una plantilla estereográfica el plano de falla (con su *pitch* y dirección de movimiento) y un segundo plano, perpendicular a la falla, llamado plano auxiliar. Estos dos planos dividen todas las direcciones de la esfera en dos pares de cuadrantes (blancos y oscuros, Figura 34). Dependiendo del sentido de movimiento de la falla, un par de cuadrantes opuestos delimita la posible orientación de σ_1 (diedro en compresión), y el otro par, la de σ_3 (diedro en distensión). Este procedimiento se aplica en todos los datos poblacionales de falla y se superponen los distintos diedros de cada una de las fallas para obtener una discriminación más precisa del área de mayor compresión (σ_1) y el área de mayor distensión (σ_3), hallando así los tensores de esfuerzos principales (Figura 34).

Figura 34. Ejemplo del método de diedros rectos para fallas conjugadas.



Fuente. Tomado de Babín y Gómez (2010).

- Método de Inversión:** para una familia homogénea de fallas formadas durante un solo evento tectónico y presentes en una roca sin grandes discontinuidades, todas las fallas conjugadas tienden a ser perpendiculares al

plano que contiene σ_1 y σ_3 con un esfuerzo de cizalla máximo perpendicular a σ_2 (Huang y Angelier, 1989).

Para determinar el eje de esfuerzos para un conjunto de datos (principalmente en fallas neoformadas) se puede realizar un análisis estadístico espacial que se lleva a cabo sobre la distribución individual de los ejes P_θ , B y T_θ . La dirección preferencial de cada grupo de ejes puede ser estimada usando la matriz de orientación con la forma descrita a continuación (Mardia, 1972 en Huang y Angelier, 1989)

$$T = \begin{bmatrix} \sum x_i^2 & \sum x_i y_i & \sum z_i x_i \\ \sum x_i y_i & \sum y_i^2 & \sum y_i z_i \\ \sum z_i x_i & \sum y_i z_i & \sum z_i^2 \end{bmatrix}, \quad 6)$$

Donde x_i , y_i y z_i representan las componentes individuales de los vectores P_θ , B y T_θ , siendo estos buenos estimadores de la orientación de las magnitudes vectoriales σ_1 , σ_2 , σ_3 , respectivamente. Realizando este procedimiento, si los resultados entregan mucha dispersión, se puede inferir otra familia conjugada, que puede haberse originado en otro estado de esfuerzos (Huang y Angelier, 1989).

TectonicsFP en sus diferentes versiones ha usado el método de inversión propuesto por Angelier (1979) el cual se basa en un cálculo de mínimos cuadrados de los ángulos entre las direcciones calculadas de los ejes de esfuerzo máximos que actúan a lo largo de los planos de falla.

- **Método de Análisis Dinámico Numérico:** Spang (1972) propone un método de análisis dinámico numérico a partir de estudios en lamelas de deformación de cuarzo y maclas de calcita-dolomita, para los cuales encuentra los ejes y magnitudes de los esfuerzos principales. El Análisis Dinámico Numérico (*NDA*) tiene un enfoque similar al método P-T propuesto por Turner (1953), el cual supone que σ_1 y σ_3 coinciden con los vectores P_θ y T_θ , respectivamente y calcula un tensor de esfuerzos para cada conjunto de estrías de falla. El resultado de la

suma de los tensores de presión y tensión de todos los datos de estrias de un sitio dividido por el número de ellos corresponde al tensor de máxima presión y tensión (Rosenau, 2004).

Tectonics FP 1.7.7, en el método de análisis *NDA* utiliza el fundamento teórico de Spang (1972) aplicando las soluciones propuestas por Sperner (1996), quien discute las desventajas del método de inversión para el cálculo de los tensores de esfuerzo principales (Rosenau, 2004). Este autor concluye que el método de inversión tiene problemas si existen menos de tres familias de planos de falla (fallas conjugadas), ya que la regresión (método de mínimos cuadrados) es estadísticamente óptima si los datos están bien distribuidos. Debido a que muchos grupos de datos obtenidos en campo tienen solamente uno o dos conjuntos de planos conjugados de falla, pues los datos son discriminados y filtrados para determinar la cinemática de estructuras y tensores de esfuerzos...ver capítulo de metodología...El procesamiento de los datos se realiza mediante el método *NDA*, el cual no presenta este problema.

6. METODOLOGÍA

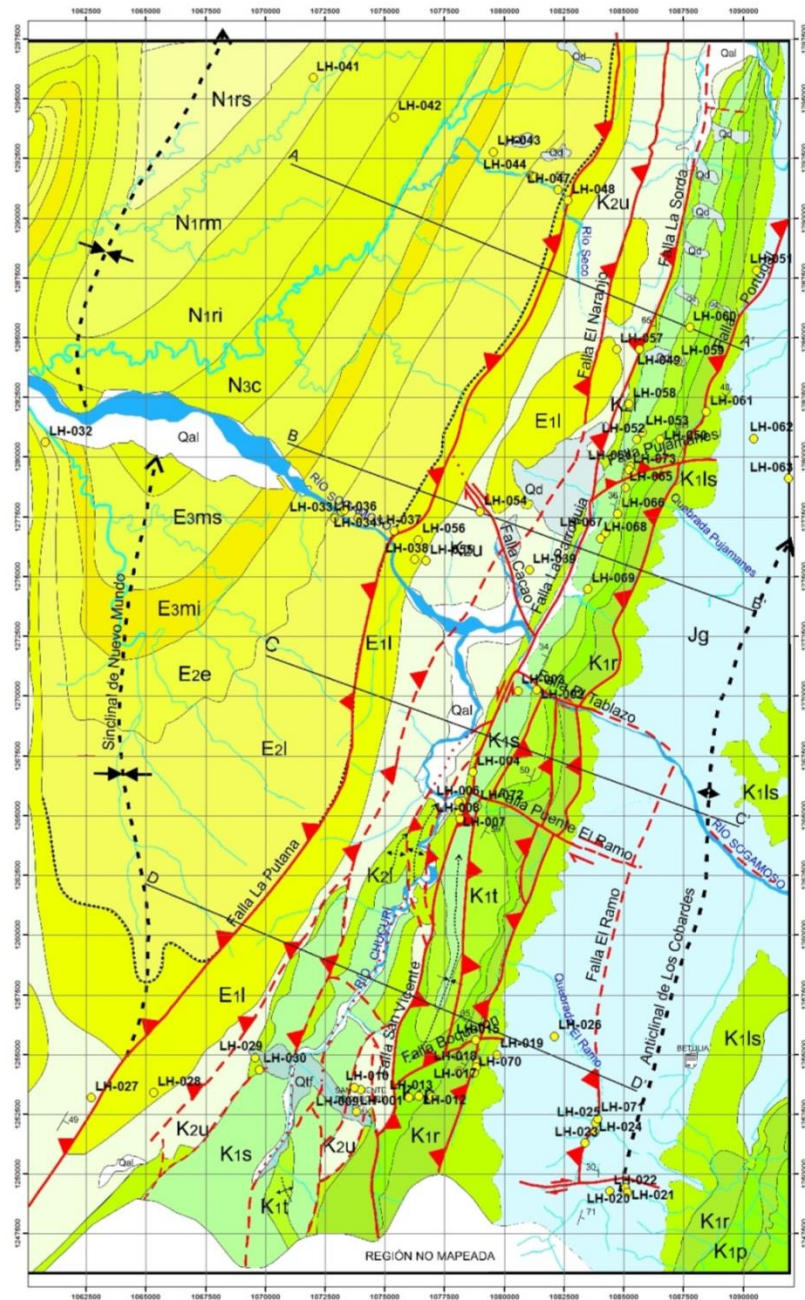
A continuación se explica la metodología seguida en el desarrollo del presente trabajo de investigación, abarcando la etapa de campo, el análisis y tratamiento de datos estructurales y su posterior procesamiento en el programa TectonicsFP.1.7.7.

6.1 ETAPA DE CAMPO

La fase de campo se realizó a lo largo de las zonas rurales de los municipios de Lebrija, Betulia, San Vicente de Chucurí, Zapatoca y Sabana de Torres, municipios que se ubican al norte del flanco oeste del Anticlinal de los Cobardes.

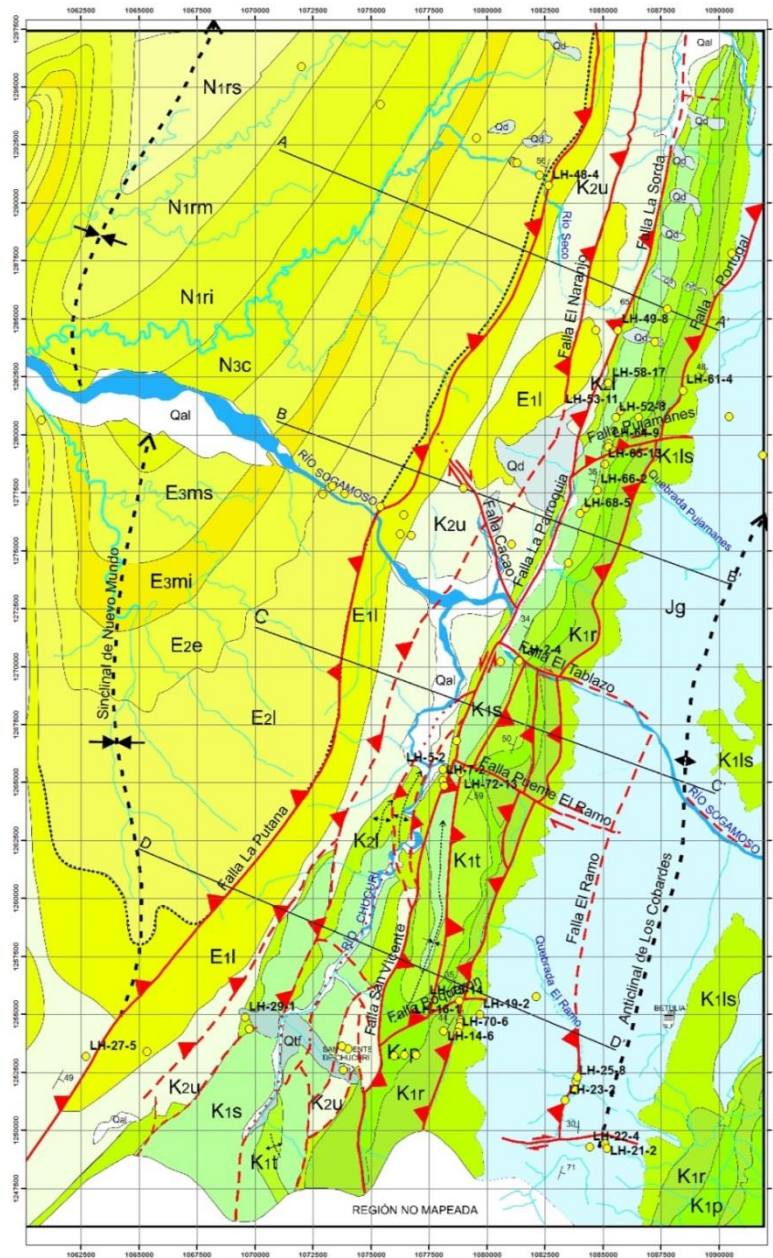
Se realizaron un total de 73 estaciones (Figura 35), localizadas a lo largo de las vías San Vicente de Chucurí-Zapatoca, Corregimiento La Renta-San Vicente de Chucurí, Lebrija-Sabana de Torres (corregimiento Uribe-Uribe) y la nueva vía Lebrija-San Vicente de Chucurí (a la fecha en construcción). En 27 de las 73 estaciones se midieron datos de estrías de falla (Figura 36), lográndose un total de 178 datos, distribuidos en las diferentes formaciones de edad Mesozoica y en la Formación Lisama del Paleoceno (Tabla 1). También se realizó la medición de 681 datos de diaclasas, éstas con una mayor distribución en las diferentes unidades litoestratigráficas.

Figura 35. Mapa geológico de área de estudio con ubicación de las estaciones. La nomenclatura de ellas tiene origen en el primer nombre de los investigadores y el número de la estación.



Fuente. Tomado y modificado de Ward et al. (1977)

Figura 36. Mapa geológico del área de estudio con la ubicación de las estaciones con datos de estrías. El último número de cada estación representa la cantidad de datos medidos.



Fuente. Tomado y modificado de Ward et al. (1977)

Tabla 1. Número de estrías y diaclasas medidas por formación.

FORMACIÓN	NÚMERO DE ESTRÍAS	NÚMERO DE DIACLASAS
Esmeraldas	0	7
La Paz	0	81
Lisama	4	73
Umir	5	97
Luna	30	85
Simití	5	19
Tablazo	60	114
Paja	0	19
Rosablanca	24	56
Los Santos	22	67
Girón	28	63
TOTAL	178	681

Fuente. Autores

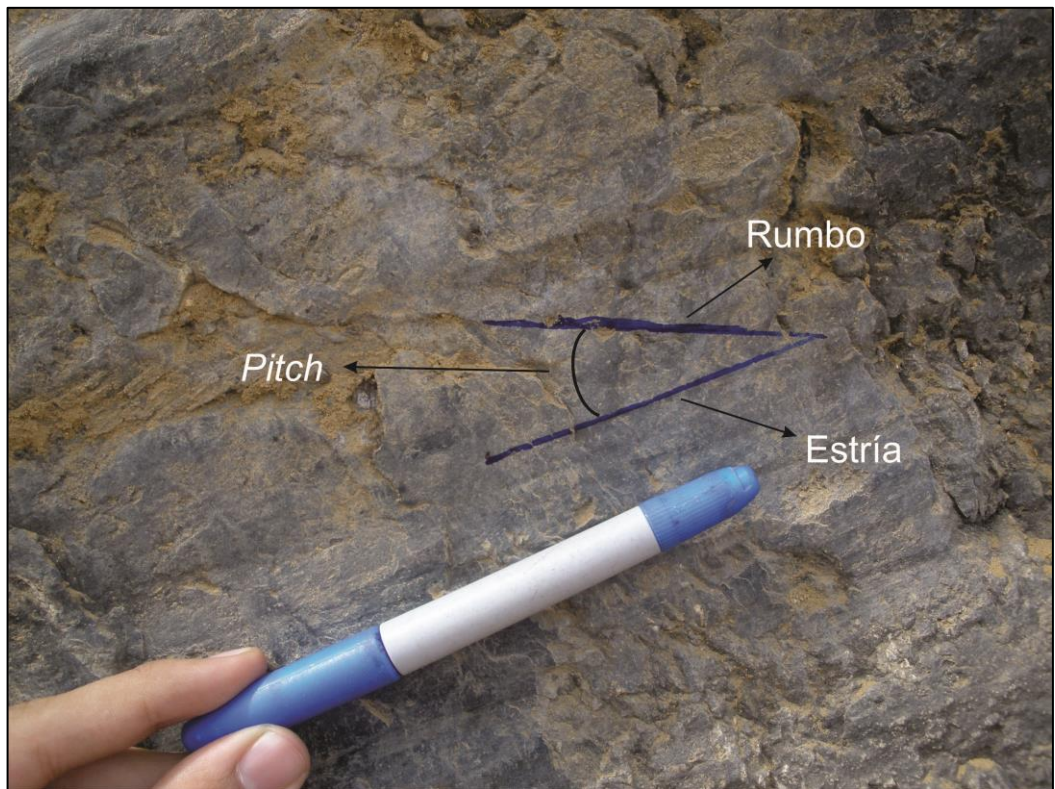
Para la toma de datos de planos y líneas con brújula marca Brunton, a ésta se le realizó la corrección por declinación magnética, la cual es única para cada zona del planeta dependiendo de la latitud, longitud y época del año. Para la zona de estudio se asumió una declinación de 7° la cual se halló en la página web *del National Geophysical Data Center*, instituto norteamericano parte del *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*.

Respecto a la medición de datos de planos estriados se procedió de la siguiente manera:

1. Se midió la dirección del plano de falla en azimut de rumbo y su inclinación.
2. Se resaltó la estría con marcador permanente con el propósito de hacerla más visible (Figura 37).

3. Se dibujó la línea de rumbo del plano de falla sobre la roca (Figura 37).
4. Se procedió a medir con un transportador el *pitch* (ángulo formado entre la estría y la línea de rumbo).

Figura 37. Plano estriado correspondiente a la Formación Tablazo en la estación LH-52. Se muestra resaltada la línea de rumbo y la estría para la medición de *pitch* sobre el plano.

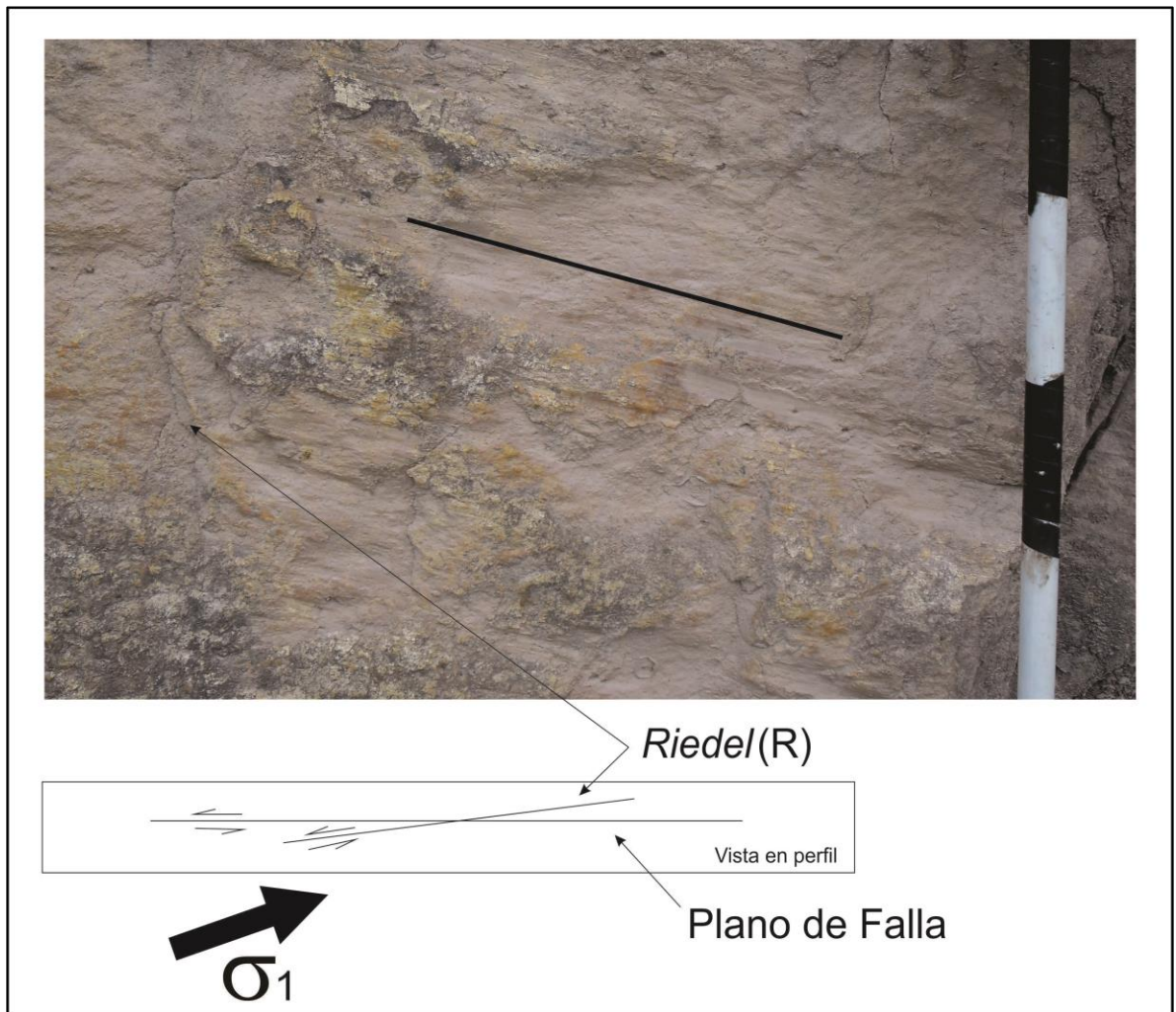


Fuente. Autores

5. Se ubicó la brújula sobre la línea de rumbo, determinando el cuadrante hacia el cual el *pitch* cabecece o apunta hacia el suelo.

6. Se determinó el sentido de movimiento de la falla mediante la interpretación de los indicadores cinemáticos presentes (*riedels*, *anti-riedels*, y escalones mineralizados) (Figura 38).

Figura 38. Interpretación del movimiento de un plano de falla utilizando *Riedels* (R) como indicador cinemático.



Fuente. Autores

7. Finalmente se asignó una calidad o certeza en porcentaje del dato tomado, teniendo en cuenta la claridad del indicador cinemático.

En cada estación de campo, además de la búsqueda y toma de datos estructurales, se hizo control litológico con descripciones de los afloramientos y toma muestras de mano, las cuales fueron clasificadas posteriormente (Ver Anexo No. 3, Clasificación de muestras de mano). En libreta de campo se consignaron todas las observaciones realizadas, dibujos esquemáticos, datos estructurales, indicadores cinemáticos, números de fotografías y de muestras. Posteriormente en oficina los datos de la libreta fueron digitalizados para mejorar la organización de la información escrita y el acceso a la información existente (Ver Anexo No. 2, Libreta digital).

6.2 ANÁLISIS Y TRATAMIENTO DE DATOS DE DESLIZAMIENTO DE FALLA (ESTRÍAS)

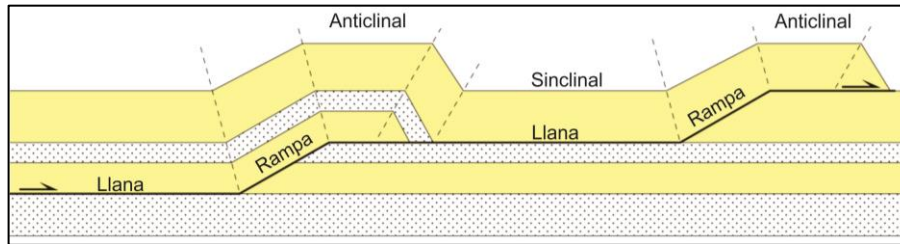
Para un análisis adecuado de los planos de fallas encontrados en campo, se tiene en cuenta que estos pueden estar reflejando eventos deformativos sobreimpuestos. Partiendo de esta reflexión y tomando como requisito principal la no complejidad tectónica del área de interés, fue necesario establecer la relación de los planos de fallas con la evolución de estructuras mayores, como anticlinales y sinclinales. Como se documentó anteriormente, la deformación en el área de estudio está representada en dos pliegues (anticlinal-sinclinal) y trazos de fallas inferidos a lo largo del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes. Por lo tanto, estas características estructurales hacen de la zona un lugar propicio para el estudio a detalle de planos de fallas y su evolución con respecto al desarrollo del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes. Para analizar y determinar en qué posible etapa del desarrollo del pliegue se originó un plano de falla, fue necesario aplicar la técnica de rotación de planos y líneas a los datos que no se ajustaron con las consideraciones descritas a continuación:

Consideraciones y técnica de rotación de planos y líneas.

Se establecieron algunas consideraciones para realizar o no la técnica de rotación de planos de falla, sustentadas principalmente en la teoría de fracturación de Anderson (1951), el régimen tectónico asociado al tipo de falla y el dato de *pitch* (o cabeceo de la estría) registrado en campo.

Como se mencionó antes, la teoría de fracturación propuesta por Anderson (1951) asume un ángulo propicio para el desarrollo de fallas normales, inversas y de rumbo, donde fallas normales poseen una inclinación $>45^\circ$, fallas inversas $<45^\circ$ y fallas de rumbo inclinaciones casi verticales. Estos ángulos se presentan favorablemente en fallas desarrolladas cerca a la superficie y pueden variar respecto a la posición estructural y estratigráfica de la falla, por lo que se tuvo especial cuidado a la hora de discriminar los datos siguiendo la teoría de fracturación de Anderson (1951). Esta variación de la inclinación es observada en los modelos geométricos y cinemáticos de cabalgamientos principales asociados a pliegues, donde se pueden presentar fallas inversas de alto ángulo que reflejen zonas de rampa y fallas inversas de bajo ángulo que reflejen zonas de llana, dependiendo de la litología que afecte (Figura 39). Además fallas inversas secundarias descritas por Mitra (2002) pueden adquirir un ángulo $> 45^\circ$ dependiendo de su posición estructural con respecto al pliegue. Por otra parte, los modelos de fallas lítricas en zonas distensivas muestran que fallas normales a profundidad presentan bajo ángulo.

Figura 39. Variación de la inclinación de una falla inversa, donde zonas de rampa presentan alto ángulo y zonas de llana bajo ángulo.



Fuente. Tomado y modificado de Burg (2013)

Por otro lado, Anderson (1951) infiere las relaciones que existen entre un régimen tectónico y los tipos de fallas asociadas a éste, los cuales son:

- a) Régimen distensivo: asociado a fallas normales producto del esfuerzo principal mayor (σ_1) en la vertical.
- b) Régimen compresivo: asociado a fallas inversas producto del esfuerzo principal menor (σ_3) en la vertical.
- c) Régimen transcurrente: asociado a fallas de rumbo producto del esfuerzo principal intermedio (σ_2) en la vertical.

Aparte de estos tres regímenes tectónicos, en la naturaleza también se presentan una combinación de éstos, denominados regímenes transpresivos - transtensivos...ver capítulo del marco teórico... Estas características fueron de gran ayuda para discriminar datos, pues se sabe por el marco tectónico, que el área de estudio (la cual forma parte de las estribaciones occidentales de la Cordillera Oriental) estuvo en un inicio dominada por un régimen distensivo donde predominaban fallas normales y posteriormente pasó a estar dominada por un régimen compresivo/transpresivo, donde predominan fallas inversas y de rumbo.

Por último, otra característica muy importante al momento de analizar si un dato se debe rotar o no, es el dato de *pitch* (o cabeceo de la estría), el cual refleja la

manera en que se movió el bloque colgante con respecto al bloque yacente. Un *pitch* de muy alto ángulo indica un movimiento predominante vertical (sea inverso o normal), un *pitch* de muy bajo ángulo indica un movimiento predominante horizontal (rumbo) y un *pitch* de un ángulo intermedio indica un movimiento oblicuo. Por ejemplo, si un plano de falla registra ángulo de inclinación bajo y *pitch* bajo, el *pitch* indicaría un movimiento en rumbo, pero la inclinación de la falla no es propicia para este tipo de movimiento, por tanto este dato es un candidato para aplicarle la técnica de rotación (Tabla 2).

Tabla 2. Resumen de la características principales de las consideraciones tomadas en cuenta para la discriminación de datos a rotar.

