

**ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL EN EL CORREDOR ALEDAÑO AL RÍO SERVITÁ
ENTRE ENCISO Y EL RÍO CHICAMOCHA, SANTANDER**

**EVELIN KARINA BARRAGÁN COY
ANNY JULIETH FORERO ORTEGA**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2014

**ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL EN EL CORREDOR ALEDAÑO AL RÍO SERVITÁ
ENTRE ENCISO Y EL RÍO CHICAMOCHA, SANTANDER**

**EVELIN KARINA BARRAGÁN COY
ANNY JULIETH FORERO ORTEGA**

**Trabajo de Grado para optar al título de
Geóloga**

**Director:
FRANCISCO ALBERTO VELANDIA PATIÑO
Geólogo MSc.**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARMANGA
2014**

DEDICATORIA

Karina

*Dedico este logro primeramente a Dios, mi guía
A mis padres Martha Lucía Coy Mendoza y Orlando Barragán Franco,
y a mi hermana María Fernanda Barragán Coy, por su dedicación,
amor y apoyo incondicional.*

Anny

*A Dios, el motor de mi vida
A Jorge Forero, Beatriz Ortega, Brenda Forero, Betsy Forero Y
Kuzco Caney, ustedes mi inigualable tesoro
Y a ese pedazo de felicidad, mi sueño a lograr*

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por brindarnos la oportunidad de alcanzar este nuevo logro.

Al profesor, amigo y ahora colega Francisco Alberto Velandia Patiño, por su paciencia, tiempo y conocimiento aportado a nuestro proyecto.

A nuestras familias, Mario y Andrés por su amor, comprensión y apoyo incondicional durante el desarrollo de nuestra tesis.

A la Universidad Industrial de Santander, por darnos la oportunidad de crecer de manera integral, tanto académica como culturalmente.

A nuestros amigos Lina, María, Estefanía, Angela, Hugo, Oscar y William, por su amistad, por sus correcciones, ánimo y tiempo invertido.

A los habitantes de San José de Miranda, Málaga y Capitanejo por acogernos amablemente.

TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	24
1.1. Planteamiento Del Problema	25
1.2. Objetivos	25
1.2.1. Objetivo General	25
1.2.2. Objetivos Específicos	25
1.3. Justificación	26
1.4. Localización Geográfica de la Zona de Estudio	26
2. MARCO GEOLÓGICO	29
2.1. Marco tectónico	29
2.1.1. Andes Colombianos	31
2.1.2. Geología local del área de estudio	33
2.2. Estratigrafía	39
2.2.1. Basamento	40
2.2.2. Unidades Sedimentarias	40
3. MARCO TEÓRICO	58
3.1. Conceptos básicos	58
3.1.1. Esfuerzo	58
3.1.2. Tensor	58
3.1.3. Deformación	59
3.2. Indicadores Cinemáticos Utilizados	60
3.2.1. Estrías	60
3.2.2. Escalones	61
3.2.3. Fracturas <i>Riedel</i> y <i>Antiriedel</i>	62
3.3. Sistemas de Corrimientos o de Cabalgamientos	64
3.3.1. Estilos estructurales de cabalgamientos	64
3.3.2. Clasificación de los Sistemas de Cabalgamiento	65
3.3.3. Otras estructuras relacionadas a los sistemas de cabalgamientos	65
3.4. Análisis cinemático	66
3.4.1. Análisis de estrías de falla	67
3.4.2. Tensor a partir de datos de diaclasas	74
4. MÉTODO DE TRABAJO	75
4.1. Identificación del problema	75
4.2. Revisión bibliográfica	76

4.3. Fase de campo	76
4.3.1. Toma de datos estructurales en campo	77
4.4. Control y reinterpretación del mapa geológico.....	81
4.5. Elaboración de cortes geológicos.....	81
4.6. Procesamiento de estrías y diaclasas en los <i>software</i> utilizados.....	82
4.6.1. Tratamiento de estrías:	82
4.6.2. Tratamiento de diaclasas:.....	87
4.7. Análisis e interpretación de resultados	89
4.8. Discusión y conclusiones	91
5. ANÁLISIS E INTERPRETACION ESTRUCTURAL	93
5.1. Control de cartografía geológica	93
5.2. Mapa estructural y cortes Geológicos.....	96
5.3. Fallas secundarias por acomodación de pliegues	100
5.3.1. Falla inversas fuera del sinclinal o dentro del anticlinal	101
5.3.2. Cabalgamientos en el flanco frontal del pliegue y flanco posterior	102
5.3.3. Retrocabalgamientos	104
5.4. Estructuras en la charnela del Sinclinal del Servitá.....	105
5.4.1. Fallas	105
5.4.2. Pliegues.....	107
5.5. Rampas.....	108
5.6. Estilo estructural.....	110
5.7. Análisis cinemático de las estructuras	112
5.7.1. Estrías de falla	113
5.7.2. Diaclasas.....	118
5.8. Análisis cinemático de las estructuras y tensor local.....	126
5.8.1. Análisis cinemático de las estructuras por bloques.....	126
5.8.2. Análisis cinemático de las estructuras por formaciones	129
5.8.3. Tensor local.....	131
6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	138
7. CONCLUSIONES.....	143
BIBLIOGRAFÍA.....	145
ANEXOS	151