Consideración	Características principales
Teoría de fracturación de Anderson (1951)	<ul style="list-style-type: none"> • Falla normal: ángulo de inclinación $>45^\circ$ • Falla inversa: ángulo de inclinación $< 45^\circ$ • Falla de rumbo: ángulo de inclinación cercano a la vertical
Régimen tectónico	<ul style="list-style-type: none"> • Régimen distensivo: asociado a fallas normales con σ_1 vertical. • Régimen compresivo: asociado a fallas inversas con σ_3 vertical • Régimen transcurrente: asociado a fallas de rumbo con σ_2 vertical.
Ángulo de <i>pitch</i> (o cabeceo de la estría)	<ul style="list-style-type: none"> • <i>Pitch</i> de muy bajo ángulo (aprox. $<15^\circ$): movimiento en la horizontal (fallas de rumbo) • <i>Pitch</i> de muy alto ángulo (aprox. $>75^\circ$): movimiento en la vertical (fallas inversas o normales) • <i>Pitch</i> de ángulo intermedio (entre 15° y 75°): movimiento oblicuo.

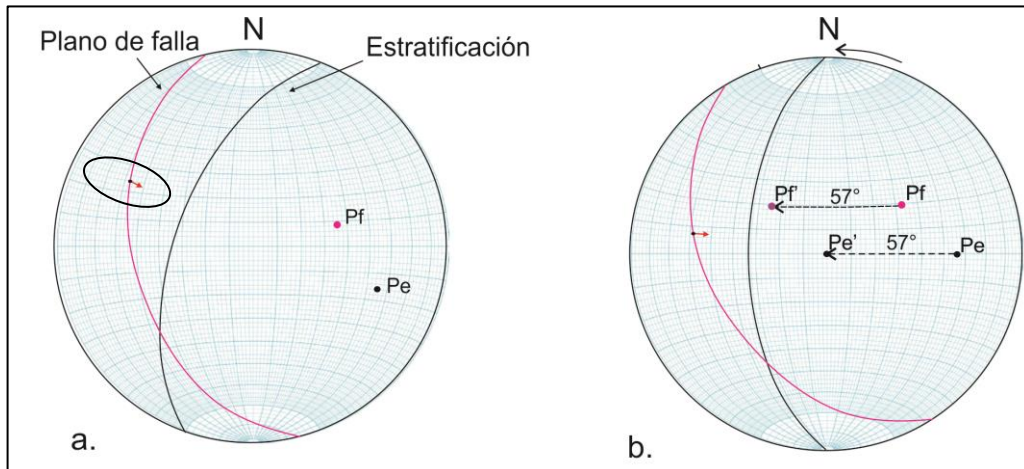
Fuente. Autores

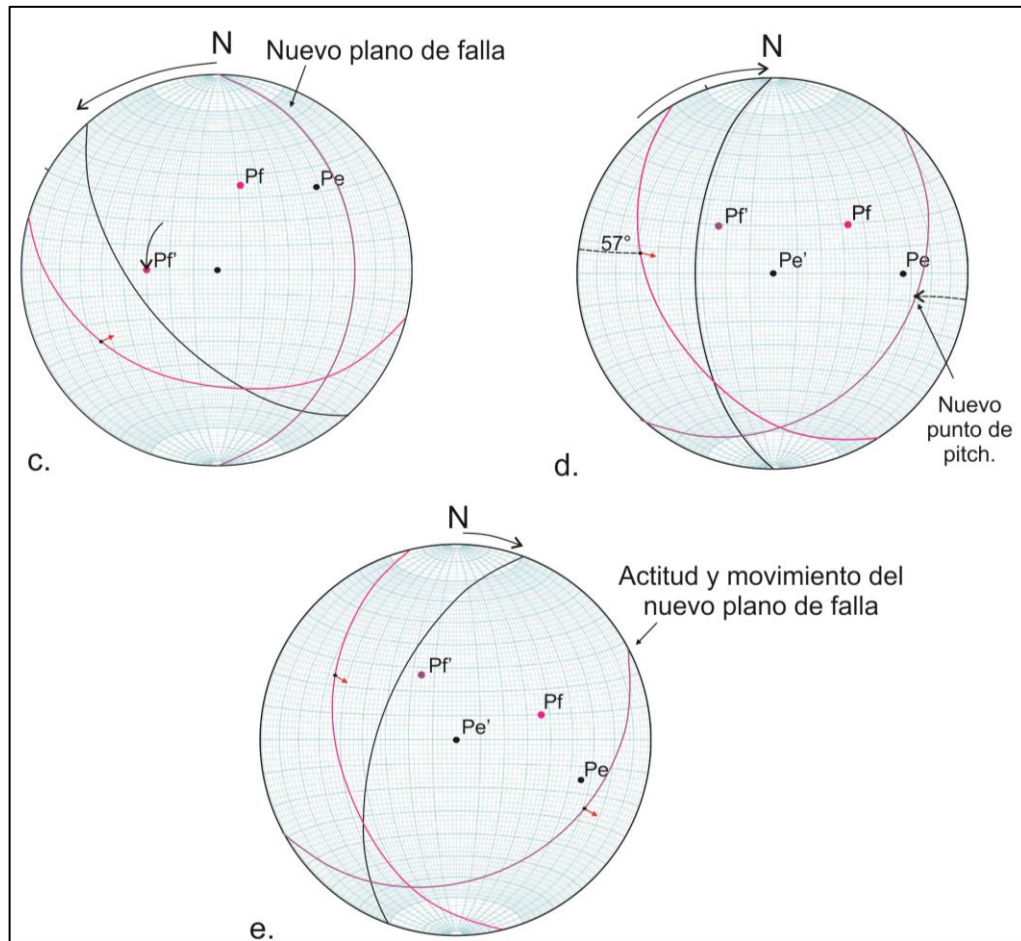
Con base en las anteriores consideraciones, los datos de estrías fueron analizados uno a uno, con el objetivo de establecer la coherencia o incoherencia de los planos de falla con el estado de deformación de la estructura y proceder por lo tanto a rotar o no dicho plano. Para ello se utilizó la *técnica estereográfica de rotación alrededor de un eje horizontal*, que consiste en rotar planos y líneas con respecto a un plano de interés. Para el caso de estudio los planos de falla se rotaron en relación a la estratificación de las unidades, ya que el objetivo es poder reflejar la posible evolución de la actitud de estos planos de falla con respecto a una etapa determinada de la deformación del flanco del pliegue, representada por la inclinación de las unidades. La técnica estereográfica requiere del siguiente procedimiento. Adaptado de Babín y Gómez (2010):

- Se proyecta sobre una red estereográfica los siguientes datos: plano de estratificación, polo del plano de estratificación (Pe), plano de falla, polo del plano de falla (Pf), *pitch* y sentido del deslizamiento (Figura 40a).
- El plano de estratificación se ubica en dirección N-S y su polo se rota al centro de la plantilla estereográfica, quedando así la estratificación horizontal (Figura 40b).
- Durante la rotación, el polo del plano de falla se mueve la misma “distancia” angular y en el mismo sentido que el polo de la estratificación, por tanto la rotación del plano de falla se hace moviendo su polo a lo largo del círculo menor correspondiente (Figura 40b).
- Una vez obtenido el nuevo polo de falla (Pf’), se grafica el plano correspondiente a éste, el cual indica la posición del plano de falla para una estratificación horizontal (Figura 40c).

- El *pitch* tiene una orientación fija con respecto al plano de falla, por tanto se moverá la misma “distancia” angular y en el mismo sentido del polo de falla a lo largo de su círculo menor, de manera que esté contenido en el nuevo plano de falla después de la rotación (Figura 40d).
- Por último se analiza el movimiento de la falla, es decir, si este cambió de sentido o no después de la rotación y se determina la nueva actitud del plano de falla (Figura 40e).

Figura 40. Esquema del procedimiento de rotación de planos de falla respecto a la estratificación para una estría de falla inversa (señalada en óvalo). a) Ubicación del plano de falla, plano de estratificación, polo de falla (Pf) y polo de estratificación (Pe). b) Procedimiento inicial de rotación del plano de falla respecto a la estratificación. c) Determinación del nuevo plano de falla. d) Ubicación del *pitch* en el nuevo plano de falla. e) Nueva actitud y sentido del movimiento del plano de falla una vez rotado respecto a una estratificación horizontal (ver explicación en el texto).





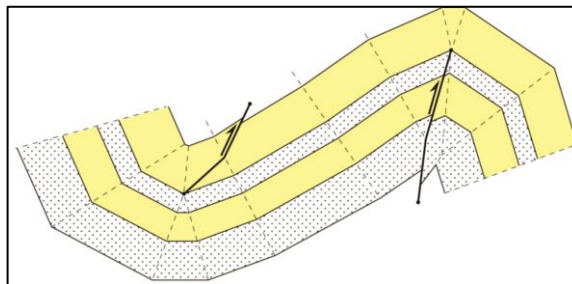
Fuente. Autores

En conclusión, la técnica de rotación de planos de fallas con respecto a la estratificación revela la actitud y sentido de movimiento de un plano de falla cuando las unidades se encontraban horizontales. Este procedimiento también es aplicable a rotaciones graduales de la estratificación, es decir que puede variar de cero grados hasta su inclinación actual, lo que permite observar como el plano de falla puede evolucionar en relación al desarrollo del pliegue. Esta relación entre la inclinación de las capas y el grado de deformación es directa, pues se asume que mayores inclinaciones en las rocas son reflejo de una mayor deformación, lo que permite asociar la formación de un plano de falla con determinadas etapas del desarrollo del pliegue propicio para su deslizamiento.

Por otra parte, Mitra (2002) describe fallas secundarias asociadas al desarrollo de pliegues, las cuales según su posición estructural pueden evidenciar la etapa de evolución de la estructura (temprana, intermedia, actual). En general este autor agrupa cuatro tipos principales de fallas secundarias:

1. *Cabalgamientos fuera del sinclinal o dentro del anticlinal*: son fallas inversas que se forman hacia fuera del sinclinal o hacia adentro del anticlinal y su desplazamiento es transferido a lo largo de la zona de charnela o en los flancos de la estructura (Figura 41) (Mitra, 2002). Algunas de estas fallas transfieren su desplazamiento al plano de estratificación como su zona de despegue, denominadas fallas de cabalgamiento por deslizamiento flexural (Price, 1965 en Mitra, 2002), mientras que otras fallas pierden su desplazamiento a través de la deformación penetrativa en las unidades incompetentes (Mitra, 2002). Su principal mecanismo de formación es el aumento en la curvatura del núcleo del pliegue y la ubicación de los planos de fallas está gobernada por migración progresiva de zonas de mayor deformación (planos axiales), zonas de debilidad preexistentes y superficies de estratificación con resistencia al corte (Mitra, 2002). En general la evolución de las fallas depende de la evolución cinemática del pliegue, siendo desarrolladas en una etapa de avanzada deformación.

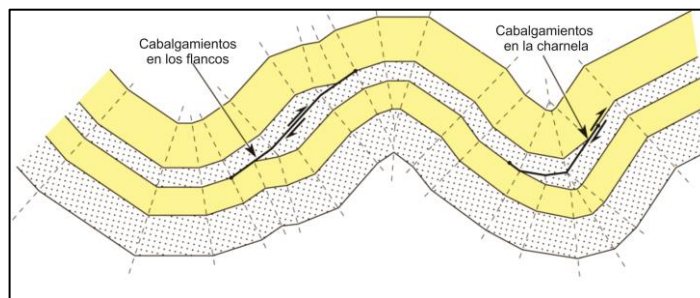
Figura 41. Cabalgamientos hacia fuera del sinclinal y hacia adentro del anticlinal producto de la curvatura de los pliegues.



Fuente. Tomado y modificado de Mitra (2002)

2. *Cabalgamientos en cuña*: son cabalgamientos asociados a las variaciones en la deformación de las capas paralelas que constituyen el pliegue (Mitra, 2002). Estos cabalgamientos son originados en unidades competentes que transfirieren el deslizamiento a unidades relativamente incompetentes (Figura 42) y pueden ocurrir en la zona de charnela y/o en los flancos de un pliegue (Mitra, 2002). Su formación está vinculada con el desarrollo del pliegue, el cual a medida que evoluciona transmite de manera diferencial la deformación en toda su estructura, generándose así este tipo de fallamiento en un estado intermedio o avanzado de deformación en el anticlinal o sinclinal.

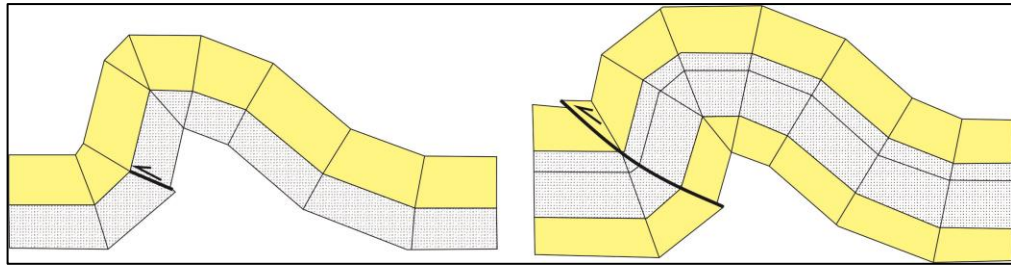
Figura 42. Cabalgamientos en cuña, desarrollados en la charnela y en los flancos. Las áreas punteadas representan unidades competentes.



Fuente. Tomado y modificado de Burg (2002).

3. *Cabalgamientos en el flanco frontal del pliegue*: son cabalgamientos que se pueden asociar a una falla principal a profundidad que transfiere su movimiento a los flancos del pliegue o al desarrollo de un pliegue asimétrico, cuyo mecanismo de formación es la acomodación de espacio y cizalla del flanco frontal (Figura 43) (Mitra, 2002). Estas fallas inversas, por tanto, se desarrollan en una etapa donde la máxima deformación que soportan las unidades en el flanco frontal es reflejada por estas fallas.

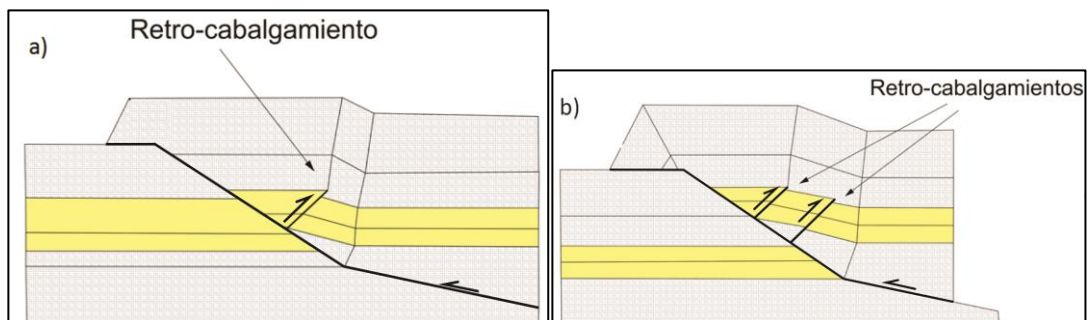
Figura 43. Desarrollo de fallas de cabalgamiento en flancos de los pliegues.



Fuente. Tomado y modificado de Mitra (2002).

4. *Retro-cabalgamientos*: Son fallas de acomodación antitéticas que tienen una inclinación y vergencia opuesta al cabalgamiento principal (Figura 44) (Mitra, 2002). En general se originan para acomodar la deformación del bloque colgante cuando el plano de falla principal sufre un curvamiento (Mitra, 2002). Estos retro-cabalgamientos a su vez están asociados a pliegues generados por fallas principales (pliegues por propagación de falla y pliegues por flexura de falla) y su crecimiento depende de la continuidad de la deformación.

Figura 44. Formación de retro-cabalgamientos en el bloque colgante a medida que se genera el pliegue por flexura de falla. a) Estado inicial del pliegue, b) mayor desarrollo del pliegue y de los retro-cabalgamientos.



Fuente. Tomado y modificado de Mitra (2002).

A partir de las consideraciones expuestas anteriormente, se establecieron rangos de inclinaciones asociadas a una determinada etapa de evolución del pliegue (Tabla 3 y 4), con el objetivo de agrupar los datos de planos de falla rotados que puedan corresponder a dichas etapas. Así mismo, a cada grupo de fallas se les encontró un posible régimen de esfuerzos responsable de la deformación de las secuencias, desde su etapa previa al plegamiento, hasta el estado actual de la estratificación (Tabla 3 y 4). Además, los rangos de inclinaciones se establecieron dependiendo si la unidad presenta alto ($>40^\circ$) o bajo ($<40^\circ$) ángulo de inclinación, pues se asume que las capas presentan una deformación diferencial dependiendo de la litología y posición estructural que las caracterice, por ejemplo una unidad que hace parte de un anticlinal estará más inclinada en el flanco que en la charnela de la estructura. El rango de inclinación de las unidades para la etapa uno se estableció de 0° a 10° , asumiendo que las unidades no se encontraban plegadas o presentaban un leve plegamiento (por ejemplo pliegues tipo *roll-over*). Para unidades con inclinaciones hasta 40° se consideran rangos para las etapas dos y tres de 10° a 20° y de 20° a 40° , respectivamente. Unidades con inclinaciones mayores a 40° las cuales han sufrido mayor deformación, se les asignó un rango entre 10° a 30° para la etapa dos y un rango 30° a 75° (máxima inclinación medida en el área) para la etapa tres. Esta diferenciación de rangos para las etapas dos y tres según la inclinación de las capas se asume debido a que han sufrido los mismos eventos deformativos, pero con diferencial respuesta a la deformación.

Tabla 3. Relación de la inclinación de las capas con respecto a una etapa de desarrollo del pliegue y el tipo de régimen tectónico asociado. Tabla para las unidades con inclinación actual hasta 40°.

Rango de Inclinación de unidades	Desarrollo del plegamiento	Régimen asociado	Etapas
0°-10°	Unidades no plegadas	Régimen distensivo	1
10°-20°	Estado inicial del plegamiento	Régimen compresivo/transpresivo antiguo	2
20°-40°	Estado intermedio o actual del plegamiento	Régimen compresivo/transpresivo intermedio o actual	3

Fuente. Autores

Tabla 4. Relación de la inclinación de las capas con respecto a una etapa de desarrollo del pliegue y el tipo de régimen tectónico asociado. Tabla para las unidades con inclinación actual de 40° a 75° (máxima inclinación medida en el área).

Rango de Inclinación de unidades	Desarrollo del plegamiento	Régimen asociado	Etapas
0°-10°	Unidades no plegadas	Régimen distensivo	1
10°-30°	Estado inicial del plegamiento	Régimen compresivo/transpresivo antiguo	2
30°-75°	Estado intermedio o actual del plegamiento	Régimen compresivo/transpresivo intermedio o actual	3

Fuente: Autores

Tratamiento de datos de deslizamiento de falla

Partiendo de las consideraciones resumidas en la Tabla 2 se realizó un primer filtro de datos. Los datos que no se ajustaron a las consideraciones se asumen como un producto de eventos anteriores, por lo tanto se les aplicó la técnica de rotación ya descrita, con el objetivo de determinar las condiciones óptimas para su desarrollo en relación a la inclinación de las unidades y por ende a las etapas del desarrollo del pliegue (Tabla 3 y 4).

A continuación se realiza un esquema metodológico (Tablas 5 y 6) para el análisis de datos de estrías en dos escenarios distintos

Tabla 5. Esquema metodológico para fallas inversas con ángulo menor a 45° de inclinación y más de 80° de *pitch*:

¿Cumple con la teoría de fracturación de Anderson (1951)?	Sí, ya que su ángulo es inferior a 45°, lo cual es apropiado para el desarrollo de fallas inversas.
¿Está acorde al régimen tectónico actual presente en la zona de estudio?	Si, pues actualmente la zona está dominada por un régimen tectónico compresivo/transpresivo el cual desarrolla este tipo de fallas.
¿Presenta un <i>pitch</i> apropiado para el tipo de movimiento?	Si, ya que las fallas inversas poseen un movimiento en la vertical registrado por su alto ángulo de <i>pitch</i> (o cabeceo).

Fuente. Autores

Análisis del anterior escenario

Con base en el anterior esquema, se deduce que este tipo de fallas cumplen con las condiciones para su formación y por lo tanto no se deben rotar con respecto a la estratificación. En algunos casos se pueden rotar un poco los datos, buscando

las condiciones más óptimas para su desarrollo. Por ejemplo, rotar el plano hasta que alcance el ángulo óptimo para el fallamiento inverso, el cual es 30°.

Tabla 6. Esquema metodológico para fallas normales con ángulo de inclinación menor a 45° y *pitch* mayor a 80°.

¿Cumple con la teoría de fracturación de Anderson (1951)?	No, ya que su ángulo es inferior a 45°, lo cual no es apropiado para el desarrollo de fallas normales.
¿Está acorde al régimen tectónico actual presente en la zona de estudio?	No, pues actualmente la zona está dominada por un régimen tectónico compresivo/transpresivo en el cual no es característico este tipo de fallas. Aunque algunas fallas normales se pueden formar paralelas a un σ_1 horizontal, solo si cumplen con esta consideración se pueden asociar al régimen actual.
¿Presenta un <i>pitch</i> apropiado para el tipo de movimiento?	Si, ya que las fallas normales poseen un movimiento en la vertical registrado por su alto ángulo de <i>pitch</i> (o cabeceo).

Fuente. Autores

Análisis del anterior escenario

Con base en el anterior esquema, se deduce que este tipo de fallas no cumple con todas las condiciones óptimas para su formación. La anterior situación se interpreta como fallas afectadas por procesos deformativos, es decir, fallas que en el momento de su formación cumplían con las consideraciones ya descritas, pero otros eventos provocaron cambios en su posición afectando parámetros como la inclinación, *pitch*, *plunge*, etc. Para su correcta interpretación se debe aplicar técnicas de rotación con el fin de observar en que momento de la deformación se cumple con las consideraciones óptimas de fallamiento.

Aplicación en un ejemplo real

A continuación se describe el análisis de un dato real (Tabla 7), aplicando el esquema metodológico mostrado en las tablas 5 y 6.

Tabla 7. Esquema metodológico para el dato número tres de la estación LH-25, el cual corresponde a una falla de rumbo sinestral con azimut de rumbo 298/45 y *pitch* de 5° que afectó capas con estratificación 20/71 (azimut de rumbo).

¿Cumple con la teoría de fracturación de Anderson?	No, ya que la inclinación del plano no es cercana a la vertical, lo cual no es apropiado para el desarrollo de fallas de rumbo.
¿Está acorde al régimen tectónico actual presente en la zona de estudio?	Si, pues actualmente la zona está dominada por un régimen tectónico compresivo/transpresivo el cual desarrolla este tipo de fallas.
¿Presenta un <i>pitch</i> apropiado para el tipo de movimiento?	Si, ya que las falla de rumbo registran bajo ángulo de <i>pitch</i> (o cabeceo).

Fuente. Autores

Análisis

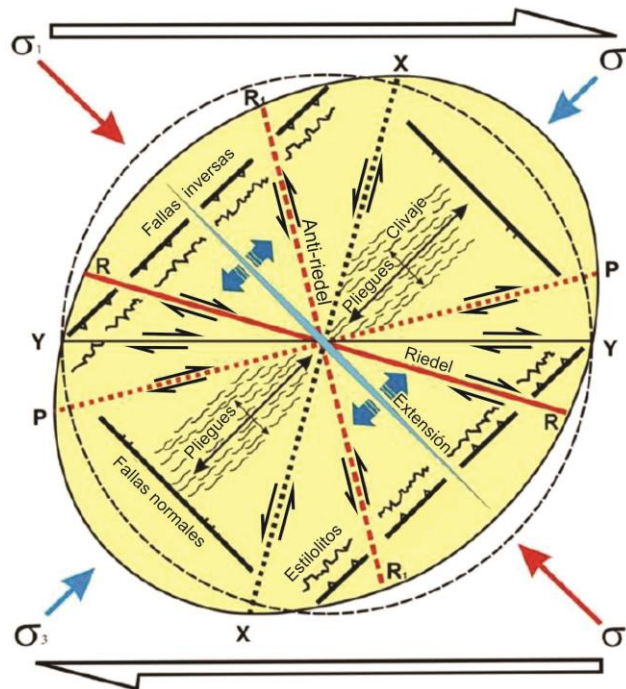
Con base en el anterior esquema, se deduce que esta falla de rumbo no tiene relación genética con los actuales procesos de deformación presentes en la zona, ya que se aleja bastante de la teoría de fracturación de Anderson (1951). Por tanto se debe rotar para observar en que momento de la deformación (inclinación de las capas) el plano de falla adquiere una inclinación más propicia para su formación.

Al realizar el procedimiento de rotación devolviendo la estratificación a 0°, se obtuvo una falla normal con azimut de rumbo de 248/72 y *pitch* de 89° al SW. Este resultado nos indica que la falla de rumbo realmente correspondió a una falla normal, desarrollada en un régimen distensivo cuando aún las unidades no se encontraban plegadas, correspondiente a la etapa uno (Tabla 4).

6.3 PROCESAMIENTO DE DATOS DE ESTRÍAS

Con el fin de determinar estructuras, tensores locales y paleoesfuerzos, el procesamiento de datos de estrías se dividió en tres partes: datos agrupados por estaciones, por formaciones y en general (totales). Este procesamiento de datos poblacionales de falla considera la coherencia mecánica de datos según la elipse de deformación en la cual se generan bajo un mismo campo de esfuerzos pliegues y fallas inversas paralelos al eje mayor de la elipse, fallas normales y fracturas de tensión paralelas al eje menor y fallas de rumbo principales formadas con un ángulo cercano a 30° del eje menor. Relaciones angulares entre estas y otras estructuras menores se pueden observar en la Figura 45.

Figura 45. Relación de las estructuras generadas coetáneamente bajo un mismo campo de esfuerzos.



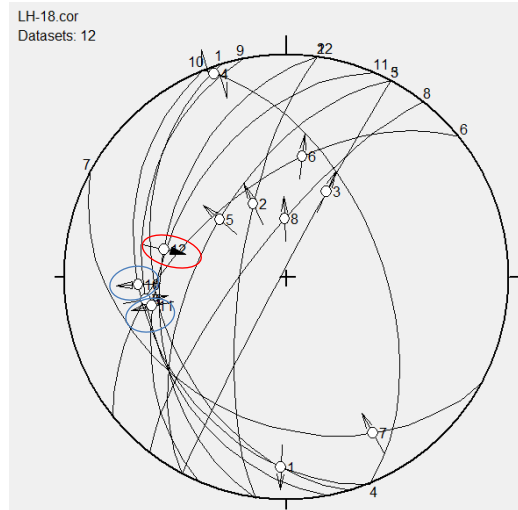
Fuente. Tomado y modificado de Rosello (2001)

Procesamiento por estaciones

Los datos de estrías se agruparon por estaciones de campo para determinar las estructuras y tensores locales presentes en el área de estudio, siguiendo los siguientes pasos:

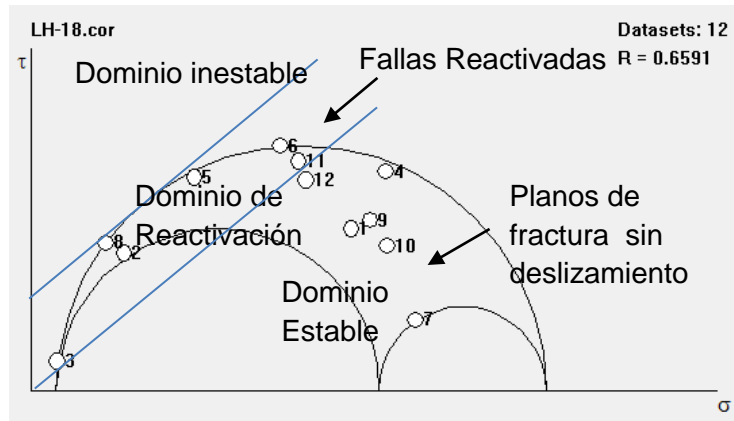
1. Inicialmente se proyectaron en plantillas estereográficas los datos de azimut de rumbo, inclinación, *pitch* y sentido de los planos de fallas, con el propósito de calcular la dirección de *plunge* y *plunge* de cada dato, información requerida para el procesamiento de planos de falla en el programa TectonicsFP 1.7.7.
2. Se procesaron los datos de estrías por estaciones en el programa TectonicsFP 1.7.7, sin previo análisis y tratamiento, con el objetivo de observar la superposición de eventos en determinadas estaciones. Para ello se obtuvieron gráficos de Angelier y Círculo de Mohr, donde el Gráfico de Angelier se utilizó para evidenciar la coherencia mecánica de las fallas y el Círculo de Mohr para observar agrupaciones de fallas correspondientes a un mismo evento deformativo (Figura 46 y 47). Se escogió como ejemplo la estación LH-18 la cual tiene 12 datos, pues esta presenta conjuntos de planos de falla incompatibles mecánicamente entre sí, formados por más de un evento.

Figura 46. Gráfico de Angelier de la estación LH-18 que evidencia la incoherencia mecánica de los datos de fallas, con base en la elipse de deformación (Figura 43). En el ejemplo se observa un plano de falla inversa (encerrada en el ovalo rojo) paralela a planos de fallas normales (óvalos azules), lo cual no es mecánicamente compatible bajo un mismo tensor de esfuerzos.



Fuente. Autores

Figura 47. Circulo de Mohr de la estación LH-18. Se discriminan las tres regiones correspondientes a un dominio inestable, de reactivación y estable (planos de fractura sin deslizamiento). Los datos contenidos en el dominio inestable y de reactivación pueden asociarse a un solo tensor de esfuerzos, mientras que los datos contenidos en el dominio estable no corresponden a este tensor, ya que no deslizan con él. Por ejemplo los planos de fallas inversas 12 y 9 (remarcados en la Figura 44) entre otros, no se formaron bajo el mismo tensor de esfuerzos asociado a los planos de fallas en el dominio Inestable y de reactivación.



Fuente. Autores

Este criterio de discriminación de datos de fallas debe compararse con la coherencia mecánica de los datos, pues en muchos casos el Círculo de Mohr no acepta fallas de diferente tipo que se asocian a un mismo tensor, por ejemplo, fallas inversas y normales perpendiculares entre sí, por elipse de deformación (Figura 45) pueden coexistir, pero el Círculo de Mohr no las asume generadas bajo un mismo tensor, debido a que para cada falla asume un campo de esfuerzos propio y muy diferente entre sí.

3. Una vez evidenciada la sobreimposición de eventos, los datos se analizaron siguiendo las consideraciones resumidas en la Tabla 2 para determinar qué datos debían rotarse o no.
4. Los datos que no cumplieron con las condiciones óptimas de formación, se rotaron con respecto a la estratificación, buscando ajustarlos de la mejor manera a las consideraciones asumidas. En este procedimiento se realiza el primer filtraje de datos, eliminando los planos de falla que se alejaban demasiado de las consideraciones a pesar de ser rotados, tomando en cuenta además la calidad de dicho dato, la cual se asigna en campo según la certeza del sentido de deslizamiento de la falla.
5. Aplicando la técnica de rotación, indirectamente se agrupan los datos según el desarrollo del pliegue en intervalos establecidos anteriormente (Tabla 3 y 4). Por

ejemplo en la Tabla 8 se muestran los resultados del análisis previo de los datos en la estación LH-18, en la cual se identificaron finalmente las tres etapas del plegamiento propuestas.

Tabla 8. Resultado del análisis previo de los datos en la estación LH-18. En la tabla se observa el grado de rotación que se utilizó, la etapa de desarrollo del pliegue asignado a cada dato y el filtraje de datos pasando de 12 a 8, porque a pesar de la técnica de rotación aplicada, los datos eliminados no cumplieron con las consideraciones ya establecidas.

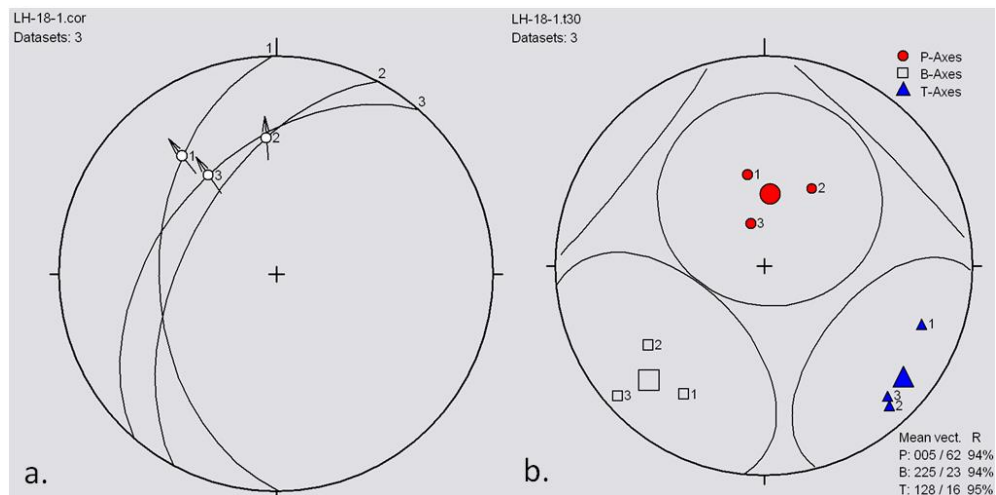
<i>Estación</i>	<i>Estrat. Az.Rumbo</i>	<i>No.</i>	<i>Azimut de Buzamiento</i>	<i>Inclinación</i>	<i>Dir. Inmersión</i>	<i>Inmersión (Plunge)</i>	<i>*Sentido</i>	<i>**Rotación</i>	
LH-18	210/43	1	253	41	182	15	4	43°	
		2	278	73	335	60	2	10°	
		3	298	88	24	55	2	10°	
		4	68	55	341	3	3	20°	
		5	298	58	311	58	2	eliminado	
		6	321	55	9	46	2	eliminado	
		7	208	35	151	21	3	43°	
		8	308	76	357	68	2	10°	
		9	259	36	261	35	1	43°	
		10	248	35	267	33	2	eliminado	
		11	293	44	258	38	2	eliminado	
		12	278	43	283	43	1	43°	
			Nuevo No.	Nuevo Azimut de Buzamiento	Nueva Inclinación	Nueva Dir. Inmersión	Nueva Inmersión (Plunge)	Nuevo sentido	***Etapa de desarrollo del pliegue
			1	253	41	182	15	4	3
			2	269	45	321	31	2	1
			3	298	55	348	30	2	1
			4	77	71	162	13	3	2
			5	208	35	151	21	3	3
			6	311	45	325	42	2	1
			7	259	36	261	35	1	3
		8	278	43	283	43	1	3	
<p>* Código de movimiento, 1: F. inversas; 2: F. normales; 3: F. dextral; 4: F. sinistral **Ángulo de inclinación de la estratificación rotada. ***Código de Etapa de Plegamiento, 1: Unidades no plegadas; 2: Etapa inicial; 3: Etapa intermedia o actual</p>									

Fuente. Autores

6. Los datos agrupados según las etapas del desarrollo de pliegue (Tabla 3 y 4) se procesaron en el programa TectonicsFP 1.7.7 para determinar por medio del

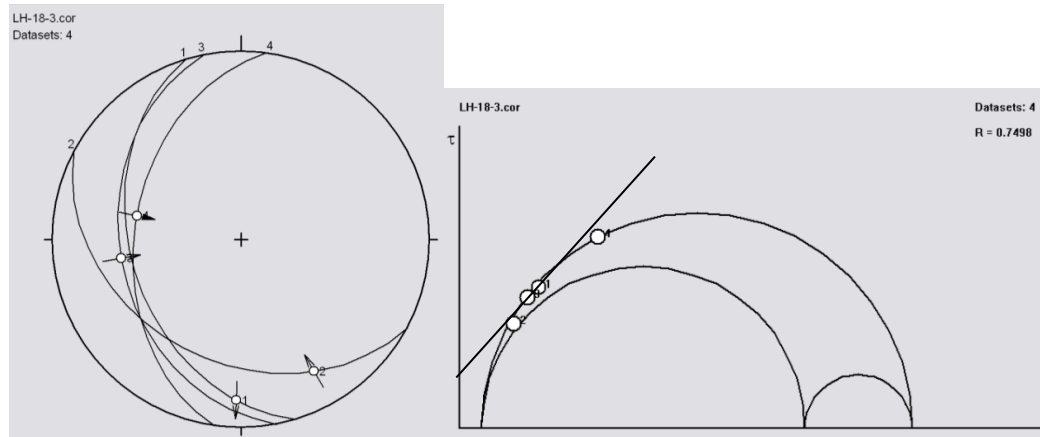
Gráfico de Angelier y el Círculo de Mohr si pertenecen o no al mismo evento deformativo. En las estaciones donde solo se obtuvieron 2 o 3 datos de una etapa del desarrollo del pliegue se halló únicamente el Gráfico de Angelier y P-T, pues para graficar el Círculo de Mohr se necesitan mínimo 4 datos. Por ejemplo, en las figuras 48 y 49 se observan los gráficos hallados para la estación LH-18, correspondiente a la etapa uno y tres. La etapa dos solo tiene un dato y por ello no se incluye en este procesamiento.

Figura 48. Gráfico de Angelier (a) y P-T (b) correspondientes a los datos de la etapa uno en la estación LH-18. En el Gráfico de Angelier se observa coherencia mecánica de los datos, según la elipse de deformación (Figura 45), y en el Gráfico P-T se observa el eje de Presión (círculos rojos) cercano a la vertical. Los triángulos azules corresponden al eje de Tensión.



Fuente. Autores

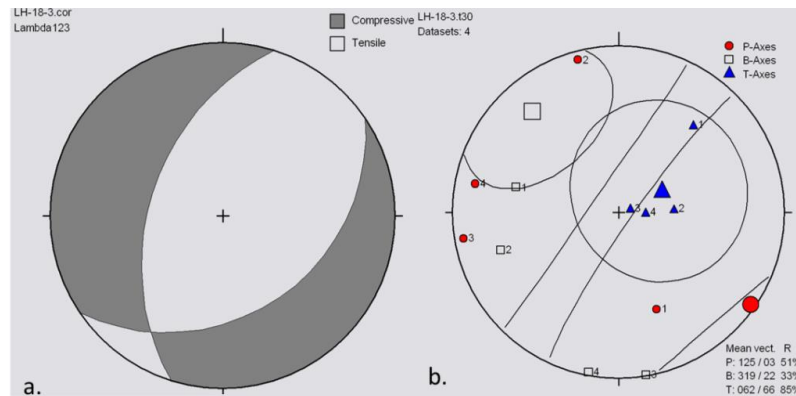
Figura 49. Gráfico de Angelier (a) y Círculo de Mohr (b) correspondientes a los datos de la etapa tres en la estación LH-18. En el Gráfico de Angelier se puede observar la coherencia mecánica de los datos con predominio de fallas inversas y un dato de rumbo (dato 1) con pequeña componente normal, y en el Círculo de Mohr se observa la correspondencia de los datos con un solo campo de esfuerzos. En este caso no se discrimina ningún dato.



Fuente. Autores

7. Una vez discriminados los datos agrupados anteriormente según la etapa de desarrollo del pliegue, se hallaron gráficos de Análisis Dinámico Numérico (*NDA*) y P-T, los cuales por defecto asignan un ángulo θ igual a 30° ya que asumen un ángulo de fricción interna de los materiales (ϕ) de 30° ...ver capítulo del marco teórico... Estos gráficos se usaron para determinar las estructuras neoformadas, antiguas y tensores locales presentes en cada estación. Se decide usar el método P-T para calcular los tensores de esfuerzos, pues este determina la dirección de máxima presión y máxima tensión para la generación de un plano de falla. Por otra parte para encontrar el régimen tectónico se usa el método *NDA* en lugar del método de inversión. Lo anterior debido a que éste último tiene errores si menos de tres familias de datos de falla se procesan...ver capítulo de marco teórico... En la estación LH-18 estos gráficos solo se determinaron para la etapa tres por disponibilidad de datos (Figura 50).

Figura 50. Gráficos de Análisis Dinámico Numérico (*NDA*) (a) y P-T (b) correspondientes a los datos de la etapa 3 en la estación LH-18. El gráfico *NDA* es utilizado para determinar el trazo de falla más óptimo para el conjunto de datos, apoyándose también del Gráfico de Angelier (Figura 49a), el cual para este caso corresponde a una falla inversa con vergencia ESE y buzamiento WNW. El gráfico P-T se usó para determinar la dirección del esfuerzo máximo horizontal actual con dirección 125° en azimuth, óptimo para la generación de este conjunto de fallas.



Fuente. Autores

8. Con base en los resultados anteriores y en la interpretación de fotografías aéreas se define la cartografía y cinemática de las fallas geológicas que afectan el borde occidental del Anticlinal de Los Cobardes (Ver Anexo No. 1, Mapa Geológico).

Procesamiento por formaciones geológicas

Se agruparon los datos de estrías por formaciones geológicas para observar la variación de los tensores de esfuerzos durante las diferentes etapas de desarrollo del Anticlinal de Los Cobardes registradas en cada unidad. A continuación se describe paso a paso el procedimiento realizado.

1. Los datos de estrías por formación se asociaron con las correspondientes etapas del desarrollo del pliegue. Ejemplo Tabla 9.

Tabla 9. Agrupación de datos correspondientes a la Formación La Luna (K2I). Se escoge esta unidad como ejemplo porque registra las tres etapas del desarrollo del pliegue. En la tabla se observan las diferentes rotaciones para los datos, así como la etapa de desarrollo del pliegue correspondiente.

<i>Formación</i>	<i>Estación</i>	<i>Estrat. Az. Rumbo</i>	<i>Azimut de Buzamiento</i>	<i>Inclinación</i>	<i>Dir. Inmersión</i>	<i>Inmersión (Plunge)</i>	<i>*Sentido</i>	<i>**Rotación</i>
K2I	LH-05	20/55	195	70	117	30	3	55°
			197	79	118	44	3	30°
	LH-07	36/62	43	74	130	3	3	62°
			53	79	341	58	2	62°
	LH-29	210/53	295	53	305	52	1	53°
	LH-49	180/65	265	65	277	64	1	20°
			100	55	104	54	1	0°
			285	61	270	60	1	20°
			321	76	259	62	1	65°
			308	45	298	45	1	65°
			319	60	282	54	1	45°
			325	68	280	58	1	65°
			298	43	294	42	1	65°
	LH-058	184/55	200	30	238	24	1	10°
			220	33	223	33	1	10°
			204	39	223	38	1	10°
			210	30	216	30	1	10°
			110	70	124	68	1	0°
			106	68	67	62	1	0°
			110	62	120	61	1	0°
			108	70	54	57	1	0°
			180	65	192	65	2	74°
			165	60	176	59	2	10°
			190	56	196	58	1	10°
			195	62	200	62	1	10°
			175	60	203	58	1	10°
			214	84	302	24	4	56°
	300	24	311	23	1	56°		
325	22	336	21	1	56°			

Fuente. Autores

Tabla 10 (Continuación). Agrupación de datos correspondientes a la Formación La Luna (K2l). Se escoge esta unidad como ejemplo porque registra las tres etapas del desarrollo del pliegue. En la tabla se observan las diferentes rotaciones para los datos, así como la etapa de desarrollo del pliegue correspondiente.

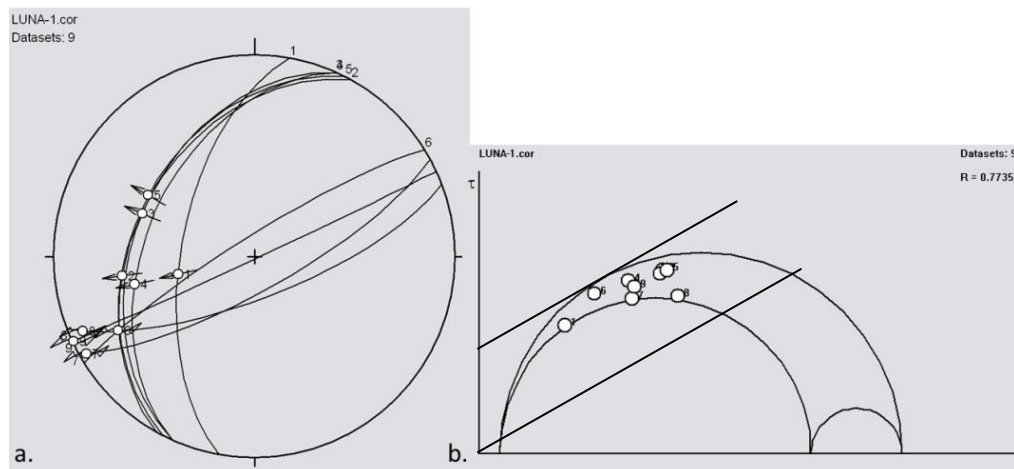
Formación	Estación	Estrat. Az. Rumbo	Nuevo Azimut de Buzamiento	Nueva Inclinación	Nueva Dir. Inmersión	Nueva Inmersión (Plunge)	Nuevo sentido	Calidad	***Etapa de Plegamiento	
K2l	LH-05	20/55	195	70	117	30	3	2	3	
			197	79	118	44	3	2	3	
	LH-07	36/62	43	74	130	3	3	2	3	
			53	79	341	58	2	3	3	
	LH-29	210/53	295	50	305	49	1	3	3	
	LH-49	180/65	256	20	274	20	1	2	2	
			280	60	256	59	2	2	1	
			311	20	270	15	1	2	2	
			321	76	259	62	1	1	3	
			308	45	298	45	1	1	3	
			330	46	281	32	1	1	3	
			325	68	280	58	1	1	3	
	298	43	294	42	1	2	3			
	LH-058	184/55	124	68	53	39	1	1	2	
			126	58	47	16	4	1	2	
			134	65	54	18	4	1	2	
			124	63	43	17	4	1	2	
			299	40	262	33	2	3	1	
			294	40	291	40	2	3	1	
			294	45	257	39	2	3	1	
			297	39	300	39	2	3	1	
			180	65	192	65	2	2	3	
			328	82	241	24	4	2	1	
			151	76	241	4	4	2	1	
			159	73	247	8	4	2	1	
			155	89	245	1	4	2	1	
			214	84	302	24	4	2	3	
	300	24	311	23	1	2	3			
	325	22	336	21	1	3	3			
	<p>* Código de movimiento, 1: F. inversas; 2: F. normales; 3: F. dextral; 4: F. sinistral **Ángulo de inclinación de la estratificación rotada. ***Código de Etapa de Plegamiento, 1: Unidades no plegadas; 2: Etapa inicial; 3: Etapa intermedia o actual</p>									

Fuente. Autores

2. Los datos agrupados según la etapa del pliegue se procesaron en el programa Tectonics.FP 1.7.7 para hallar Grafico de Angelier y Círculo de Mohr. De esta manera se procedió a determinar datos con coherencia mecánica y que

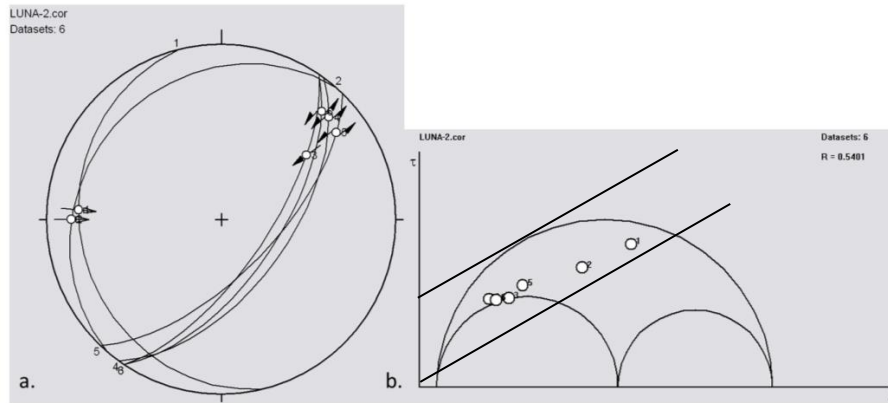
representen el mismo tensor de esfuerzos (Figura 51, 52 y 53). Por otra parte, se realizó otro procesamiento excluyendo los datos tomados cerca de estructuras transversales (Ver Anexo No. 1, Mapa Geológico) ya que éstos pueden reflejar tensores locales e interferir en el cálculo del tensor regional. Los resultados de ambos procesamientos se compararon para ver la variación de los tensores (ver resultados).

Figura 51. Gráfico de Angelier (a) y Círculo de Mohr (b) correspondientes a los datos de la etapa uno en la Formación La Luna. En el Gráfico de Angelier se puede observar la coherencia mecánica entre las fallas normales y las fallas de rumbo (Figura 45). En el Círculo de Mohr se observa la correspondencia de los datos con un solo campo de esfuerzos. En este caso no se discriminó ningún dato.



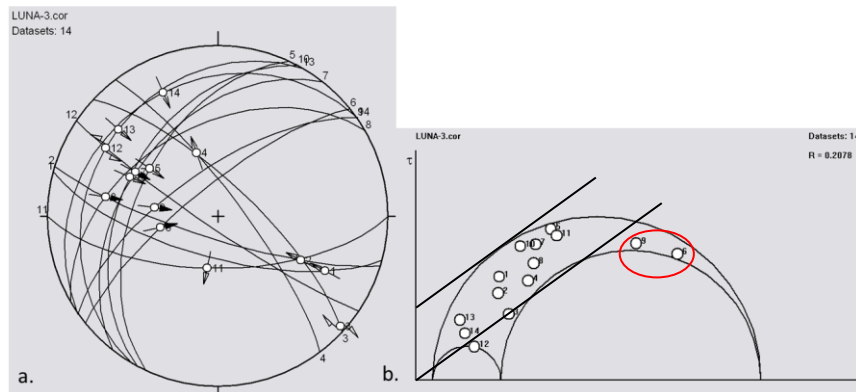
Fuente. Autores

Figura 52. Gráfico de Angelier (a) y Círculo de Mohr (b) correspondientes a los datos de la etapa dos en la Formación La Luna. En el Gráfico de Angelier se puede observar la coherencia mecánica entre las fallas inversas y las fallas de rumbo (Figura 43). En el Círculo de Mohr se observa la correspondencia de los datos con un solo campo de esfuerzos. En este caso tampoco se discriminó dato alguno.



Fuente. Autores

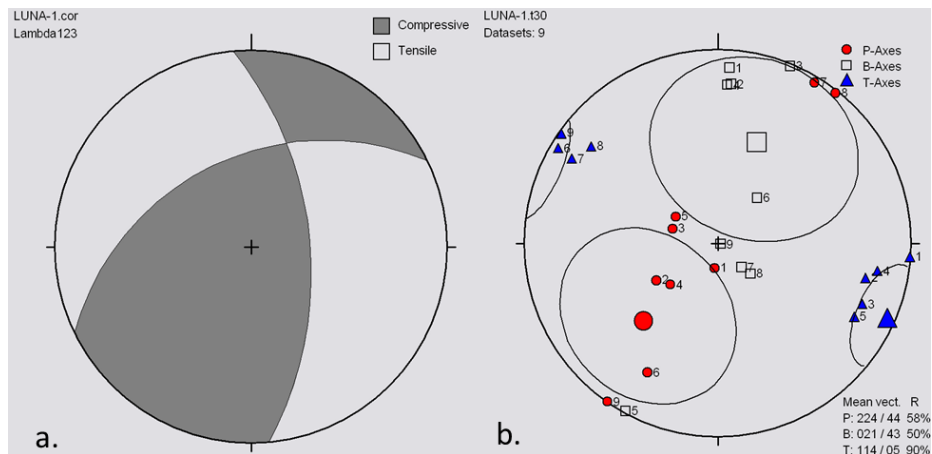
Figura 53. Gráfico de Angelier (a) y Círculo de Mohr (b) correspondientes a los datos de la etapa tres en la Formación La Luna. En el Gráfico de Angelier se puede observar en general la coherencia mecánica entre las fallas inversas, normales y de rumbo (Figura 43). En el Círculo de Mohr se observa que la mayoría de los datos corresponden a un solo campo de esfuerzos, excepto los datos 9 y 6 (ovalado rojo). En este caso se agrupan los datos según el tipo de falla.



Fuente. Autores

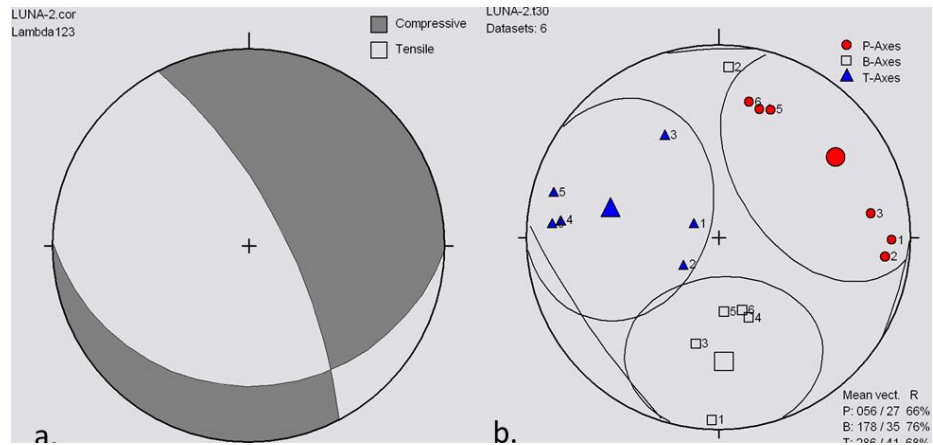
3. Los datos correspondientes a cada etapa se discriminaron en fallas inversas, normales y de rumbo según el caso, con el propósito de observar los diferentes regímenes de esfuerzos según el tipo de falla. Además se halló el régimen predominante de éstas fallas para cada etapa (Figura 54, 55, 56 y 57). Estos grupos de falla se procesaron en el programa TectonicsFP.1.7.7 para hallar el tensor de esfuerzos presente en cada etapa de desarrollo del pliegue con ayuda de gráficos de Análisis Dinámico Numérico (*NDA*) y P-T.

Figura 54. Gráficos de Análisis Dinámico Numérico (*NDA*) (a) y P-T (b) correspondientes a los datos de la etapa uno en la Formación La Luna. El gráfico de *NDA* indica un régimen transtensivo. El gráfico P-T muestra un eje de esfuerzo mínimo horizontal (tensión) a 114°N.