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Estaciones de campo con sus respectivos números de estrías, formación, diagramas y dirección del esfuerzo máximo horizontal.	114
Tabla 2. Diagramas rosas y diagramas NDA de los datos de diaclasas divididas de acuerdo a las estaciones realizadas en campo.....	119
Tabla 3. Bloques de la zona de estudio con sus respectivos números de estrías, diagramas y dirección del esfuerzo máximo horizontal.	127
Tabla 4. Unidades geológicas con el número de estrías de falla, formaciones litológicas que abarca y sus respectivos diagramas NDA, Angelier, ejes P-T, Círculo de Mohr y tensor con el máximo horizontal	130
Tabla 5. Se relacionan los datos de cada estación con su localización en flancos invertidos y su inclinación de estratificación.	134
Tabla 6. Tipo de fallas con el número de estrías de falla, y sus respectivos diagramas NDA, Angelier, ejes P-T, Círculo de Mohr y tensor con el máximo horizontal.....	136

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Localización geográfica de la zona de estudio27
- Figura 2.** Localización geográfica de la zona de estudio, correspondiente al este de la Plancha 136 de Málaga.....28
- Figura 3.** Marco tectónico del noroeste de Suramérica, en el que Colombia es afectada por la tectónica de las Placas Caribe (Car), Nazca (Nzc) y Suramericana. NAB = Bloque del Norte de los Andes; Car = Placa Caribe; Nzc = Placa Nazca; Coc = Placa Cocos; Nam = Placa Norte Americana; Afr = Placa Africana; GS = Escudo de Guyana; Ec=Ecuador, Col=Colombia, Ve = Venezuela.29
- Figura 4.** Esquema geológico, que muestra el movimiento de las placas cercanas al territorio colombiano en el Cuaternario.30
- Figura 5.** Evolución de los Andes Colombianos. (a) Acreción del arco de islas del Baudó (Cordillera Occidental) al SW colombiano e inicio del levantamiento de la Cordillera Central (b) Levantamiento de la Cordillera Central (c) Inicio del levantamiento de la Cordillera Oriental (d) Máximo levantamiento de la Cordillera Oriental.31
- Figura 6.** Clasificación de Cuencas sedimentarias en Colombia. La estrella roja indica la localización del área de estudio.33
- Figura 7.** Esquema estructural del Departamento de Santander34
- Figura 8.** Panorámica del oeste del área de estudio, tomada por la vía Peña Colorada – Enciso. Kirn: Formación Río Negro; Kitm: Formación Tibú y Mercedes; Kscm: Formación Colón – Mito Juan; Ksl: Formación La Luna; Ksc: Formación Capacho; Tpb: Formación Barco; Tplc: Formación Los Cuervos; Tem: Formación Mirador; Tec: Formación Carbonera; Qc: Cuaternario.....39
- Figura 9.** Formación Aguardiente. Fotografía tomada en la estación KA-027, en la cual se observan capas de cuarzoarenita de grano fino a medio y color claro con un espesor entre 2 a 3 m intercaladas con capas de shale entre los 0.7 a 1 m de espesor.44
- Figura 10.** Formación Capacho. Fotografía tomada en la estación KA-036, en la cual se observan capas de cuarzoarenita de grano fino a medio micáceas con