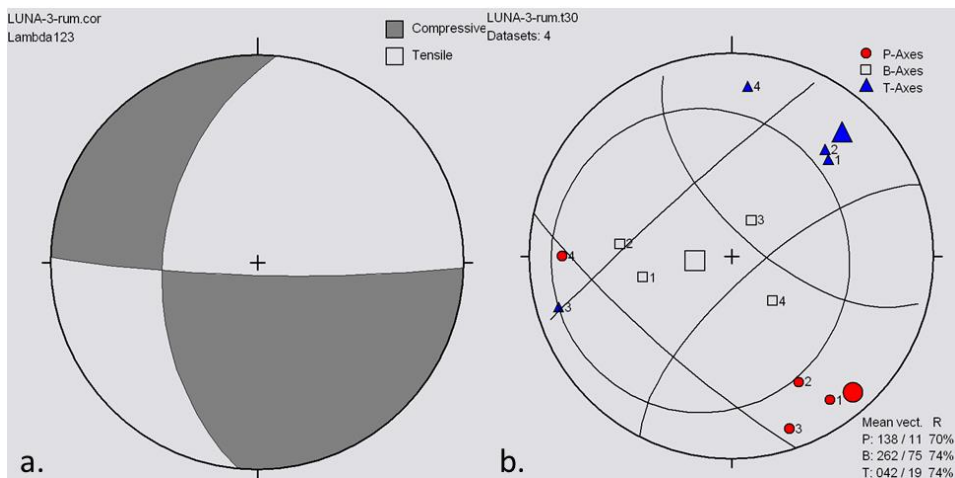
Fuente. Autores

Figura 55. Gráficos de Análisis Dinámico Numérico (*NDA*) (a) y P-T (b) correspondientes a los datos de la etapa dos en la Formación La Luna. El gráfico de *NDA* indica un régimen principal compresivo/transpresivo. El gráfico P-T muestra un esfuerzo mayor horizontal (presión) a 56°N.



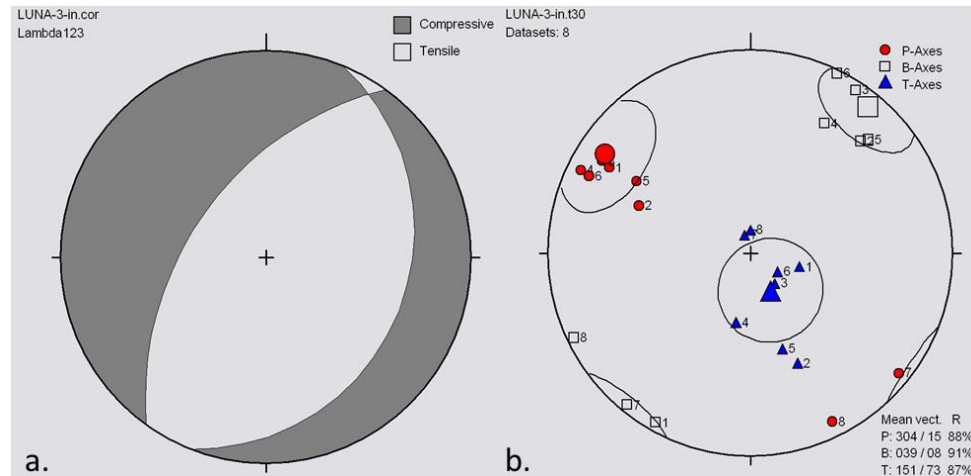
Fuente. Autores

Figura 56. Gráficos de Análisis Dinámico Numérico (*NDA*) (a) y P-T (b) correspondientes a los datos de fallas de rumbo de la etapa tres en la Formación La Luna. El gráfico *NDA* indica un régimen transcurrente. El gráfico P-T muestra un esfuerzo máximo horizontal (presión) a 138°N.



Fuente. Autores

Figura 57. Gráficos de Análisis Dinámico Numérico (*NDA*) (a), y P-T (b) correspondientes a los datos de fallas inversas de la etapa tres en la Formación La Luna. El gráfico de *NDA* indica un régimen principal compresivo. El gráfico P-T muestra un esfuerzo máximo horizontal (presión) a 304° .



Fuente. Autores

4. Con base en estas soluciones se estableció la evolución de los tensores de esfuerzos representados en cada formación y su relación con el desarrollo de la deformación en el Anticlinal de Los Cobardes (ver resultados).

Procesamiento general de datos de estrías

Para determinar la variación de esfuerzos que hicieron parte activa de la deformación en el Anticlinal de Los Cobardes y que son mostrados en el capítulo de resultados, se procesaron todos los datos de la siguiente manera:

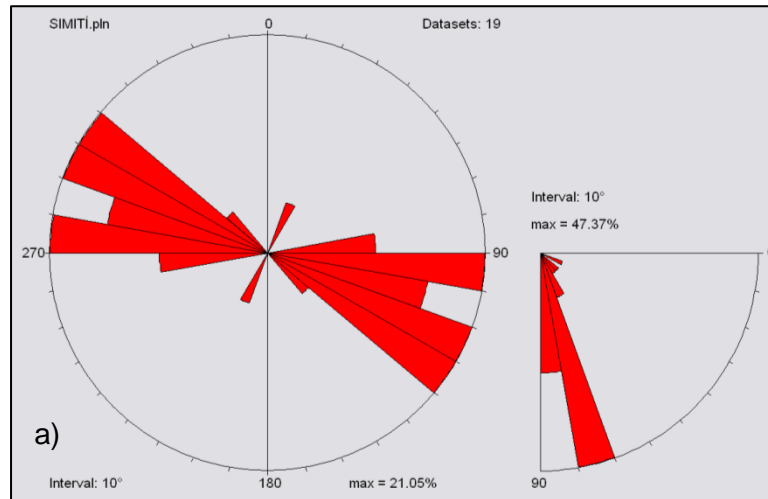
1. Se agruparon los datos de estrías que fueron asignados como pertenecientes a una misma etapa del desarrollo del Anticlinal de Los Cobardes. En esta misma etapa se separaron los datos tomados en zonas de transferencia con el propósito de minimizar la interferencia de tensores locales.

2. Cada grupo de datos se procesó en el programa TectonicsFP 1.7.7, obteniendo Gráficos de Angelier y Círculos de Mohr con el objetivo de evidenciar poblaciones de fallas.
3. Se agruparon y procesaron los datos correspondientes a fallas inversas, normales y de rumbo, con el fin de observar las direcciones de esfuerzos principales para cada grupo mediante gráficos P-T.
4. Se procesaron todos los datos correspondientes a cada etapa con el propósito de observar el régimen predominante durante ésta.
5. Por último se establecieron los tensores de esfuerzos asociados al desarrollo del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes.

6.4 PROCESAMIENTO DE DATOS DE DIACLASAS

Se realizó el procesamiento de las diaclasas medidas en campo con el objetivo de observar los patrones principales de direcciones de diaclasas presentes a lo largo del flanco oeste del Anticlinal de los Cobardes. Este procesamiento se realizó ingresando los grupos de datos al programa TectonicsFP 1.7.7 para generar diagrama de rosetas para cada formación (ejemplo Figura 58). Finalmente se obtuvo un diagrama para el resultado del procesamiento total...ver capítulo de resultados...

Figura 58. Diagrama de rosetas generado para la Formación Simití. Se observa una dirección principal de diaclasas WNW-ESE



Fuente. Autores

7. RESULTADOS

Con base en los objetivos trazados, el planteamiento del problema y la metodología usada en el presente trabajo de investigación, se exponen los resultados obtenidos en relación a las estructuras determinadas, los tensores de esfuerzos hallados en las formaciones y la evolución de los tensores según las etapas de desarrollo del pliegue propuestas.

En primer lugar se muestran los resultados por estaciones de las diferentes direcciones de esfuerzos correspondientes a cada etapa de desarrollo del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes (Tabla 10), hallados mediante análisis de datos poblacionales de falla (planos estriados), usados para determinar las estructuras presentes en el área y sus tensores de esfuerzos locales asociados.

Tabla 11. Valores numéricos de los esfuerzos principales asociados a las etapas de desarrollo del Anticlinal de Los Cobardes.

<i>Formación</i>	<i>Estación</i>	<i>Estratificación Az. Rumbo</i>	<i>*Rotación</i>	<i>Etapas de Plegamiento</i>	σ_1	σ_2	σ_3	<i>Número de Fallas</i>	<i>Régimen Tectónico</i>
Lisama E1l	LH-48	200/56	56°	3	301/03	211/10	045/80	4	Compresivo
Umir K2u	LH-27	31/49	49°	3	309/20	43/10	153/66	5	Compresivo
La Luna K2l	LH-05	020/55	30°-55°	3	145/02	232/76	050/17	2	Transcurrente
	LH-07	036/62	62°	3	145/03	232/77	050/18	2	Transcurrente
	LH-29	210/53	53°	3	300/20	207/4	104/68	1	Compresivo

Fuente. Autores

Tabla 12. (Continuación). Valores numéricos de los esfuerzos principales asociados a las etapas de desarrollo del Anticlinal de Los Cobardes.

Formación	Estación	Estratificación Az. Rumbo	*Rotación	Etapas de Plegamiento	σ_1	σ_2	σ_3	Número de Fallas	Régimen Tectónico
La Luna K2l	LH-49	180/65	0°	1	189/80	004/9	094/01	1	Distensivo
			20°	2	095/11	005/4	247/74	2	Compresivo
			45°-65°	3	298/22	036/16	160/62	5	Compresivo
	LH-058	184/56	0°-10°	1	225/39	025/48	116/05	8	Transtensivo
			10°	2	033/30	176/54	289/123	4	Transpresivo
			56°	3	306/21	073/16	002/44	4	Transpresivo
Simití K1s	LH-68	010/25	25°	3	125/17	298/73	035/02	5	Transcurrente
Tablazo K1t	LH-02	210/34	0°	1	212/61	092/15	345/24	4	Distensivo
	LH-52	200/56	0°	1	252/88	264/4	354/3	1	Distensivo
			25°	2	114/4	210/80	025/9	1	Transcurrente
			56°	3	111/30	276/59	017/07	4	Transcurrente
	LH-53	205/60	10°	2	201/20	293/03	033/70	5	Compresivo
			60°	3	098/52	269/37	002/03	5	Transtensivo
Tablazo K1t	**LH-64	004/30	0°-30°	3	123/16	278/73	031/06	9	Transcurrente
	LH-65	200/50	10°	2	049/03	114/58	155/20	3	Transpresivo
			30°-50°	3	130/05	254/29	059/45	8	Transpresivo
	LH-66	205/60	60°	1	290/16	078/68	197/7	2	Transcurrente
	LH-72	200/50	0°	1	328/4	230/72	060/17	1	Transcurrente
			10°	2	176/20	310/63	080/17	1	Transcurrente
50°			3	138/05	186/49	073/38	11	Transpresivo	
Rosablanca K1r	LH-14	260/17	0°	1	054/73	199/13	291/09	5	Distensivo
			17°	3	298/18	034/19	168/65	1	Compresivo
	LH-15	215/36	0°-10°	1	052/59	256/29	159/07	4	Transtensivo
			10°	2	338/24	086/12	168/53	3	Compresivo
			36°	3	317/07	239/03	020/59	4	Transpresivo
	LH-16	215/36	10°	1	267/68	005/2	094/20	1	Distensivo
	LH-18	210/43	10°	1	005/62	225/23	128/116	3	Distensivo
20°			2	190/23	44/65	285/10	1	Transtensivo	
43°			3	125/03	319/22	062/66	4	Compresivo	
Los Santos K1ls	LH-61	214/48	48°	3	287/20	020/07	129/69	4	Compresivo
	LH-70	185/30	10°	2	024/12	147/66	290/18	1	Transcurrente
			30°	3	344/08	263/32	092/55	4	Compresivo
Girón Jg	LH-19	190/34	34°	3	232/78	262/6	185/5	2	Distensivo
	LH-21	185/53	53°	3	285/19	148/29	112/50	2	Compresivo
	LH-22	275/15	15°	3	121/10	284/79	030/03	4	Transcurrente
	LH-23	285/20	20°	3	283/24	124/63	019/10	2	Transpresivo
	LH-24	032/65	10°	2	006/7	96/18	254/68	1	Compresivo
			30°-65°	3	120/05	029/08	263/80	9	Compresivo
	LH-25	020/45	0°	1	137/75	248/5	340/16	2	Distensivo
10°-30°			2	187/12	256/20	331/45	3	Compresivo	
			35°	3	149/4	59/19	244/70	2	Compresivo

* Ángulo de inclinación de la estratificación rotada

** La estación 64 presenta replegamientos en el flanco del anticlinal, los cuales debieron ser originados en una etapa intermedia a tardía del desarrollo del pliegue, por lo que rotar a cero la estratificación se considera retornala al momento en que se estaba presentando esa deformación y no un estadio depositacional pre deformativo.

Fuente. Autores

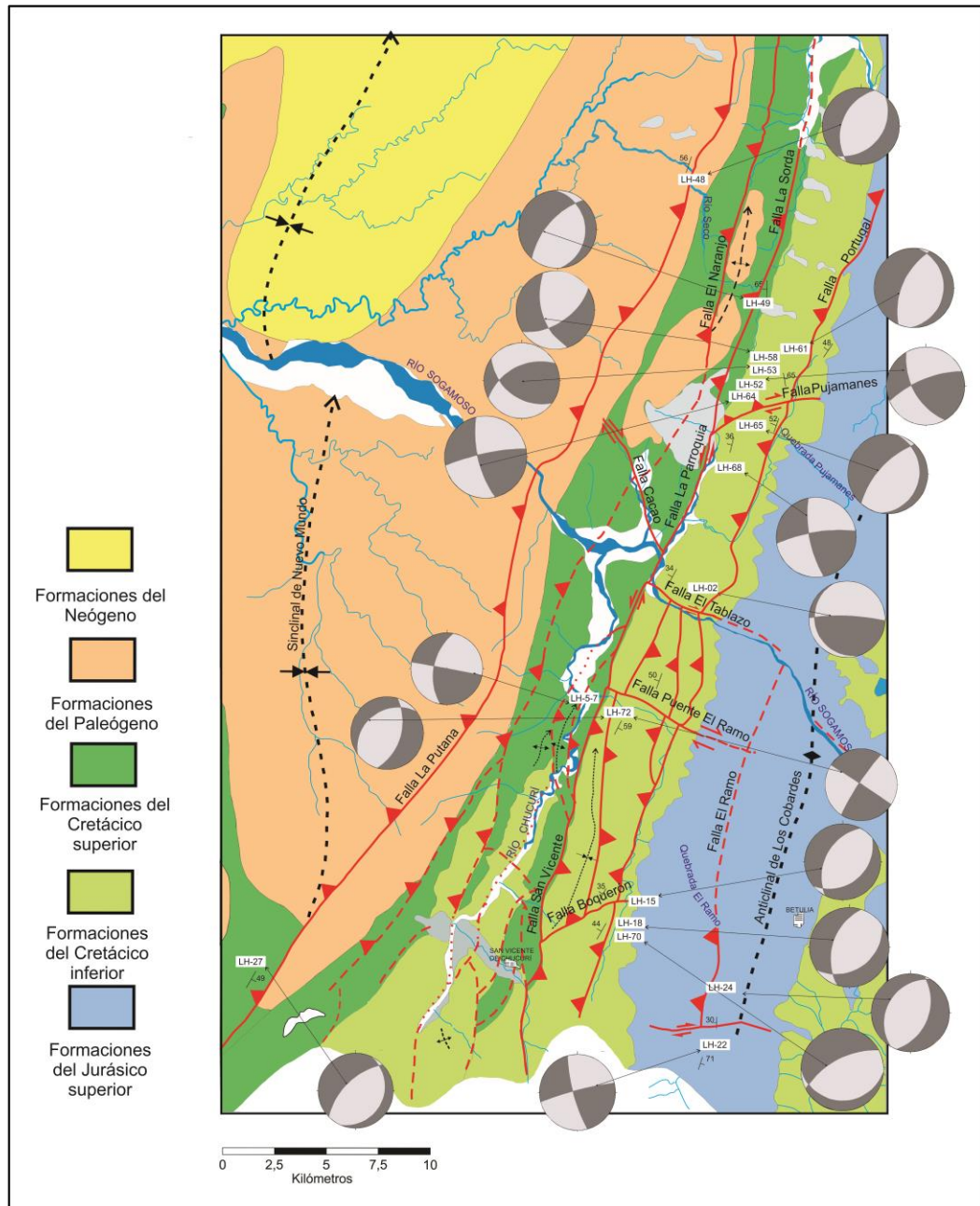
7.1 ESTRUCTURAS

Las estructuras definidas para el área de estudio se determinaron mediante el procesamiento de los datos de estrías clasificados en la etapa tres, los cuales no se rotaron o se rotaron algunos grados. Este conjunto de datos se utiliza porque corresponde a la última etapa de desarrollo del Anticlinal de Los Cobardes, fase en la cual ocurre el plegamiento y fallamiento más reciente, entendiéndose ésta como el resultado de una deformación finita y progresiva que se diferencia de las etapas uno y dos por la ocurrencia de fases tectónicas diferentes.

Estas estructuras se caracterizaron con base en las soluciones de diedros rectos obtenidos por el método *NDA* (Figura 59) y gráficos de Angelier (Figura 60), definiendo rumbo, buzamiento, inclinación y cinemática para cada falla. La cartografía de estas estructuras se realizó mediante interpretación fotogeológica, evidencias en campo y trazos de fallas inferidas en la cartografía existente. Sin embargo, algunos trazos inferidos que no presentaban suficiente evidencia en campo y fotogeológica fueron retirados.

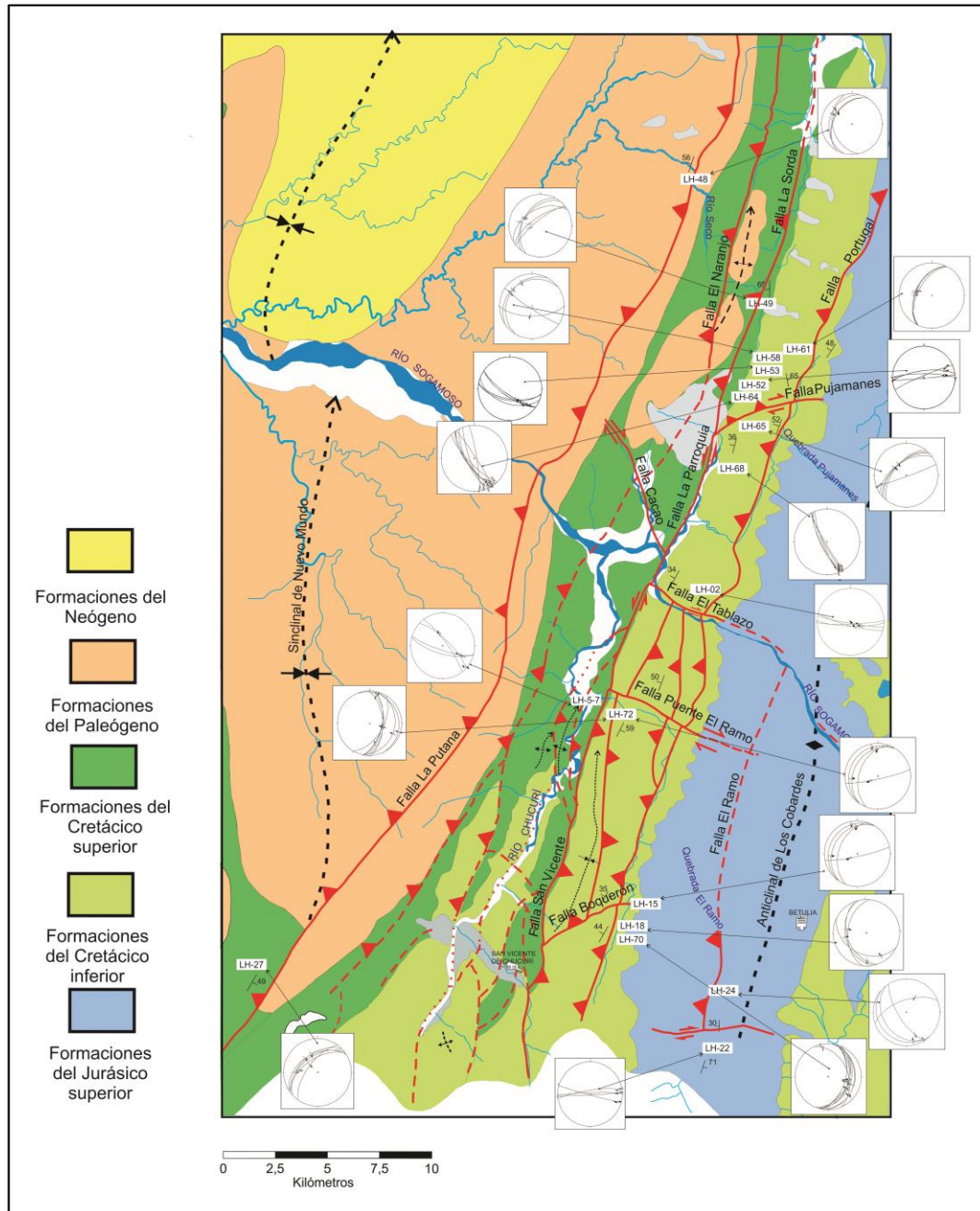
Finalmente, integrando la información anterior, se actualizó la cartografía de estructuras que afectan a las unidades cretácicas y paleógenas en la zona (Figura 61). Se realizaron cuatro cortes geológicos a partir de esta cartografía para definir la relación a profundidad de la estructuras con las formaciones geológicas presentes en el área (Figura 62). Los perfiles geológicos se modelaron aplicando estilos de cabalgamientos en piel delgada y piel gruesa, ya que los modelos estructurales propuestos para la Cordillera Oriental (Colleta et al., 1990; Dengo y Covey, 1993; Roeder y Chambelier, 1995) demuestran el desarrollo de estos estilos estructurales para la cordillera.

Figura 59. Mapa estructural del área de estudio. Se muestran los gráficos de diedros rectos obtenidos por el método de Análisis Dinámico Numérico (NDA) resultado del procesamiento de los datos de la etapa tres, los cuales indican el régimen tectónico, cinemática y actitud para cada estructura.



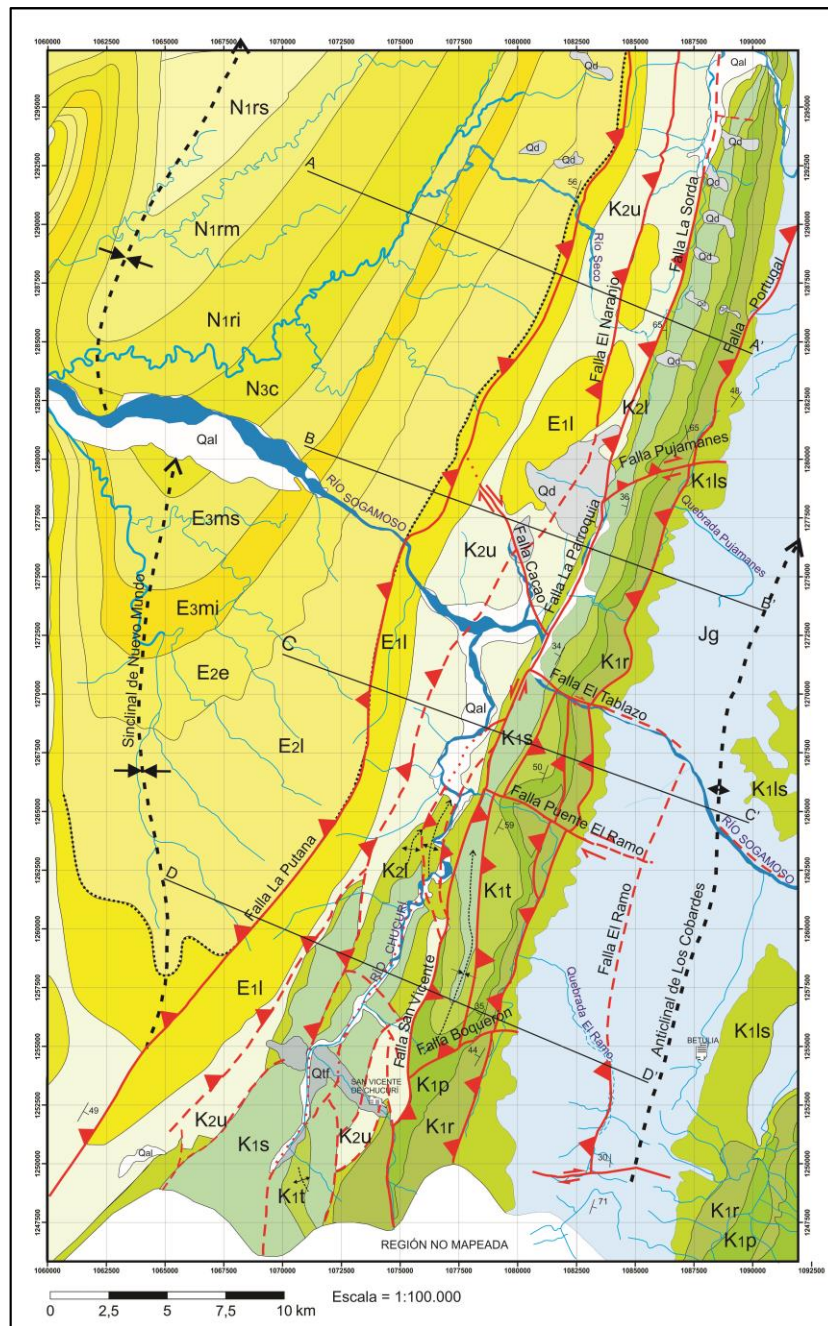
Fuente. Autores

Figura 60. Mapa estructural del área de estudio. Se muestran los gráficos de Angelier, los cuales indican de manera general la tendencia del buzamiento en las estructuras.



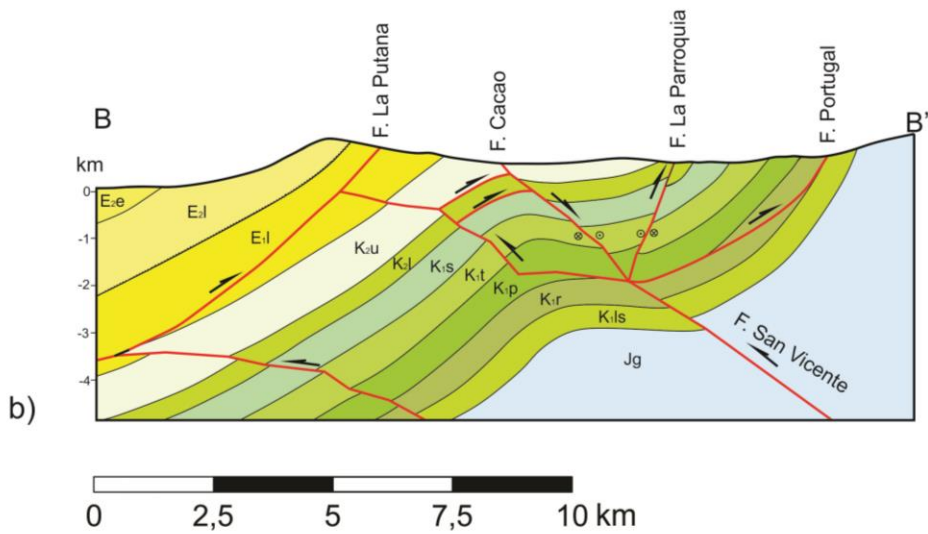
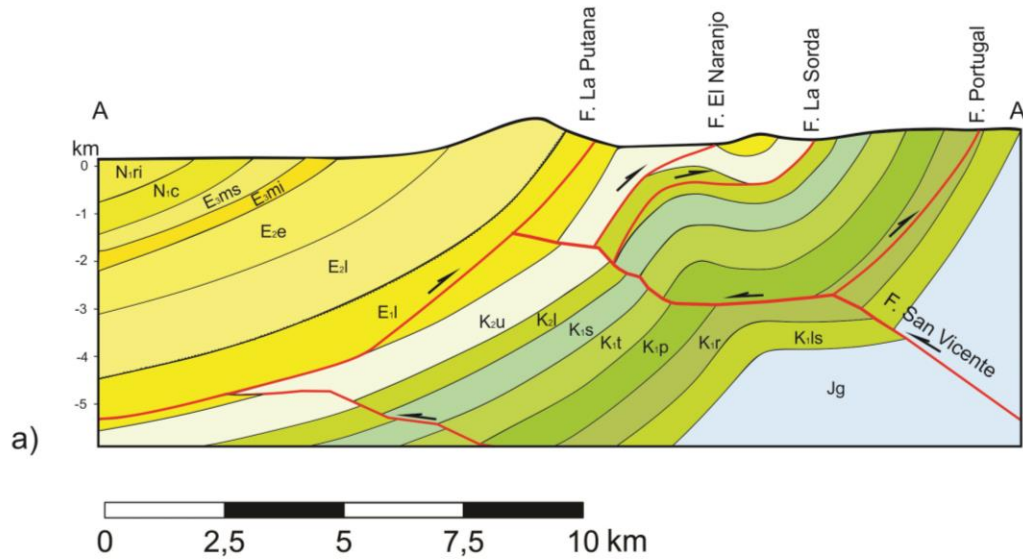
Fuente. Autores

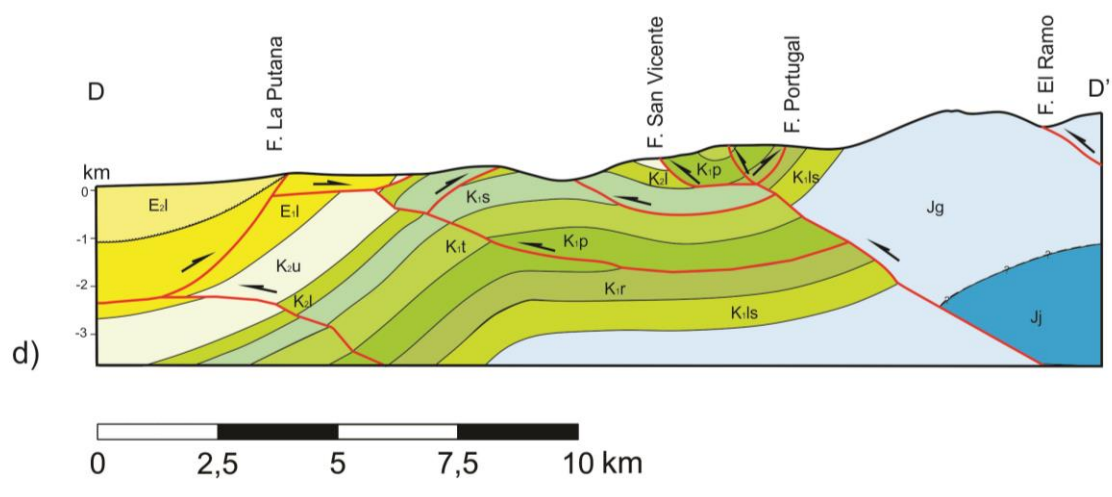
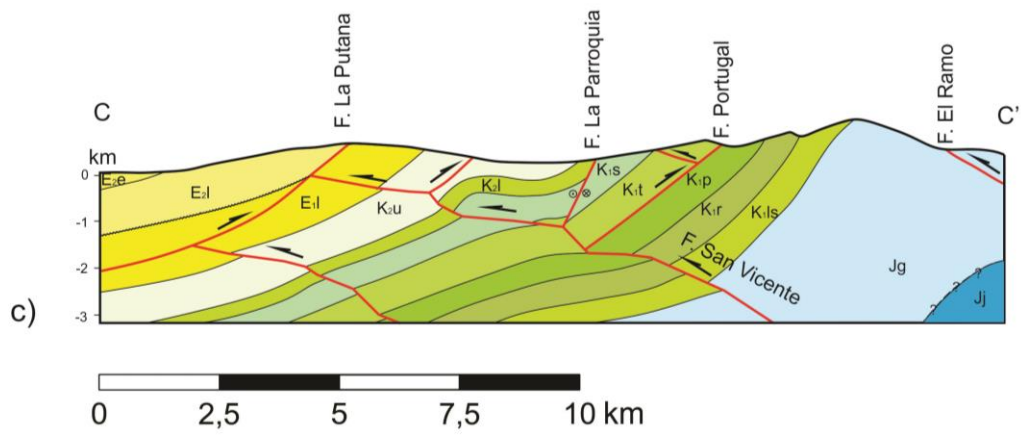
Figura 61. Mapa geológico actualizado del área de estudio, donde se observan las estructuras determinadas y las líneas de corte (Ver Anexo No 1, Mapa Geológico).



Fuente. Tomado y modificado de Ward *et al.* (1977).

Figura 62. Cortes geológicos que abarcan la parte norte del Anticlinal de Los Cobardes (flanco oeste del Sinclinal de Nuevo Mundo), donde se observa estilos estructurales combinados de piel gruesa y delgada, así como el desarrollo de estructuras secundarias asociadas a fallas principales a profundidad. a) Línea de corte A-A'; b) línea de corte B-B'; c) línea de corte C-C'; d) línea de corte D-D'. Escala vertical igual a la horizontal. Ver Figura 61 y Anexo No 1, Mapa Geológico.





Fuente. Autores

A continuación se describen las estructuras definidas, agrupadas en fallas longitudinales y fallas transversales.

Fallas longitudinales

Son las estructuras predominantes en el área de estudio y su rumbo corresponde con la tendencia de las estructuras mayores que definen esta parte de la Cordillera Oriental. La formación de estas estructuras se atribuye a los últimos estadios de deformación que ha sufrido el Anticlinal de Los Cobardes. Se identificaron dos subtipos: fallas principales longitudinales con origen profundo y fallas secundarias longitudinales asociadas a las principales con un comportamiento mixto, es decir, conectadas a zonas de curvatura de las fallas principales pero con propagación por los mecanismos de fallas secundarias propuestos por Mitra (2002) (Figura 62). Lo anterior se asume debido a que existe mayor facilidad mecánica de generación de estas fallas mediante los dos mecanismos. En general a las fallas longitudinales se les atribuye el levantamiento del Anticlinal de Los Cobardes (Caballero et al., 2010) y replegamientos de su flanco oeste. El trazo de las fallas que afectan la secuencia Mesozoica es levemente desplazado por estructuras transversales (Figura 61).

Las estructuras longitudinales determinadas en la zona son descritas de este a oeste según la edad de las unidades que afectan (de la más joven a la más antigua).

Falla La Putana: presenta rumbo N30°E, buzamiento WNW y vergencia ESE, con una longitud aproximada de 53 km dentro del área de estudio. Se identifica como una falla inversa de estilo mixto generada a partir de una falla principal y desarrollada como un cabalgamiento hacia fuera del sinclinal (Mitra, 2002) (Figura 62). Fue determinada por datos de planos estriados (Figura 63) medidos en las estaciones LH-27 y LH-48 (Figura 59 y 60) y su trazo presenta una expresión geomorfológica marcada por el cambio de pendiente dentro de la Formación

Lisama, la cual es afectada por esta falla en todo el flanco este del Sinclinal de Nuevo Mundo (Figura 61).

Figura 63. Estrías de falla encontradas en la estación LH-27. La línea azul vertical resalta la estría y la línea subhorizontal el rumbo del plano.



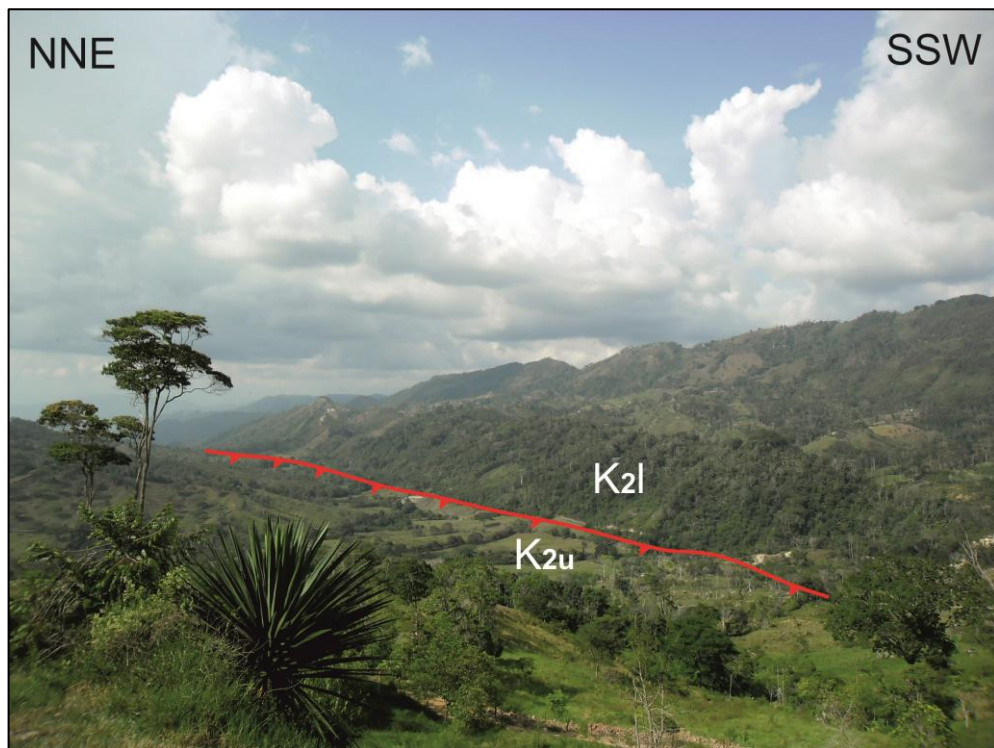
Fuente. Autores

Falla El Naranjo: es una falla inversa con rumbo N25°E, buzamiento WNW, vergencia ESE y longitud aproximada de 45 km (Figura 61). Representa una falla mixta que se desprende en retro-cabalgamiento de la Falla San Vicente a profundidad y se desarrolla como una falla secundaria en cuña según los modelos mostrados por Mitra (2002) (Figura 62a). Su expresión geomorfológica está caracterizada por cerros levantados y alineados. Esta falla representa la continuidad de dos fallas cartografiadas como inferidas en el Mapa Geológico del Cuadrángulo H-12. La estructura limita al oeste el Sinclinal Naranjo (Figura 62a).

Falla San Vicente: representa la falla principal a la que se le atribuye gran parte de la deformación del flanco oeste del Anticlinal de los Cobardes, incluyendo sus ramificaciones (*splays*) y retrocabalgamientos. Al norte del área su trazo principal

no aflora, pero a partir de ésta a profundidad se desprende la **Falla La Sorda** con rumbo NNE-SSW, de estilo mixto entre retro-cabalgamiento y cabalgamiento en cuña (Mitra, 2002) (Figura 62a). La falla fue evidenciada por la presencia de planos estriados encontrados en las estaciones LH-49 y LH-58 (Figura 59 y 60) que indican un comportamiento inverso con vergencia al este y presenta una expresión geomorfológica caracterizada por el cambio de pendiente que se puede observar en el terreno (Figura 64).

Figura 64. Expresión geomorfológica del retro-cabalgamiento que se desprende de la Falla San Vicente denominado Falla La Sorda. El *flat* de esta falla en profundidad es el responsable de la morfología del Sinclinal Naranja.



Fuente. Autores

En el centro del área de estudio se presenta la **Falla La Parroquia**, la cual se desprende a profundidad de la Falla San Vicente (Figura 62b y 62c). Está falla es de rumbo sinistral con leve movimiento inverso y *trend* NNE (Figura 59,60, 62b y

62c). Se identifica por planos estriados encontrados en las estaciones LH-52, LH-64 y LH-68 (Figura 65) y su naturaleza refleja la componente transcurrente que afecta la zona.

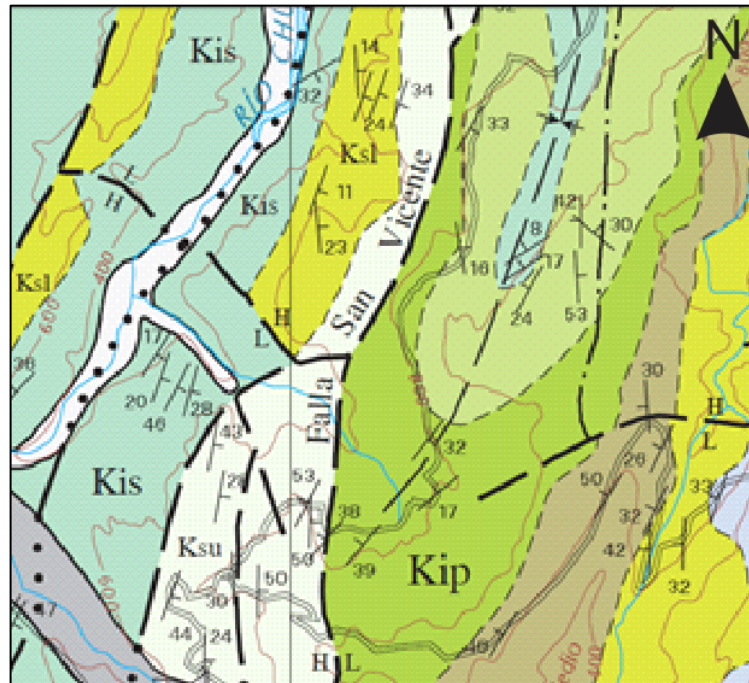
Figura 65. Plano estriado medido en la estación LH-52 que muestra la evidencia en campo de la Falla La Parroquia. La línea azul inclinada resalta la estría y la línea azul subhorizontal el rumbo del plano. Se observa bajo ángulo de *pitch*, propio de fallas de rumbo.



Fuente. Autores

Finalmente hacia el sur, el trazo principal de la **Falla San Vicente** aflora presentando un comportamiento inverso con vergencia al oeste. Se evidencia por la cartografía existente asociada a contactos fallados entre las unidades cretácicas (Figura 66).

Figura 66. Segmento del Mapa Geológico del Cuadrángulo H-12 donde se observa el trazo de falla inferido de la Falla San Vicente, indicando una vergencia hacia el oeste.



Fuente. Tomado y modificado de Ward et al. (1977).

La Falla San Vicente no muestra evidencias de ser una falla reactivada y se interpreta como el reflejo de una falla inversa profunda que llega a afectar el basamento, esto también es mencionado por Jullivert (1961, en Acosta, 2002) y Mojica y Franco (1990) quienes la denominan Falla Chucurí. Además esta falla se correlaciona con La Falla El Carmen mencionada en Royero y Clavijo (2001), la cual limita el flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes al sur extendiéndose cerca de 80 km hasta terminar contra la Falla de Bucaramanga. Se opta por utilizar el nombre de la Falla San Vicente en lugar de la Falla El Carmen o Chucurí, pues éste es el utilizado por Ward et al. (1977) para la zona de estudio.

Falla Portugal: estructura de cinemática inversa con azimut de rumbo sub paralelo a la Falla San Vicente, buzamiento WNW, vergencia ESE y longitud aproximada de 43 km. Se identifica como un retro-cabalgamiento asociado a la

Falla San Vicente (Figura 62) y fue determinada en campo por planos estriados (Figura 67) encontrados en las estaciones LH-15, LH-18, LH-70 y LH-61 (Figura 59 y 60). Se caracteriza por afectar las formaciones Rosablanca, Los Santos y Girón.

Figura 67. Plano estriado medido en la estación LH-61. Se observa alto pitch característico de fallas inversas. La línea azul subvertical resalta la estría y la línea azul subhorizontal el rumbo del plano.



Fuente. Autores

Falla El Ramo: falla inversa con rumbo N30°E, buzamiento ESE, vergencia WNW y longitud aproximada en el área de estudio de 20 km. Se localiza hacia el sureste del área de estudio, cerca al eje axial del Anticlinal de Los Cobardes y se interpreta como una falla secundaria de cabalgamiento hacia dentro del anticlinal (Mitra, 2002). Su cinemática se evidencia por planos estriados (Figura 68) obtenidos en la estación LH-24 (Figura 59 y 60). Tiene expresión geomorfológica representada por el cauce rectilíneo de la Quebrada el Ramo en su parte sur.

Afecta a la Formación Girón, la cual presenta gran deformación por encontrarse en el núcleo del Anticlinal de Los Cobardes.

Figura 68. Plano estriado medido en la estación LH-24. Se observa que el ángulo entre la estría (línea azul subvertical) y el rumbo del plano (línea azul subhorizontal) es cercano a 90°, típico de fallas inversas.



Fuente. Autores

Fallas Transversales

Estas fallas hacen parte de zonas de transferencia afectadas por los eventos de deformación que ha sufrido el Anticlinal de Los Cobardes, las cuales interrumpen el trazo de algunas fallas longitudinales. A continuación se describen de norte a sur las fallas definidas en el área de estudio.

Falla Pujamanes: ubicada al norte del área de estudio cerca a la Quebrada Pujamanes. Representa una estructura transversal tipo inversa con componente dextral. Tiene rumbo N60°E, buzamiento NW, vergencia al SE y longitud

aproximada de 6 km. Es evidenciada por planos estriados (Figura 69) encontrados en las estaciones LH-52 y LH-65 (Figura 57 y 58).

Figura 69. Plano de falla medido en la estación LH-65, el cual evidenció en campo la cinemática inversa dextral de la Falla Pujamanes.



Fuente. Autores

Falla El Tablazo: se ubica a lo largo del cauce del Río Sogamoso cuando éste cruza el Anticlinal de Los Cobardes. Posee leve desplazamiento dextral e inclinación cercana a la vertical. Esta fractura se interpretó como responsable de la captura del Río Sogamoso al este del Anticlinal de Los Cobardes. Su extensión aproximada es de 15 km en la zona estudiada y presenta un salto hacia la derecha, cerca de la zona axial del Anticlinal. Su cinemática fue hallada mediante datos de planos estriados obtenidos en la estación LH-22 (Figura 59 y 60). Esta estructura afecta a toda la secuencia Cretácica y a la Formación Girón.

Figura 70. Sector llamado El Tablazo en la vía que conduce del corregimiento La Renta al municipio de San Vicente de Chucurí. En este lugar se midieron los planos estriados que corresponden a la estación LH-02 y caracterizan la falla. Se observan capas con buzamiento oeste pertenecientes a la Formación Tablazo, la cual hace parte del flanco occidental del Anticlinal de Los Cobardes.



Fuente. Autores

Falla Puente El Ramo: está ubicada hacia el sur del área de estudio. Tiene cinemática dextral, inclinación cercana a la vertical, rumbo aproximado $N115^{\circ}E$ y longitud 3 km. Las características de esta falla se determinaron por datos de planos estriados medidos en las estaciones LH-05, LH-07 y LH-72 (Figura 59 y 60) y su cinemática dextral se evidencia por su expresión cartográfica al presentarse un pequeño desplazamiento de las unidades a las que afecta (Figura 61), las cuales corresponden a las formaciones Rosablanca, Paja, Tablazo, Simití y La Luna.

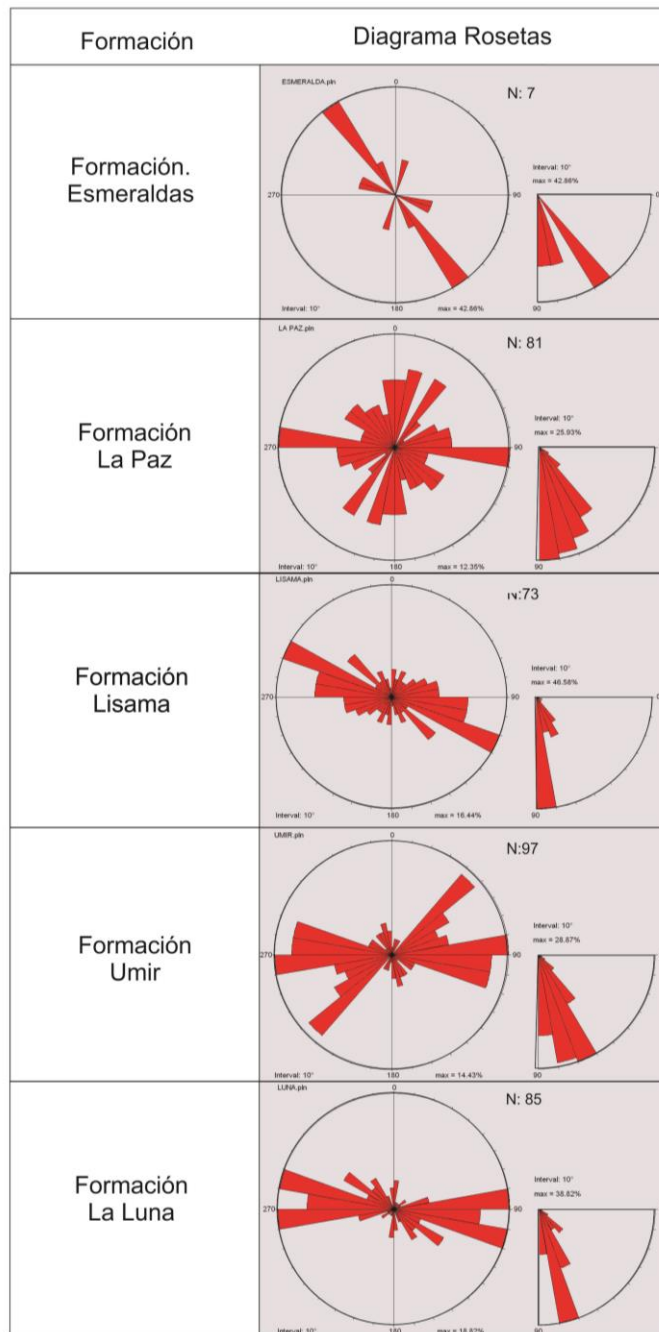
Falla Boquerón: falla ubicada al sur de la zona de estudio. Tiene cinemática inversa con rumbo N70°E, buzamiento NNW, vergencia SSE y longitud de 3 km aproximadamente. Esta estructura fue corroborada por datos de falla presentes en la estación LH-15 (Figura 59 y 60). Se encuentra cartografiada en el Mapa Geológico del Cuadrángulo H-12 y afecta a las formaciones Los Santos, Rosablanca y Paja.

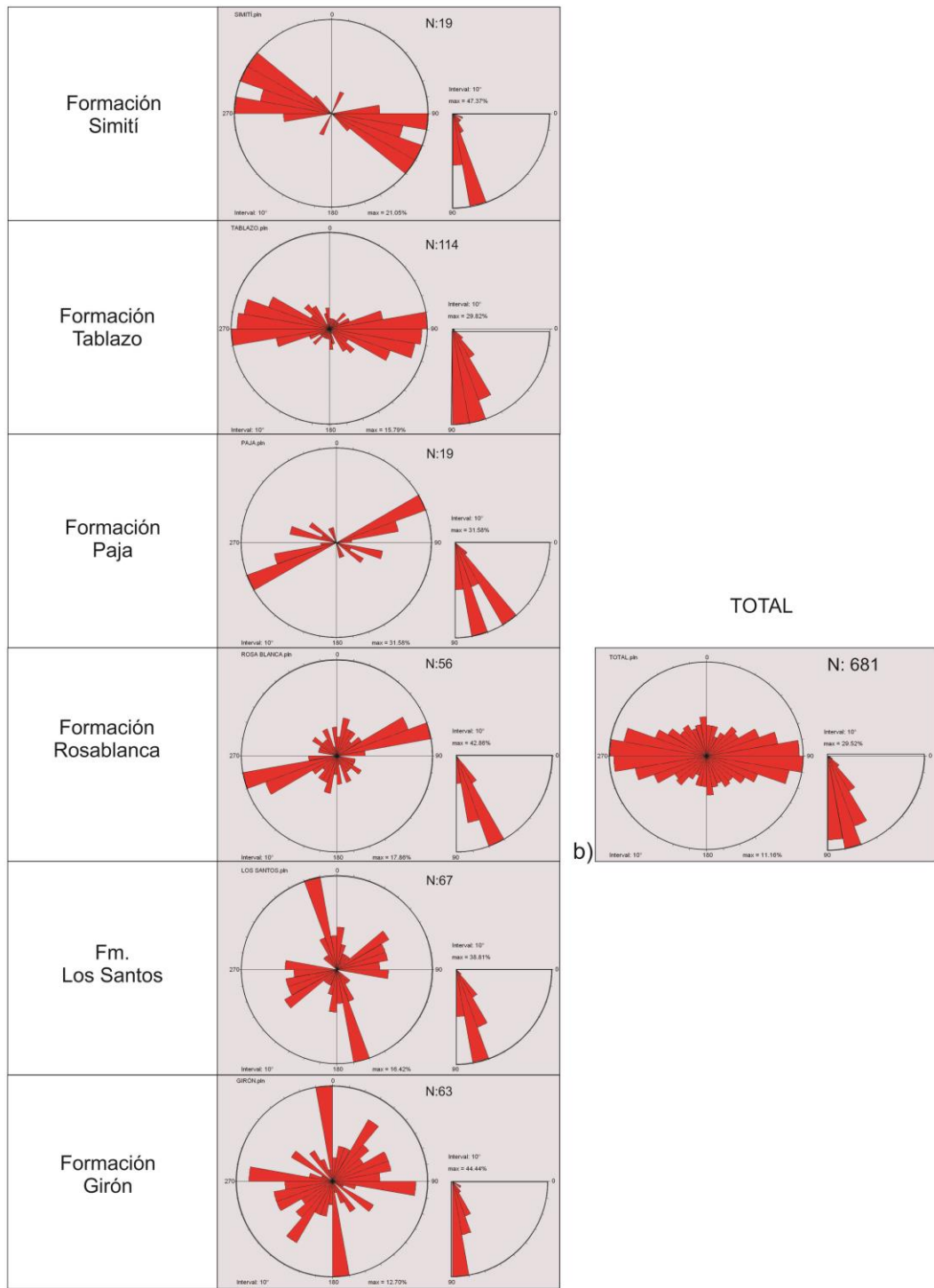
Direcciones principales de diaclasas

Como complemento para la caracterización de las estructuras presentes en el área de estudio, se muestran los resultados del procesamiento de diaclasas por formaciones, el cual permite observar la dirección predominante de las fracturas mediante un análisis estadístico representado en diagramas de rosetas presente en cada unidad (Figura 71).

En los diagramas de rosetas se pueden observar las distintas respuestas de las rocas a los procesos que han sido sometidas. Además se observan que la tendencia principal de las diaclasas forma un ángulo cercano a 90° con el rumbo de las estructuras principales presentes en la zona (Figura 61 y 71).

Figura 71. Principales patrones de fracturamiento que afectan a las formaciones geológicas aflorantes en la zona de estudio (a). Para las formaciones Mugrosa, Colorado y Real no se encontraron fracturas por su carácter simi-consolidado. Además se muestra el procesamiento de la totalidad de los datos (b), en la cual se observa una dirección de fracturas predominantemente este-oeste. N: número de datos procesados.





Fuente. Autores

Estilo Estructural

La zona es afectada por estilos estructurales de piel delgada y piel gruesa, cada uno con características propias debido al comportamiento mecánico diferencial entre los tipos de litologías. En el caso de estudio, la Formación Girón, la cual es la más antigua del área y representa el basamento, es afectada por un estilo de fallamiento de piel gruesa que se caracteriza por la geometría de fallas inversas de alto ángulo que reflejan zonas de rampa (Figura 62). Las formaciones geológicas cretácicas muestran un fallamiento que involucra zonas de llanas (*flats*) entre litologías consideradas blandas y zonas de rampa en rocas más competentes, característico de un estilo estructural de piel delgada. Además la zona se ve afectada por fallas secundarias desarrolladas en pliegues, estos causados por fallas principales a profundidad.

La zona de estudio es dividida por fallas transversales que actúan como rampas laterales de las fallas en piel delgada y piel gruesa. Actualmente las fallas transversales responden a los tensores de esfuerzos regionales determinados en el presente trabajo y descritos más adelante. Estas segmentan la zona en tres bloques (sur, centro y norte) (Figura 72) que se comportan de manera diferencial. El bloque sur, el cual tiene su límite con el bloque centro en la Falla Puente El Ramo (Figura 72), se encuentra más levantado y afectado por la Falla San Vicente, la cual aflora en esta zona (Figura 62d). La anterior observación acerca del nivel de levantamiento del bloque sur, es soportado también por el cabeceo del Sinclinal de Nuevo Mundo, del cual solo quedan las formaciones paleógenas Lisama del Paleoceno y La Paz del Eoceno. Este bloque presenta un estilo de fallamiento de las unidades cretácicas caracterizado por llanas, rampas y retro-cabalgamientos asociados a la Falla San Vicente, mostrando una dirección principal de desplazamiento hacia el oeste-noroeste. Por otra parte se encuentra la Falla La Putana que se desprende de una falla a profundidad, pero el desarrollo de la deformación dentro del Sinclinal de Nuevo Mundo permite su propagación

como una falla secundaria hacia afuera de este, afectando el flanco oriental del pliegue en toda su extensión dentro del área de interés.

El bloque centro está menos levantado respecto al bloque sur y limita con el bloque norte en la Falla Pujamanes (Figura 72). Este bloque evidencia mejor la transurrencia presente en la zona, pues de la Falla San Vicente se desprende en retro-cabalgamiento una falla que además es de rumbo sinistral (Figura 62b y 62c).

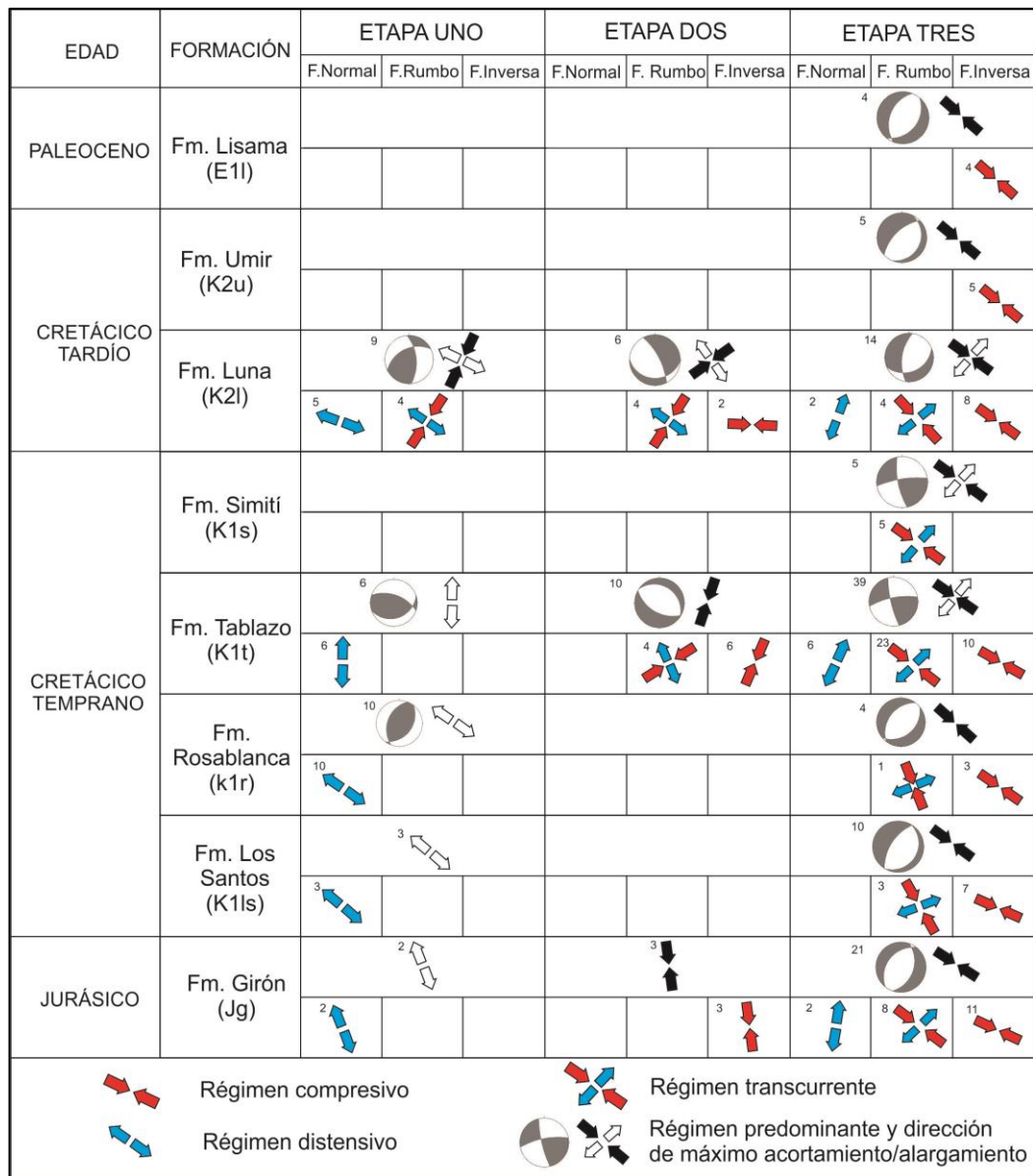
Por último, el bloque norte se encuentra menos levantado que los otros, afectado en profundidad por la Falla San Vicente y cerca de la superficie por fallas que presentan características mixtas, pues estas son derivadas de la falla principal, pero su comportamiento es influenciado por el desarrollo de los pliegues, actuando como fallas secundarias (Figura 62a).

7.2 TENSORES DE ESFUERZOS DETERMINADOS EN LAS FORMACIONES GEOLÓGICAS

A partir de la metodología aplicada en el trabajo de investigación se logró determinar tres principales tensores de esfuerzos asociados a las etapas de desarrollo propuestas para la evolución del Anticlinal de Los Cobardes. La etapa uno representa la fase distensiva Mesozoica anterior a la deformación de la zona, la segunda etapa se asocia al inicio de la deformación y la tercera etapa refleja fase actual de deformación responsable de la configuración actual del Anticlinal de los Cobardes. Estos tensores de esfuerzos se encontraron en las diferentes formaciones geológicas que presentan planos estriados.

Los resultados por formaciones se dividieron en tensores de esfuerzos hallados en todas las estaciones (Figura 73) y tensores de esfuerzos determinados sin incluir las estaciones ubicadas en zonas de transferencia (Figura 74), debido a que estas zonas pueden presentar tensores locales e influenciar en los tensores regionales (Figura 75). A continuación se describe la evolución de los tensores de esfuerzos por formaciones geológicas.

Figura 73. Representación del régimen tectónico predominante durante cada etapa en las formaciones geológicas, incluyendo datos medidos en zonas de transferencia. Se procesó en primer lugar los datos de planos de fallas según su tipo: normales (flechas azules indicando régimen distensivo), rumbo (flechas azules y rojas indicando régimen transcurrente) e inversas (flechas rojas indicando régimen compresivo). Además, procesando la totalidad de los datos por etapas registradas en cada formación se generaron gráficos de diedros rectos por el método NDA para hallar el régimen predominante (en los casos en que se tengan al menos cuatro datos requeridos para su procesamiento) y direcciones de máximo acortamiento/alargamiento por el método P-T, éstas últimas asociadas a los tensores de esfuerzos (flechas negras: dirección de máximo acortamiento; flechas blancas: dirección de máximo alargamiento). El número que acompaña cada flecha indica el número de datos de estrías utilizado para su procesamiento.



Fuente. Autores

Figura 74. Representación del régimen tectónico predominante durante cada etapa en las formaciones geológicas excluyendo los datos medidos en zonas de transferencia. Se procesó en primer lugar las fallas según su tipo (normales, rumbo, inversas). Además, procesando la totalidad de los datos por etapas registradas en cada formación se generaron gráficos de diedros rectos por el método NDA para hallar el régimen predominante y direcciones de máximo acortamiento/alargamiento por el método P-T,

éstas últimas asociadas a los tensores de esfuerzos resultantes para cada formación. Convenciones descritas en la Figura 73.

EDAD	FORMACIÓN	ETAPA UNO			ETAPA DOS			ETAPA TRES			
		F.Normal	F.Rumbo	F.Inversa	F.Normal	F. Rumbo	F.Inversa	F.Normal	F. Rumbo	F.Inversa	
PALEOCENO	Fm. Lisama (E1l)							4			
										4	
CRETÁCICO TARDÍO	Fm. Umir (K2u)							5			
	Fm. Luna (K2l)	9				6			10		
		5		4			4		2		
CRETÁCICO TEMPRANO	Fm. Simiti (K1s)							5			
	Fm. Tablazo (K1t)				6			9			
							6		9		
	Fm. Rosablanca (k1r)	6									
Fm. Los Santos (K1ls)		3						10			
		3						3		7	
JURÁSICO	Fm. Girón (Jg)							13			
								3		10	

Régimen compresivo

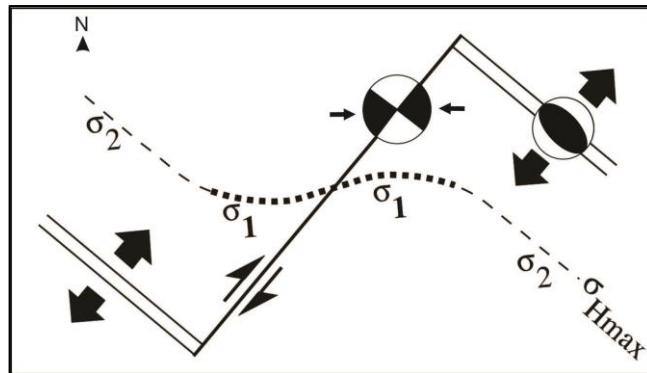
Régimen distensivo

Régimen transcurrente

Régimen predominante y dirección de máximo acortamiento/alargamiento

Fuente. Autores

Figura 75. Esquema generalizado de los tensores de máximo esfuerzo horizontal (σ_{Hmax}) presentados en zonas de transferencia dentro de ambientes tectónicos distensivos. Se observa la variación de σ_2 a σ_1 en la horizontal a medida que se acerca a una falla transcurrente, lo que induce un movimiento dextral. El tensor regional se representa por las flechas negras que muestran una dirección de máximo alargamiento NE-SW.



Fuente. Tomado y modificado de Fournier et al. (2007).

Formación Girón: unidad que constituye el núcleo del Anticlinal de Los Cobardes, es la formación más antigua que aflora en la zona de estudio, por lo que ha sufrido cada una de las etapas deformativas responsables de la configuración actual del anticlinal. En esta formación se logró determinar las tres etapas del desarrollo del pliegue (Figura 73). Los datos de estrías que reflejan las etapas uno y dos se asociaron a zonas de transferencia y muestran tensores locales. Por otro lado, el tensor de naturaleza compresiva determinado para la etapa tres muestra el tensor regional actual, con una dirección de máximo acortamiento NW-SE. Los resultados del procesamiento de la etapa tres con todos los datos (Figura 73) frente a los resultados que excluyen los datos tomados cerca de zonas de transferencia (62% del total) (Figura 74) indican apenas una leve variación en la dirección del tensor regional, por lo que evidencia fuerte influencia del tensor regional en estas zonas de transferencia para la etapa actual.

Formación Los Santos: es la unidad basal del Cretácico inferior y su registro evidencia la etapa distensiva que afectó la zona durante el Cretácico y los procesos deformativos posteriores a este. Se logró identificar las etapas uno y tres del plegamiento (Figura 73) y aunque la etapa dos no se halló en los datos de estrías, sin duda debió afectar la secuencia al comienzo de su deformación. Los datos obtenidos para determinar los tensores en esta unidad no se ubican en zonas de transferencia, por lo que los resultados muestran los tensores regionales que la afectaron. Para la etapa uno se determina un régimen distensivo con una dirección de máximo alargamiento NW-SE. La etapa tres presenta un régimen predominante compresivo con una dirección de máximo acortamiento NW-SE, la cual se asocia al tensor de esfuerzos actual.

Formación Rosablanca: es la formación que más evidencia la etapa distensiva que afectó la zona. En esta se logró diferenciar las etapas uno (distensiva) y tres (compresiva) que se presentan en el área de estudio. El tensor determinado para la etapa uno procesando la totalidad de los datos muestra un cambio significativo respecto a los datos que fueron procesados excluyendo los cercanos a zonas de transferencia (60% del total), pasando de WNW-ESE a NW-SE respectivamente (Figura 73 y 74). La totalidad de los datos asignados a la etapa tres se ubican en zonas de transferencia (Figura 73). Estos muestran una dirección de acortamiento NW-SE, similar a las direcciones halladas para esta etapa en las formaciones Girón y Los Santos, lo que indica fuerte control del tensor regional actual sobre estas zonas de transferencia.

Formación Tablazo: unidad calcárea que registra a nivel de afloramiento la sobreimposición de eventos (Figura 76). En esta se logró identificar las tres etapas responsables de la evolución del Anticlinal de Los Cobardes, pero los datos correspondientes a la etapa uno fueron tomados en zonas de transferencia y reflejan un tensor local con una dirección de máximo alargamiento N-S (Figura 73). Los resultados correspondientes a la etapa dos muestran una naturaleza compresiva con una dirección de máximo acortamiento NE-SW para ambos

procesamientos con datos ubicados en zonas de transferencia y sin estos, que corresponden al 40% del total. Finalmente la etapa tres muestra un régimen compresivo en dirección NW-SE para el procesamiento con datos en zonas de transferencia y un leve cambio al WNW-ESE en el procesamiento sin datos en zonas de transferencia, que representan el tensor de esfuerzos regional actual. El 77% de la totalidad de los datos asignados para esta etapa fueron medidos en zonas de transferencia, por lo que se considera la Formación Tablazo como la unidad que presenta mayor registro de estas zonas.

Figura 76. Dos familias distintas de líneas de estrías remarcadas con la línea azul.



Fuente. Autores

Formación Simití: unidad blanda la cual solo muestra el tensor principal de naturaleza compresiva asociado al último evento deformativo, considerado responsable de la etapa tres del desarrollo del pliegue (Figura 73). El 100% de los datos se midieron alejados de las zonas de transferencia, por lo que se asocian al tensor regional que afecta el área en dirección NW-SE. Posiblemente el registro de la actividad tectónica anterior fue borrado o no se registró en fallas sino en pliegues por la naturaleza incompetente de esta formación.

Formación La Luna: esta formación registra las tres etapas del desarrollo del Anticlinal de Los Cobardes, atribuido posiblemente a la naturaleza litológica de esta, la cual se pliega y falla con relativa facilidad. La etapa uno muestra una clara tendencia distensiva, con una componente de rumbo y dirección de máximo alargamiento NE-SW, donde los datos para su procesamiento fueron medidos alejados de las zonas de transferencia, indicando así una influencia del tensor regional de la fase (Figura 73 y 74). La etapa dos no muestra influencia de las zonas de transferencia (Figura 73 y 74) al igual que la etapa uno y presenta un tensor de esfuerzos asociado a una dirección de máximo acortamiento NE-SW de naturaleza transpresiva. Finalmente, la etapa tres presenta un ligero cambio en el régimen de esfuerzos de transpresivo a compresivo en relación al procesamiento con y sin datos ubicados en zonas de transferencia respectivamente, evidenciando una influencia de estas zonas en la determinación del tensor regional (Figura 73 y 74).

Formación Umir: representa la unidad tope del Cretácico y solo refleja la última etapa de desarrollo del pliegue (Figura 73 y 74) asociada a un tensor de naturaleza compresiva en dirección NW-SE que se determinó con datos alejados de las zonas de transferencia.

Formación Lisama: unidad del Paleoceno que muestra exclusivamente la última fase deformativa del Anticlinal de los Cobardes, correspondiente a la etapa tres. Esta se asocia a un tensor de naturaleza compresiva en dirección NW-SE que se determinó sin datos en zonas de transferencia (Figura 73 y 74).

7.3 INTERPRETACIÓN DE LA EVOLUCIÓN DE LOS TENSORES DE ESFUERZOS

En el trabajo de investigación se logró identificar tres etapas distintivas asociadas al desarrollo del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes. Cada etapa evolutiva tiene asociado tensores de esfuerzos principales responsables del desarrollo de


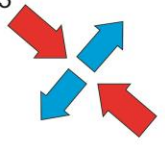
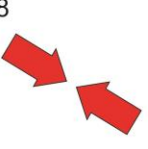

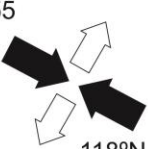
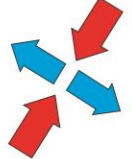


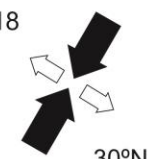
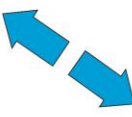
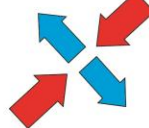

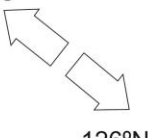
las estructuras genéticamente relacionadas a estos. Los datos agrupados por etapas se procesaron con y sin zonas de transferencia (Figura 77 y 78).

Figura 77. Regímenes de esfuerzos asociados a las etapas de evolución del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes determinados con la totalidad de los datos obtenidos. Las flechas rojas indican un régimen compresivo, las azules un régimen distensivo y la combinación de estas un régimen transcurrente. El régimen predominante para cada etapa es representado por gráficos de diedros rectos obtenidos por el método NDA y las direcciones de máximo alargamiento y acortamiento son representadas por flechas blancas y negras, respectivamente, obtenidas con base en el método P-T. Estas direcciones son asociadas a los tensores de esfuerzos hallados para cada etapa y representan un tensor regional con influencia de tensores locales debido a que se incluyen datos en zonas de transferencia. El número en la margen superior izquierda indica los datos de estrías procesados y en la margen inferior derecha la dirección en azimut del esfuerzo máximo horizontal.

	RÉGIMEN DISTENSIVO	RÉGIMEN TRANSCURRENTE	RÉGIMEN COMPRESIVO	RÉGIMEN PREDOMINANTE Y DIRECCIÓN DE MÁXIMO ALARGAMIENTO/ ACORTAMIENTO
ETAPA TRES	12 	43 	50 	 105 126°N
ETAPA DOS		10 	16 	 26 10°N
ETAPA UNO	26 	7 		 33 133°N

Fuente. Autores

Figura 78. Regímenes de esfuerzos hallados sin incluir los datos de las zonas de transferencia y asociados a las etapas de evolución del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes. El régimen predominante para cada etapa es representado por gráficos de diedros rectos obtenidos por el método NDA y las direcciones de máximo alargamiento/acortamiento son obtenidas con base en el método P-T. Estas direcciones son asociadas a los tensores de esfuerzos regionales que afectaron la zona en cada etapa, ya que se obtienen excluyendo los datos tomados en las zonas de transferencia, evitando influencia de tensores locales. Convención descrita en la Figura 77.

	RÉGIMEN DISTENSIVO	RÉGIMEN TRANSCURRENTE	RÉGIMEN COMPRESIVO	RÉGIMEN PREDOMINANTE Y DIRECCIÓN DE MÁXIMO ALARGAMIENTO/ACORTAMIENTO
ETAPA TRES	12 	43 	48 	 55  118°N
ETAPA DOS		7 	11 	 18  30°N
ETAPA UNO	18 	5 		 23  126°N

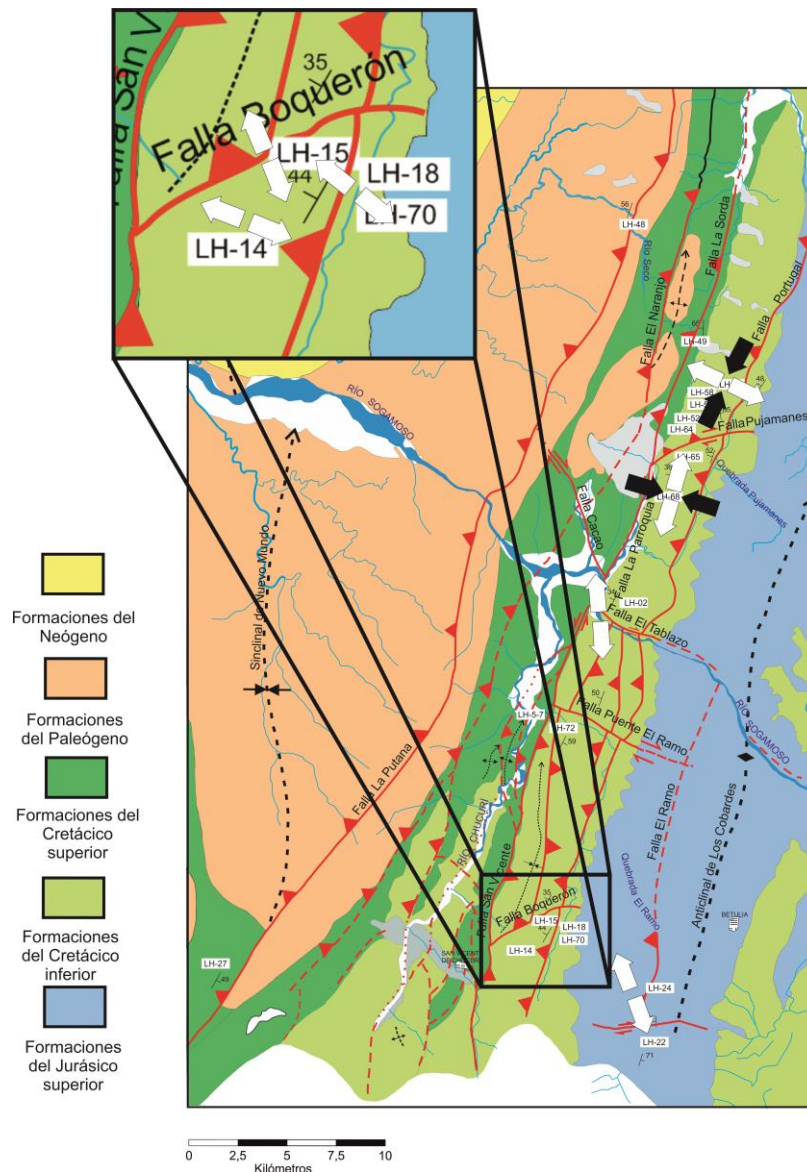
Fuente. Autores

Etapas uno

Representa la fase extensiva Mesozoica y fue identificada por los planos de falla que al rotarse a una estratificación de 0° a 10° revelaron una población de fallas normales y algunas de rumbo. Las estaciones LH-14 y LH-18 son las más representativas de esta etapa, y las formaciones Rosablanca y La Luna las que mejor la reflejan, con una importante componente transtensiva en la última unidad.

En esta etapa se identificaron antiguas zonas de transferencia caracterizadas por fallas de rumbo y normales propias de ambientes distensivos en cuencas sedimentarias, como lo describe McClay (1987). Las zonas transversales tienen una dirección no paralela a la tendencia general, la cual es aproximadamente NNE (Figura 79). Para determinar la dirección de máximo alargamiento asociada al tensor de esfuerzo principal menor (σ_3), se procesaron por un lado la totalidad de los datos hallados en esta etapa y por otro los datos alejados de las zonas de transferencia, resultando una dirección de extensión de 133° y 127° en azimut respectivamente. Esta discriminación se realizó para determinar mejor un eje de extensión regional asociado a σ_3 que afectó la zona y discriminar los tensores locales asociados a estas discontinuidades (Figura 77 y 78).

Figura 79. Naturaleza de los esfuerzos durante la etapa uno (distensiva). Se representa los regímenes de esfuerzos distensivos y transcurrentes por estaciones mediante flechas blancas y blancas/negras respectivamente. Se puede observar la influencia de las zonas de transferencia en la dirección de los tensores hallados para las estaciones LH-02, LH-15 y LH-68 (El mapa base es una representación actual y no muestra la geología presente durante la etapa uno de desarrollo del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes)



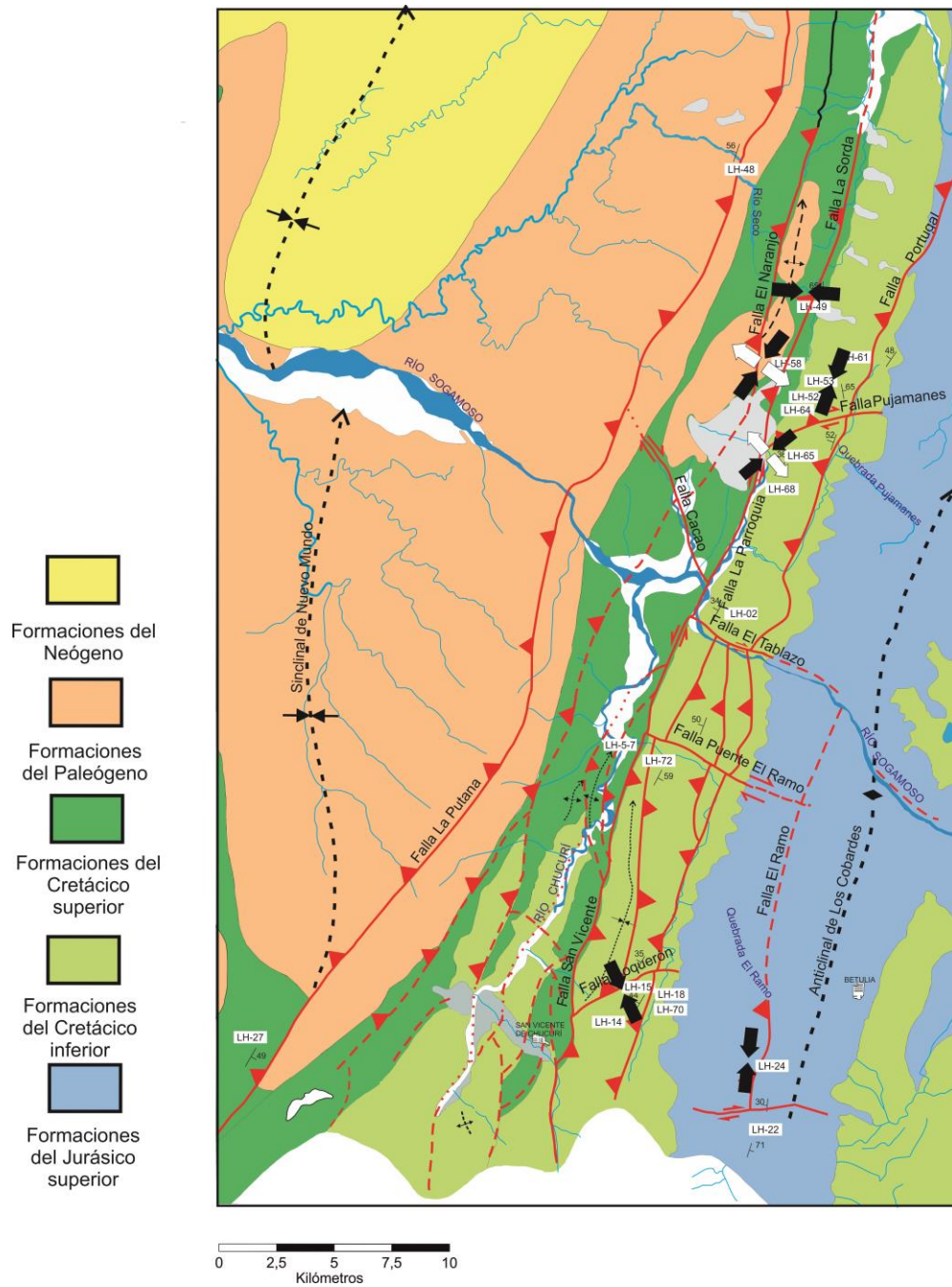
Fuente. Autores

Etapas dos

Se considera como la fase inicial responsable del comienzo de la deformación del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes. Esta etapa es representada por planos de fallas inversas y de rumbo, determinados mediante las rotaciones admitidas para esta fase y descritas en el capítulo metodológico. En la Figura 80 se observa que el área fue influenciada por la dinámica en las zonas de transferencia. Por lo anterior se realizó la discriminación de datos cercanos a zonas de transferencia, con el fin de evitar influencias locales que éstos pueden causar en la determinación de las direcciones de máximo acortamiento y alargamiento asociados a los esfuerzos principales para esta etapa (Figura 77 y 78).

La dirección de máximo acortamiento obtenida en el procesamiento de todos los datos de esta etapa es 10° en azimut, mientras que la dirección obtenida sin procesar los datos de zonas de transferencia es 30° en azimut, dirección más apropiada para asignarla como tensor regional.

Figura 80. Naturaleza de los esfuerzos durante la etapa dos. Se representa los regímenes de esfuerzos compresivos y transcurrentes (por estaciones) mediante flechas negras y blancas/negras respectivamente. Se observa la influencia de las zonas de transferencia en la dirección de los tensores hallados para las estaciones LH-15 y LH-24.



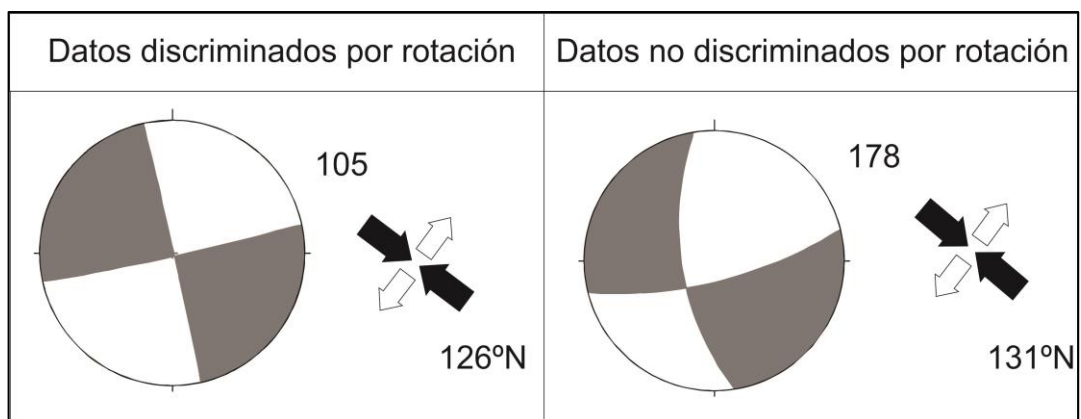
Fuente. Autores

Etapas tres

Se asocia a la fase deformativa responsable de la configuración actual del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes. Su determinación se realizó con datos de planos estriados no rotados o rotados algunos grados, asumiendo que estos se generaron en una configuración reciente del anticlinal y revisando el cumplimiento de las consideraciones estipuladas en la metodología. Está representada por conjuntos de planos de fallas inversas, de rumbo y algunas normales paralelas al σ_1 (Figura 81). Para determinar las direcciones de máximo esfuerzo se optó por realizar dos procesamientos, uno con la totalidad de los datos que hacen parte de esta etapa y otro retirando aquellos datos tomados en zonas de transferencia, siendo el resultado de este último procesamiento menos influenciado por estas zonas (Figura 77 y 78). La dirección de máximo acortamiento obtenida procesando la totalidad de datos es 126° en azimut, mientras que el resultado del procesamiento discriminando las zonas de transferencia mostró una dirección de 118° en azimut. Esta última dirección se asume relacionada al tensor de esfuerzos actual regional.

Finalmente, con el objetivo de observar la utilidad de la técnica de rotación en la determinación de un tensor regional actual, se procesaron todos los datos de campo sin analizarlos previamente para comparar su resultado con el hallado para la etapa tres que representa el tensor actual. En la Figura 82 se observa que la variación en el tensor de esfuerzo es mínima (5° en azimut), lo que demuestra que la determinación de tensores con datos “crudos” (sin rotar) es confiable comparando el resultado con un procesamiento y análisis más detallado que considere fases de deformación. Sin embargo la metodología propuesta fue indispensable para poder separar sobreimposición de eventos y determinar paleoesfuerzos asociados a la evolución de estructuras regionales como el Anticlinal de Los Cobardes.

Figura 82. Regímenes de esfuerzos determinados con los datos discriminados por rotación (correspondientes a la etapa tres) y con todos los datos (sin rotación). Se observa un régimen de esfuerzos transcurrente para ambos procesamientos, representados por gráficos de diedros rectos obtenidos por el método NDA y direcciones de máximo acortamiento/alargamiento (flechas negras y flechas blancas respectivamente) obtenidas con base en el método P-T y asociadas a los tensores de esfuerzos actuales. El número en la margen superior izquierda indica los datos de estrías procesados y en la margen inferior derecha la dirección en azimut resultante.



Fuente. Autores

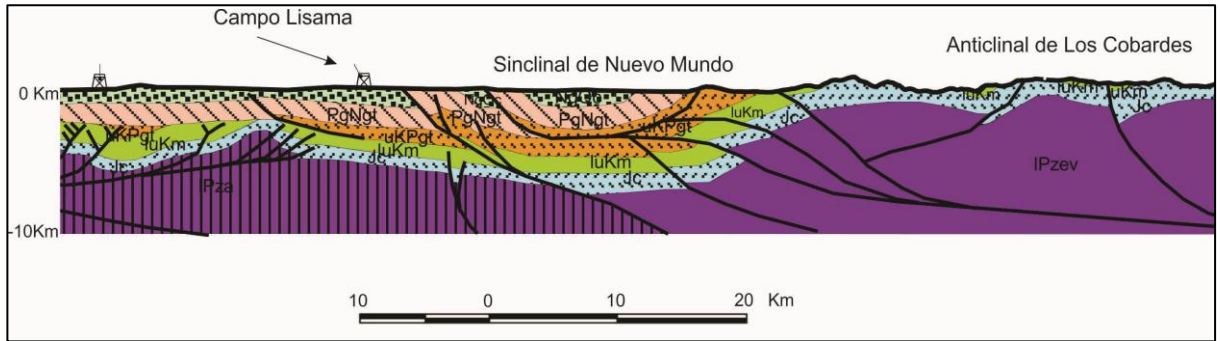
8. DISCUSIÓN

Los resultados expuestos en el capítulo anterior se discuten a continuación enfocados principalmente en dos tópicos: el estilo estructural de la zona y los tensores de esfuerzos involucrados en la evolución del Anticlinal de Los Cobardes.

En general se determinaron tres tipos de estructuras: fallas principales longitudinales, fallas secundarias longitudinales y fallas transversales.

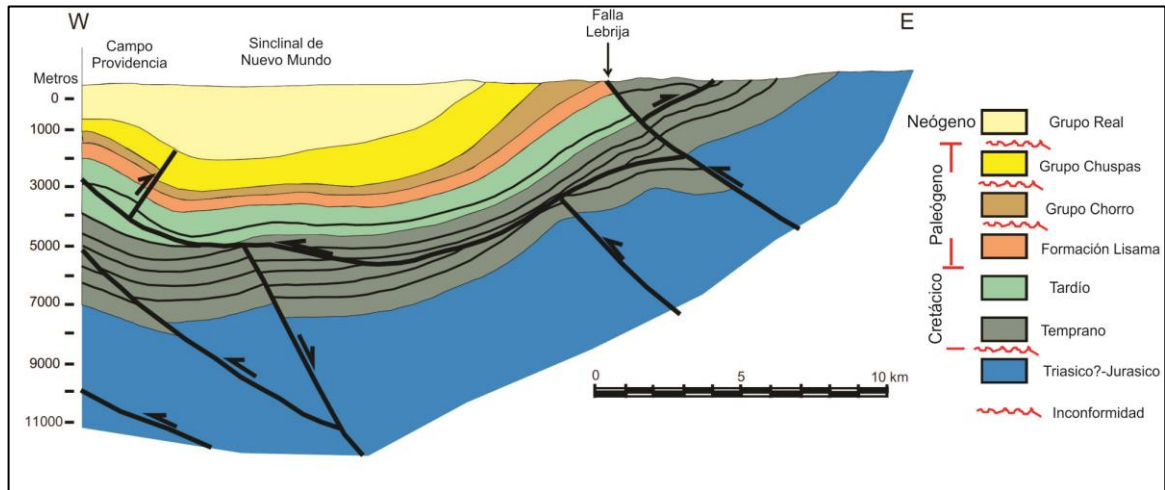
Las fallas principales longitudinales al rumbo de la unidades en el área de estudio corresponden a ramificaciones y retrocabalgamientos de la Falla San Vicente, la cual se determina como una falla profunda que afecta el basamento, mencionado también por Jullivert (1961 en Acosta, 2002) y Mojica y Franco (1990). Esta puede ser en parte responsable del Levantamiento del Anticlinal de Los Cobardes, hipótesis soportada por Caballero et al. (2010) quienes atribuyen el levantamiento del anticlinal a propagación de fallas. Además modelos del subsuelo propuestos por Barrero y López (2005) (Figura 83) y Acosta (2002) (Figura 88) muestran propagación de fallas profundas en el flanco oeste del anticlinal, presentando vergencia hacia el oeste, similar a la Falla San Vicente (Figura 62). Esta estructura no ha sido reportada como una antigua falla invertida y se interpreta como neoformada producto de los esfuerzos compresivos/transpresivos que han afectado la zona desde el Cenozoico.

Figura 83. Sección estructural generalizada del área de estudio interpretada por López y Barrero (2005), donde se observa propagación de fallas de origen profundo que afectan el flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes asociadas a su levantamiento.



Fuente. Tomado de López y Barrero (2005).

Figura 84. Sección estructural ubicada hacia el norte del área de estudio (fuera de está) que muestra fallas de propagación, con origen en el basamento, responsables del levantamiento el flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes, como se observa en la sección.



Fuente. Tomado y modificado de Acosta (2002).

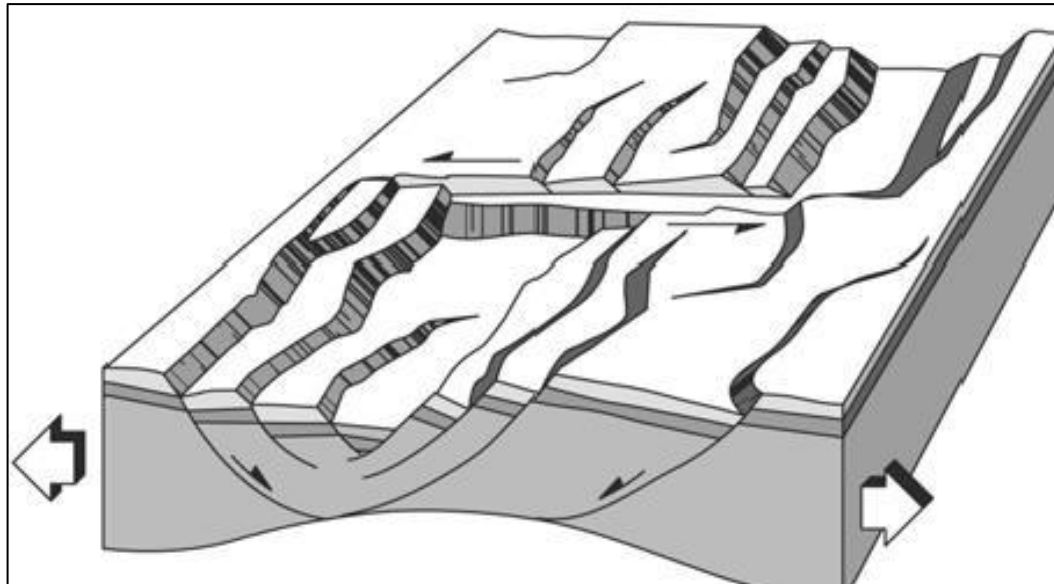
Las fallas secundarias longitudinales presentan un estilo mixto, con un origen profundo en las zonas de curvatura de la Falla San Vicente así como en sus ramificaciones (*splays*), pero con propagación hacia la superficie influenciada por

los pliegues menores, lo que les imprime características propias de los modelos de fallas secundarias propuestos por Mitra (2002). Estas fallas de estilo mixto se conectan a la Falla San Vicente ya que se interpreta que de este modo existe mayor facilidad mecánica para su formación y propagación. Existen otras fallas secundarias de estilo mixto no asociadas a la Falla San Vicente como la Falla La Putana. Esta es generada hacia la base de la Formación Lisama donde se origina a partir de un despegue de falla con vergencia oeste y se propaga en dirección este fuera del Sinclinal de Nuevo Mundo a lo largo de su flanco, la cual actúa como barrera de la propagación de un *splay* de la Falla San Vicente (Figura 62). Además, el Sinclinal de Nuevo Mundo cubre las diferentes manifestaciones en superficie de fallas a profundidad, hacia las zonas basales de la secuencia cenozoica (Figura 84).

Las fallas transversales corresponden probablemente a zonas de transferencia formadas durante el crecimiento de cuencas tipo *back-arc* en el Jurásico-Cretácico (aunque algunos autores se refieren a *rifting*, por ejemplo Cooper et al., 1995). Lo anterior es acorde a los modelos propuestos por McClay (1987) para zonas distensivas (Figura 85). Los datos obtenidos en la zona de estudio indican que estas fallas de rumbo con componente inverso fueron reactivadas durante los procesos que originaron la deformación de esta parte de la Cordillera Oriental durante el Cenozoico y por lo tanto su movimiento actual está relacionado al tensor de esfuerzos responsable de la etapa tres de deformación (último estadio de deformación del Anticlinal de los Cobardes), coexistiendo con las estructuras longitudinales que perturban la secuencia cretácica, las cuales se encuentran cortadas con un leve desplazamiento en dextral por estas fallas transversales (Anexo No. 1 Mapa Geológico). Por otra parte, estas fallas de transferencia que limitaron antiguas zonas transversales dividen el flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes en tres bloques ubicados al norte, centro y sur del área de estudio, los cuales presentan un movimiento levemente diferencial en la vertical, siendo el

bloque sur más levantado y afectado por la Falla San Vicente con relación a los otros dos (Figura 62 y 72).

Figura 85. Fallas de transferencia presentes en el crecimiento de cuencas distensivas.

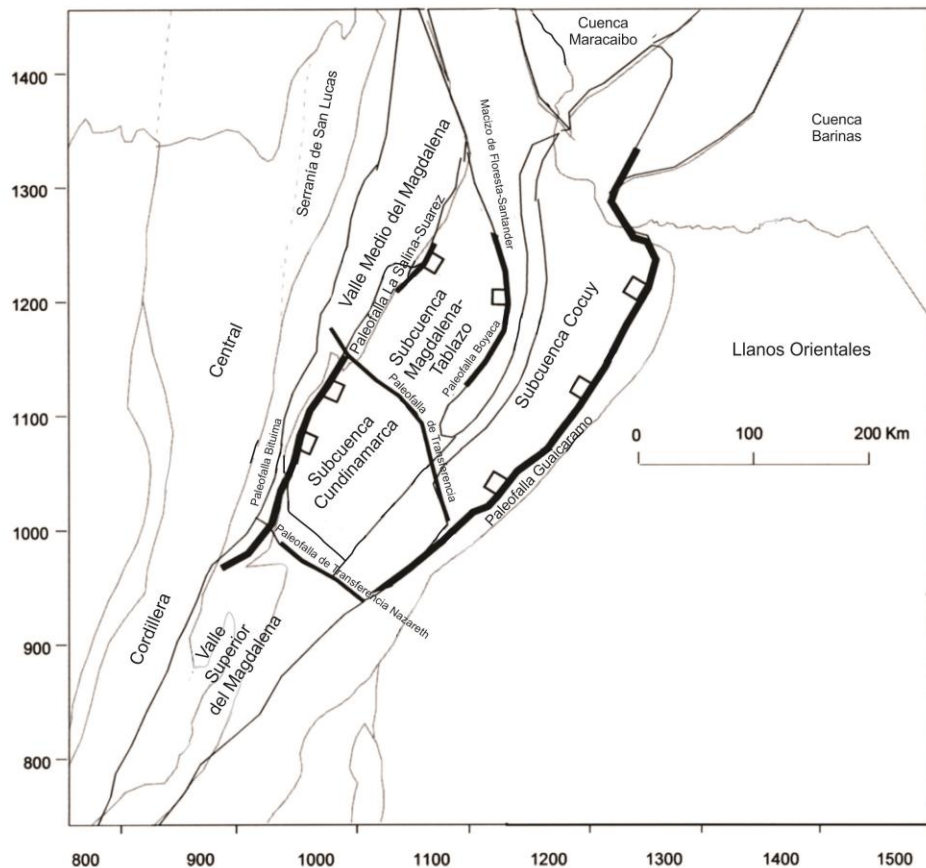


Fuente. Tomado de McClay (1987)

Las anteriores estructuras se asocian a las tres etapas de desarrollo propuestas para la evolución del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes y este del Sinclinal de Nuevo Mundo. Estas etapas están implícitamente registradas en la estratigrafía de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena especialmente durante el Cenozoico, cuenca ampliamente estudiada por diversos autores. Específicamente en el Sinclinal de Nuevo Mundo se han realizado importantes estudios (Moreno et al., 2009; Caballero et al., 2010; Moreno et al., 2011; y Nie et al., 2012), centrados en determinar la fuente sedimentos para las formaciones cenozoicas de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena y sus implicaciones en la historia de deformación y exhumación de los orógenos adyacentes (Cordillera Oriental y Cordillera Central). Con base en estos estudios, las etapas del desarrollo del Anticlinal de los Cobardes propuestas en el presente trabajo se asocian a los pulsos de deformación de la Cordillera Oriental.

La primera etapa determinada para la zona, se define como la evidencia de la época de distensión que afectó el área durante el Mesozoico, representada por antiguas fallas normales que presentan una dirección de máximo alargamiento de 127° en azimut. Estos resultados se ajustan a los modelos de extensión en *back-arc* propuestos por varios autores y que dieron origen a las cuencas tipo *grabens* del Jurásico-Cretácico que proporcionarían el espacio de acomodación para la depositación de la secuencia cretácica (Maze, 1984; Cooper et al., 1995; Meschede y Frisch, 1998; Taboada, 2000; Sarmiento-Rojas et al., 2006) (Figura 86).

Figura 86. Principales rasgos estructurales asociados a las cuencas tipo *back-arc* desarrolladas en el territorio colombiano durante el Cretácico.



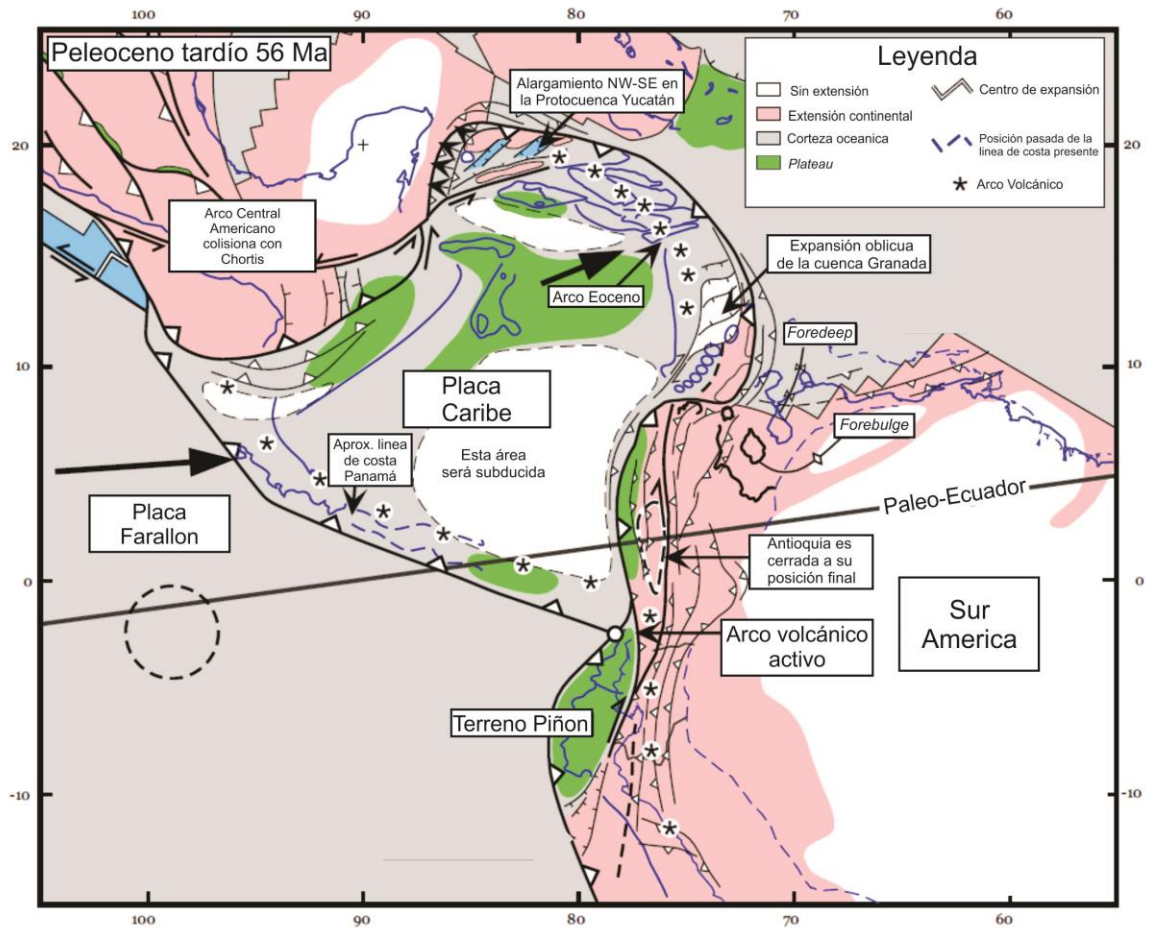
Fuente. Tomado y modificado de Sarmiento-Rojas et al. (2006).

Posteriormente como resultado de la acreción de la Cordillera Occidental en el Cretácico superior, se produce un cambio en los tensores de esfuerzos (de distensivos a compresivos/transpresivos) y en los ambientes de depositación al comienzo del Cenozoico, pasando de los sedimentos marinos típicos del Cretácico, a sedimentos no marinos, con composiciones más clásticas, en una cuenca *foreland* pre-Andina de gran dimensión (Cooper, et al., 1995).

Durante el Paleoceno ocurre la depositación de la Formación Lisama, la cual registra un cambio en la fuente de sedimentos del cratón en el Paleoceno inferior a la Cordillera Central en el Paleoceno superior, lo que indica que la Cordillera Oriental aún no iniciaba su levantamiento (Moreno et al., 2009, 2011; Nie et al., 2012). Trabajos de Parra et al. (2009) y Duddy (2009) (en Caballero et al., 2010) asignan una edad del inicio de la exhumación del Anticlinal de Los Cobardes (parte del borde occidental de la Cordillera Oriental) en el Paleoceno, mediante estudios de termocronología de baja temperatura. Lo anterior es acorde a un inicio de la deformación de la Cordillera Oriental mas no de su levantamiento, pues estudios de paleocorrientes no referencian a este anticlinal como fuente de sedimentos, quizás porque no existía una topografía suficiente para generar una red de drenaje hacia el occidente (Caballero et al., 2010). Este inicio de la deformación (no del levantamiento) del Anticlinal de Los Cobardes es atribuido a la etapa dos del desarrollo del anticlinal determinada en el presente trabajo, la cual presenta una dirección de máximo acortamiento de 30° en azimut. Este resultado puede atribuirse a la configuración tectónica del borde noroccidental de Suramérica durante el Paleoceno tardío propuesta por Pindell et al. (2001) (Figura 87), donde el tensor de esfuerzos hallado se asemeja a las direcciones de convergencia de las placas para este tiempo, con un movimiento de la Placa Caribe hacia el noreste y la convergencia oblicua de la Placa Farallón bajo la Placa Suramericana. Sin embargo, desde el Cretácico tardío como se mencionó anteriormente, ocurre el cambio en el régimen de esfuerzos provocado por la acreción de la Cordillera Occidental (Kerr et al., 1997), lo que podría aumentar el

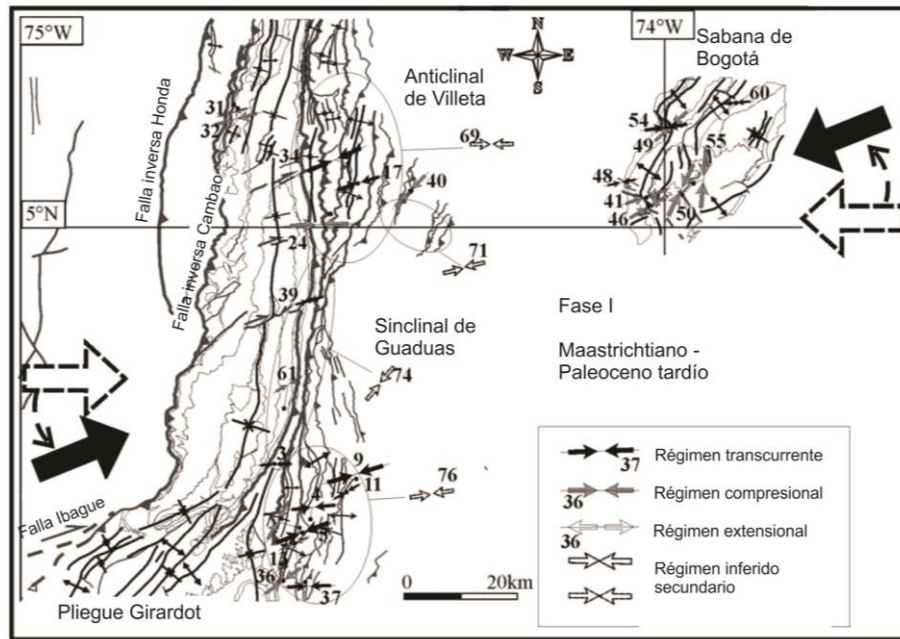
rango temporal de los resultados obtenidos para la etapa dos desde el Maastrichtiano. Además, las soluciones de los tensores de esfuerzos para esta etapa muestran una influencia de movimientos en rumbo probablemente atribuidos a la dinámica transcurrente que afectó el occidente del país desde el Cretácico superior. Por otra parte, Cortés et al., (2005) determinan una evolución de paleoesfuerzos asociados a la Cuenca del Valle Superior del Magdalena, en especial en el Sinclinal de Guaduas, hallando una dirección de esfuerzos E-W a WSW-ENE actuando desde el Maastrichtiano al Paleoceno tardío (Figura 88). Estos resultados se asemejan a las direcciones de esfuerzos determinadas en este trabajo de investigación para la etapa dos atribuida al Paleoceno y posiblemente actuando desde el Maastrichtiano.

Figura 87. Configuración tectónica del norte de los Andes y la región Caribe en el Paleoceno tardío. Se observan las direcciones relativas del movimiento de la Placa Caribe y la Placa Farallón interactuando con la Placa Suramericana.



Fuente. Tomado y modificado de Pindell et al. (2001).

Figura 88. Mapa geológico del Sinclinal de Guaduas/Sabana de Bogotá mostrando la distribución espacial de estructuras relacionadas a la primera fase tectónica en la Cordillera Oriental asociada a una dirección de compresión E-W a WSW-ENE en el periodo del Maastrichtiano-Paleoceno tardío. Se observa semejanza en la dirección de esfuerzo máximo horizontal asociado a la etapa dos.



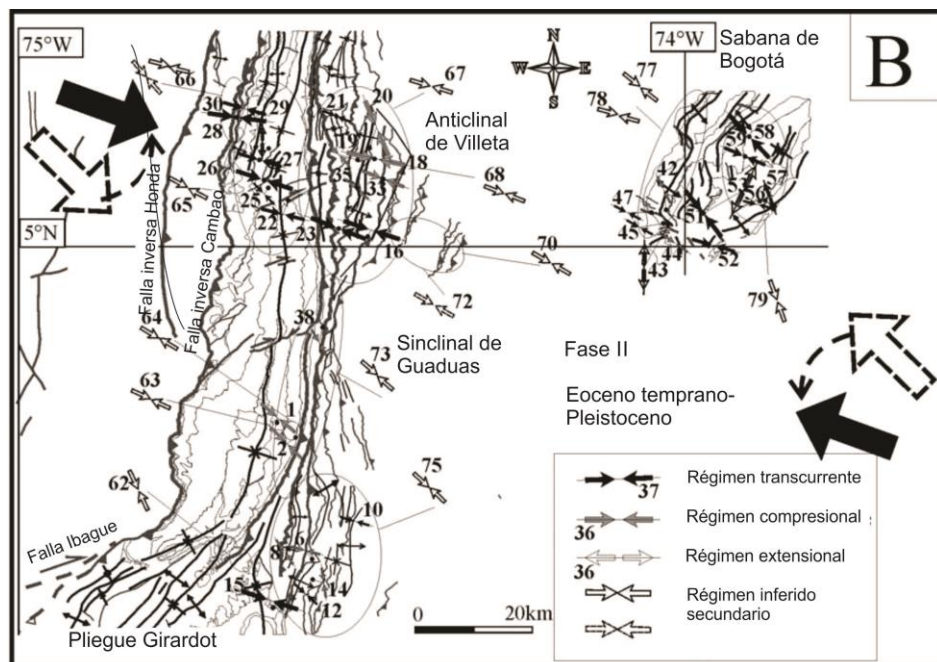
Fuente. Tomado y modificado de Cortés et al. (2005).

Para el Eoceno temprano a medio ocurre la denominada discordancia del Eoceno medio, causada por la etapa de máxima deformación de la Cordillera Central (Villamil, 1999). Durante el Eoceno medio al Oligoceno temprano ocurre la depositación de las formaciones La Paz y Esmeraldas, cuya fuente de sedimentos en general es atribuida a la Cordillera Central (Caballero et al., 2010). Estas formaciones presentan disminución de su espesor hacia el oeste del Sinclinal de Nuevo Mundo debido al crecimiento del Anticlinal Lisama, lo que indica el inicio de las etapas de deformación del borde oeste de la Cordillera Oriental (Caballero et al., 2010).

En el Oligoceno tardío y Mioceno temprano se depositan las formaciones Mugrosa y Colorado, registrando fuente de sedimentos de la Cordillera Oriental por el levantamiento y erosión del Anticlinal de Los Cobardes y en general el levantamiento de esta parte de la cordillera (Caballero et al., 2010). Este levantamiento se atribuye al tensor de esfuerzos determinado para la etapa tres de deformación del Anticlinal de Los Cobardes, el cual se asocia a una dirección de máximo acortamiento de 118° en azimut.

Al igual que el tensor asignado a la etapa dos, este tensor se asemeja al determinado por Cortes et al. (2005) en el Sinclinal de Guaduas, el cual varía de NW-SE a WNE-ESE desde el Eoceno hasta el Plioceno (Figura 89).

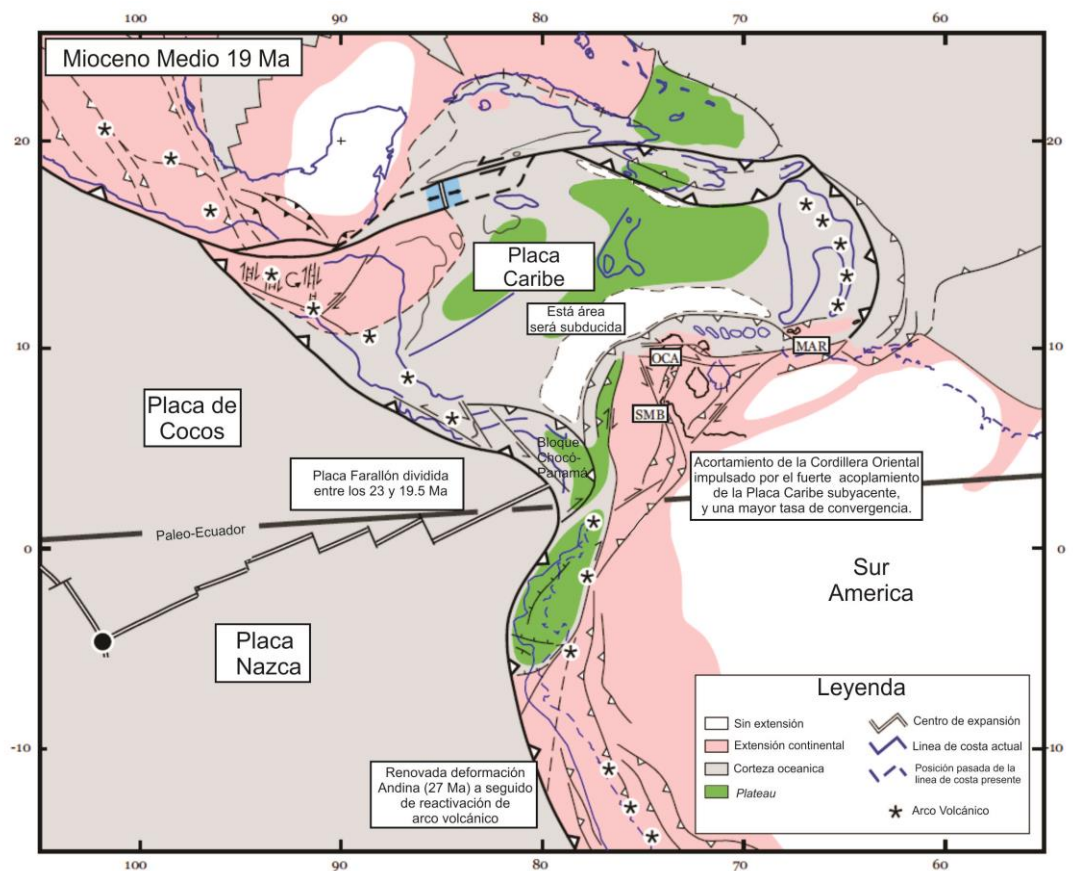
Figura 89. Mapa geológico del Sinclinal de Guaduas/Sabana de Bogotá mostrando la distribución espacial de estructuras relacionadas a la segunda fase tectónica en la Cordillera Oriental asociada a una dirección de compresión NW-SE a WNW-ESE en el periodo del Eoceno temprano-Pleistoceno. Se observa correspondencia en la dirección de esfuerzo máximo horizontal asociado a la etapa tres.



Fuente. Tomado y modificado de Cortés et al. (2005).

Por otra parte el tensor encontrado para esta etapa puede estar relacionado con la interacción de bloques oceánicos acrecionados al margen occidental de Suramérica desde el Eoceno hasta el Mioceno, en especial a la acreción del Bloque Chocó-Panamá (Duque-Caro, 1990 en Cortés et al., 2005) (Figura 88), lo que es también observado por Taboada et al., (2000), quienes atribuyen una dirección de esfuerzos NW-SE a una etapa andina temprana asociada al efecto de la acreción del Bloque Chocó sobre la exhumación de la Cordillera Oriental.

Figura 90. Configuración tectónica del norte de los Andes y la región Caribe en el Mioceno medio. Se observan las direcciones de convergencia de las Placas Caribe, Cocos y Nazca interactuando con la Placa Suramericana, además la acreción de bloques de afinidad oceánica, como el bloque Chocó-Panamá.



Fuente. Tomado y modificado de Pindell et al. (2001).

En general, se observan dos regímenes tectónicos que afectaron el área de estudio, el primero de ellos de carácter distensivo, asociado a la etapa uno con unidades no plegadas o levemente plegadas y el segundo de naturaleza compresiva/transpresiva (Tabla 11) atribuido a las etapas dos y tres de deformación, las cuales a su vez se distinguen por su dirección de máximo acortamiento que muestran una variación en sentido horario de la más antigua a la más reciente.

Tabla 13. Relación de los tensores de esfuerzos determinados para las etapas dos y tres con aspectos tectonoestratigráficos de la zona de estudio.

TIEMPO (Gómez et al., 2005)	FORMACIONES	FUENTE DE SEDIMENTOS	IMPLICACIONES	ETAPAS	TECTÓNICA
Mioceno temprano Oligoceno tardío	Colorado Mugrosa	Cordillera Oriental principalmente (Caballero et al., 2010)	Exhumación y erosión de la Cordillera Oriental (Anticlinal de Los Cobardes) (Caballero et al., 2010)	3 Dirección de Máximo acortamiento 118° N	Acreción diacrónica de bloques oceánicos (Duque-Caro, 1990)
Oligoceno temprano Eoceno medio	Esmeraldas La Paz	Cordillera Central (Caballero et al., 2010)	Estratos de crecimiento de estas formaciones indican inicio de la deformación del borde oeste de la Cordillera Oriental (Caballero et al, 2010)		
Eoceno Medio			Erosión generalizada		Deformación en la Cordillera Central (Villamil et al., 1995)
Paleoceno Superior	Lisama	Cordillera Central (Moreno et al., 2011; Nie et al., 2012)	Inicio de la exhumación de la Cordillera Central. El Anticlinal de Los Cobardes empieza su deformación (Parra et al., 2009; Duddy, 2009) sin representar fuente de sedimentos	2 Dirección de Máximo acortamiento 30°N	Movimiento de la Placa Caribe hacia el NE. Convergencia oblicua de la Placa Farallón (Pindell et al., 2001)
Paleoceno Inferior		Cratón Amazónico (Moreno et al., 2009)	No hay exhumación de la Cordillera Central en esta zona		
Maastrichtiano				?	Acreción de la Cordillera Occidental (Keer et al., 1997)

Fuente. Autores

9. CONCLUSIONES

Se determinaron tres tensores de esfuerzos relacionados a tres etapas de desarrollo del Anticlinal de Los Cobardes. La primera se relaciona con un esfuerzo mínimo horizontal en dirección 126° de la época distensiva que afectó la zona durante el Mesozoico. La segunda etapa presenta un esfuerzo máximo horizontal en dirección 30° con componente en rumbo, relacionada al inicio de la deformación del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes, posiblemente desde el Maastrichtiano con mayor influencia durante el Paleoceno. Finalmente, la etapa tres muestra un esfuerzo máximo horizontal en dirección 118° en un régimen transpresivo, relacionado a la última etapa deformativa del anticlinal teniendo efecto desde el Oligoceno tardío hasta el presente, con una posible influencia desde el Eoceno y mayor predominio en el Mioceno.

Se encontraron tensores de esfuerzos locales presentes en el área de estudio, los cuales influyeron principalmente sobre la determinación del tensor regional asociado a la etapa dos, en donde se presenta en promedio direcciones de máximo acortamiento N-S vinculadas genéticamente a zonas de transferencia con *trend* transversal al rumbo general de las estructuras principales. Lo anterior se evidenció en la variación de 20° en la dirección de máximo acortamiento entre el tensor hallado con datos en zonas de transferencia (10°N) y el hallado sin estos (30°N). Para la etapa uno y tres los tensores locales asociados a estas zonas de transferencia corresponden a los tensores regionales. Esto es corroborado para la etapa uno por una variación de solo 6° en la dirección de máximo alargamiento entre el tensor determinado con datos en zonas de transferencia (133°) y el hallado sin estos datos (126°) y para la etapa tres por una variación de 8° en la dirección de máximo acortamiento entre el tensor hallado con datos en zonas de transferencia (126°) y el determinado sin estos (118°).

El flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes posee un régimen tectónico actual transpresivo representado en un estilo estructural combinado entre escamación de

piel gruesa y piel delgada. Este estilo estructural es principalmente reflejo de la actividad de la Falla San Vicente, la cual es una falla profunda que afecta basamento y cuya propagación en litologías cretácicas produce una serie de ramificaciones de fallas inversas con geometrías de llanas y rampas. Estas fallas menores de este a oeste reciben el nombre de: Falla El Naranjo, La Sorda y Portugal. Además se presenta una falla de rumbo llamada Falla La Parroquia que también se desprende de la Falla San Vicente. La anterior dinámica permite la generación de pliegues menores a lo largo del flanco del anticlinal, ocasionando que las fallas inversas se propaguen cerca de la superficie con mecanismos de fallas secundarias.

Este flanco es segmentado en bloques debido a fallas transversales, las cuales actúan como rampas laterales de las fallas de piel delgada y gruesa que afectan el flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes ocasionando diferencias en la deformación transmitida desde profundidad por la Falla San Vicente a lo largo de toda la zona de estudio. Las fallas transversales tienen cinemáticas que varían de rumbo dextral a inversas según la orientación del plano de falla respecto al tensor actual propuesto y se definieron de sur a norte como fallas El Boquerón, Puente El Ramo, Tablazo y Pujamanes. También se presentan fallas generadas por el aumento de la deformación en la charnela de pliegues mayores, llamadas Falla La Putana y Falla El Ramo, asociadas al Sinclinal de Nuevo Mundo y al Anticlinal de Los Cobardes respectivamente. Finalmente se realizó la actualización de la información geológica existente integrando las nuevas estructuras definidas con el Mapa Geológico del Cuadrángulo H-12.

Por último, se estableció una metodología aplicada a zonas de baja complejidad estructural (a nivel regional) para el análisis y tratamiento de datos poblacionales de fallas (estrías). En esta se plantea un análisis previo de los datos de estrías para determinar si presentan o no las óptimas condiciones para su generación, soportado con bases teóricas y presunciones según el conocimiento geológico del área. Se utilizó la técnica de rotación de planos de falla respecto a la actitud de

las capas en datos que no cumplieran con las presunciones asumidas, pues la técnica permite devolver en el tiempo la actitud y movimiento de planos estriados afectados por superposición de eventos. A partir de esta metodología se logró determinar esfuerzos y paleoesfuerzos asociados a planos de fallas rotados y no rotados, los cuales vinculan en su grado de rotación la evolución del desarrollo del Anticlinal de Los Cobardes.

10. RECOMENDACIONES

Se sugiere continuar la recopilación de indicadores cinemáticos en esta parte de la Cordillera Oriental y extender la metodología usada en el presente trabajo de investigación hacia otras zonas del Anticlinal de Los Cobardes, con el fin de ampliar, confirmar, ajustar y/o extender los resultados a otras áreas de esta estructura clave en el entendimiento de los procesos que dieron lugar al levantamiento de las estribaciones occidentales de la Cordillera Oriental.

Se recomienda aplicar el estudio de datos poblacionales de fallas en la determinación de esfuerzos, pues es el único método que muestra evidencias directas de los tensores que actúan y actuaron en las rocas y ha sido relativamente poco utilizado en la determinación de esfuerzos (y paleoesfuerzos) que han actuado en Colombia durante el tiempo geológico.

BIBLIOGRAFÍA

ACOSTA, Jorge. Estructura Tectónica y Modelos en 3D del Piedemonte Occidental de la Cordillera Oriental y del Valle Medio del Magdalena. En: Publicaciones Especiales de INGEOMINAS. 2002. Vol. 25.

ANDERSON, E. The Dynamics of Faulting and Dike Formation. Edinburgh. Oliver & Boyd. 1951.

ANGELIER, Jaques. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. En: Tectonophysics. 1979. no. 56.. p 17-26.

ARLEGUI, L. SIMÓN, J. El Sistema de Diaclasas N-S en el Sector Central de la Cuenca del Ebro. Relación con el Campo de Esfuerzos Neógeno. En: Sociedad Geológica de España. 1993. no. 6. p 115-122.

BABÍN, R. GÓMEZ, D. Problemas de Geología Estructural. Madrid. Reduca. 2010.

BURG, J.-P. Structural Geology and Tectonics. Zürich: ETH Zürich and Universität Zürich. 2011.

CABALLERO, V. PARRA, M. MORA, A. Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano: proveniencia sedimentaria en el Sinclinal de Nuevo Mundo, cuenca del Valle Medio del Magdalena. En: Boletín de Geología, 2010. no 32(1). p 45-77.

CEDIEL, F. SHAW, R. CÁCERES, C. Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. En: AAPG Memoir. no 79. 2003. p 815– 848.

COLLETA, B, HEBRARD, F. LETOUZEY, J. WERNER, P. RUDKIEWICZ, J. Tectonic Style and Crustal Structure of the Eastern Cordillera (Colombia) From a Balanced Cross-Section. En: Petroleum and Tectonic in Mobile Belts. 1990. p 81-100.

COOPER, M. A. ADDISON, F. T. ALVAREZ, R. CORAL, M. GRAHAM, R. H. HAYWARD, A. B. TABORDA, A. Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. En: AAPG Bulletin. 1995. no 10. P 1421-1443.

CORTÉS, M. ANGELIER, J. COLLETTA, B. Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. En: TECTONICS. 2005. no 24. p 1-27.

DENGO, C. MICHAEL, C. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for Trap Styles and Regional Tectonics. En: AAPG Bulletin. 1993. no. 77. p 1315-1337.

DAVIS, G. REYNOLDS, S. Structural Geology of Rocks and Regions. United States of America. John Wiley & Sons, Inc. 1996.

FABRE, A. Geología Regional de la Sierra Nevada del Cocuy Plancha 137, "EL COCUY". Bogotá. INGEOMINAS. 1981.

FOURNIER, M. HUCHON, P. KHANBARI, K. LEROY, S. Segmentation and along-strike asymmetry of the passive margin in Socotra, eastern Gulf of Aden: Are they controlled by detachment faults? En: Geochemistry Geophysics Geosystems. 2007. no 8. p 1-41.

GÓMEZ, E. JORDAN, T. ALLMENDINGER, R. HEGARTY, K. Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. En: GSA Bulletin. 2005. no 117(5-6). p 547–569.

GOOGLE, Google Earth 7.1.1.1888, (Programa de computador en disco), 2013, citado Octubre 3 de 2013.

HORTON, B. SAYLOR, J. NIE, J. MORA, A. PARRA, M. REYES-HARKER, A. STOCKLI, D. Linking sedimentation in the northern Andes to basement

configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. En: GSA Bulletin. 2010. no 122. p 1423-1442.

HUANG, Q. ANGELIER, J. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-II. Using conjugate fault sets within heterogeneous families for computing Paleostress axes. En: Geophysical Journal. 1989. no 96. p 139-146.

KERR, A. C., MARRINER, G. F., TARNEY, J., NIVIA, A., SAUNDERS, A. D., THIRLWALL, M. F., & SINTON, C. W. Cretaceous Basaltic Terranes in Western Colombia: Elemental, Chronological and Sr-Nd Isotopic Constraints on Petrogenesis. En: Journal of Petrology. 1997. no 38. p 677-702.

LÓPEZ, E. BARRERO, J. Upper Crust Models Of Colombia- Chapter 3 - Continental Deformed Crust (Section cs 3-12). INGEOMINAS. (2005).

MARRETT, R. PEACOCK, D. Strain and stress. En: Journal of Structural Geology, 1999. no 21. p 1057-1063.

MARTINEZ, J. Geología Estructural y Dinámica Global. España. Universidad de Salamanca. 2002.

MAZE, W. Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perijá. Venezuela - Colombia, and adjacent basins: geology and tectonic environments of redbeds and volcanic rocks. En: Geological Society of America. 1984. no 162. p 263-282.

MCCLAY, K. ELLIS, P. Geometries of extensional fault systems. En: Geology. 1987. no 15, p 341-344.

MESCHEDE, M. FRISCH, W. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. En: Tectonophysics. 1998. no 296. p 269-291.

MOJICA, J., & FRANCO, R. Estructura y Evolución Tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia. En: Geología Colombiana. 1990. no 17. p 41-64.

MORA, A. PARRA, M. MANFRED, R. KAMMER, A. RODRIGUEZ, F. Cenozoic Contractual Reactivation of Mesozoic Extensional Structures in the Eastern Cordillera of Colombia. En: Tectonics. 2006. no 25. p 1-19.

MORENO, C. HORTON, B. CABALLERO, V. MORA, A. PARRA, M. SIERRA, J. Depositional and provenance record of the Paleogene transition foreland to hinterland basin evolution during Andean orogenesis, Northern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. En: Journal of South American Earth Sciences. 2011. no 32. p 246-263.

MORENO, C. HORTON, B. CABALLERO, V. MORA, A. PARRA, M. SIERRA, J. Depositional and provenance record of the Paleogene transition from foreland to hinterland basin evolution during Andean orogenesis, northern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. En: Journal of South American Earth Sciences. 2011. no 32. p 246-263.

Nie, J. Horton, B. Saylor, J. Mora, A. Mange, M. Garziona, C. Parra, M. Integrated provenance analysis of a convergent retroarc foreland system: U–Pb ages, heavy minerals, Nd isotopes, and sandstone compositions of the Middle Magdalena Valley basin, northern Andes, Colombia. En: Earth-Science Reviews, 2012. no 110. p 111-126.

NIÑO, A. VARGAS, G. Geología y Geotecnia de la Escarpa Noroccidental de la Meseta de Bucaramanga. Bucaramanga: Tesis de Grado. Universidad Industrial de Santander. 1992.

PÁEZ, V. Análisis Estructural en la Región de Paso de la Yesca, Límite entre los Estados de Jalisco y Nayarit. México D.F: Tesis de Grado. UNAM. (2010).

PINDELL, J. KENNAN, L. Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. 2001. in press, 1-51.

PINDELL, J. CANDE, S. PITTMAN, W. ROWLEY, D. DEWEY, J. LABREQUE, J. HAXBY, W. A Plate-kinematic Framework for Models of the Caribbean Evolution. En: Tectonophysics. 1988. no 155. p 121 – 138.

ROEDER, D. CHAMBERLAIN, R. Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic–Neogene Crustal Evolution. En: AAPG Memoir. 1995. no 62. p 633–645.

ROSELLO, E. Sistemas Tectónicos Transcurrentes: una Síntesis de sus Condiciones Mecánicas y Aplicaciones Geoeconómicas. En: Asociación Geológica Argentina. 2001. no 5. p 10-43.

ROSENAU, M. Tectonics of The Southern Andean Intra-Arc Zone (38°-42°S). Berlin: Freie Universität Berlin. 2004.

ROYERO, J., & CLAVIJO, J. Mapa Geológico Generalizado Departamento de Santander. Bogotá. INGEOMINAS. 2001

SARMIENTO, L. MIDDLE MAGDALENA BASIN. Medellín, Colombia. Universidad EAFIT. 2011.

SARMIENTO-ROJAS, L. VAN WESS, J. CLOETINGH, S. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. En: Journal of South American Earth Sciences. 2006. no 21. p 383–411.

SHANKAR, M. Fold-accommodation faults. En: AAPG Bulletin. 2002. no 86. p 671–693.

SPANG, J. Numerical Method for Dynamic Analysis of Calcite Twin Lamellae. En: GSA Bulletin. 1972. no 83. p 467-471.

SPERNER, B. Fault-striae analysis: a Turbo pascal program for graphical presentation and reduced stress tensor calculation. En: Computers & Geosciences, 1996. no 19. p 1361-1388.

TORO, G. Chronology of the volcanic activity and regional thermal events: A contribution from the tephrochronology in the north of the Central Cordillera Colombia. 4 th International Symposium on Andean Geodynamics. p 761-763). Gottingen. 1999.

TURNER, F. Nature and Dynamic Interpretation of Deformation Lamellae in Calcite of Three Marbles. En: American Journal of Science. 1953. no 251. p 276-298.

VILLAMIL, T. Campanian–Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. En: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. 1999. no 153.

WARD, W. GOLDSMITH, R. CRUZ, J. RESTREPO, H. Geología del Cuadrángulo H-12, Bucaramanga y H13, Pamplona, Departamento de Santander y Norte de Santander. En: Boletín Geológico. 1972. no 21 (1-3).