un espesor entre 10 a 70 cm intercaladas con capas de shale entre los 5 a 10 m de espesor y algunas capas de caliza con bioturbación entre los 2 y 3 m de espesor.....	45
Figura 11. Formación Capacho. Fotografía tomada en la estación KA-039, en la cual se puede observar un afloramiento de calizas con a. estructuras “ <i>cone in cone</i> ” y b. - c. concreciones.	45
Figura 12. Formación La Luna. Fotografía tomada en la estación KA-023, en la cual se observan en campo se presenta una intercalación entre caliza fosilífera (entre los 0.5 y 3 m de espesor) y shale, los cuales en algunos sectores esta recubiertos por patinas de calcita.	47
Figura 13. Formación La Luna. Fotografía tomada en la estación KA-024, en la cual se observan niveles delgados de chert entre los 20 a 30 cm de espesor.	47
Figura 14. Formación Colón – Mito Juan. Fotografía tomada en la estación KA – 009, en la cual se observan algunos bancos de chert negro grisáceos, infrayacidos por capas de arenisca de grano fino oscuras, en espesores entre 20 y 80 cm, intercalados con arcillas entre los bancos arenáceos.....	49
Figura 15. Formación Barco. Fotografía tomada en la estación KA-018, en la cual se observan bloques de areniscas de hasta 2m de espesor, intercaladas con lutitas y arcillolitas de tonalidades grisáceas claras y oscuras, parcialmente limosas y carbonosas.	51
Figura 16. Formación Los Cuervos. Fotografía tomada en la estación KA-037, en la cual se observa capas de lodolitas grises a gris oscuras, carbonosas e intercalaciones de areniscas amarillentas cuarzosas.	52
Figura 17. Formación Los Cuervos. Fotografía tomada en la estación KA-037, en la cual se aprecia casi vertical la Formación Los Cuervos, esto a causa de la tectónica que afecta a la zona.....	53
Figura 18. Formación Mirador. Fotografía tomada en la estación KA-015, en la cual se observan areniscas cuarzosas, de grano fino a grueso, color claro, limpias, masivas, intercaladas con capas conglomeráticas, cuyos guijos son de cuarzo lechoso redondeado, variando entre 1 y 4 cm de diámetro.....	54
Figura 19. Columna generaliza de las unidades litoestratigráficas del área de estudio. Las rocas cristalinas (ígneas y metamórficas) no representan ningún espesor, y se muestran para establecer la relación temporal entre las diferentes unidades.	57

- Figura 20.** Elipse de deformación. El esfuerzo principal mayor (σ_1) paralelo al eje “X”, el esfuerzo principal intermedio (σ_2) paralelo al eje “Y” y el esfuerzo principal menor (σ_3) paralelo al eje “Z”59
- Figura 21.** Estrías y escalones. La flecha roja indica el movimiento del bloque colgante del plano de falla, es posible observar tanto estrías como escalones que muestran la misma cinemática. En el caso a. se tiene un plano de falla que muestra una cinemática sinistral normal y en el caso b. se tiene una fotografía de un plano de falla con estrías tomada en la estación KA - 015 , que indica una cinemática dextral normal, la cual es ratificada por los escalones congruentes que allí se presentan.61
- Figura 22.** Escalones de falla. a. Escalones congruentes. Muestran la misma cinemática de la falla determinada mediante *riedels*; al pasar la palma de la mano sobre el plano de falla, esta debe deslizarse sin sentir fricción, puesto que el movimiento de la mano indica la dirección en la que se desplazó el bloque opuesto. En este caso la cinemática de la falla es dextral normal (fotografía tomada en la estación KA-015) b. Escalones incongruentes. Este tipo de escalones se identifican porque marcan una cinemática opuesta a la que se determinó mediante los *riedels*, es decir, al deslizar la palma de la mano sobre la superficie del plano de falla en el sentido en el que desplazó el bloque opuesto, se siente fricción, dicho de otra manera, los escalones incongruente marcan una dirección contraria al movimiento real del bloque que ya no se aprecia en el afloramiento. En este caso la falla es dextral normal (determinado mediante *riedels*) y los escalones indican una falla con cinemática sinistral inversa (fotografía tomada en la estación KA-017).62
- Figura 23.** Fracturas secundarias *Riedel* (R) y *Antiriedel* (R´). Se observan fracturas R, cuyo ángulo respecto a la falla en $15 - 20^\circ$, tienen la misma cinemática de la falla principal; mientras que las fracturas R´ tiene un ángulo entre $60 - 85^\circ$ y poseen una cinemática contraria a la de la falla principal.63
- Figura 24.** Fracturas sintéticas o *Riedel*. En la fotografía tomada en la estación KA-017, se aprecian *Riedels*, formando ángulos de bajo grado con el plano de falla, mediante los cuales fue posible determinar que la cinemática de la falla es sinistral inversa.63
- Figura 25.** Esquema geológico de una estructura tipo *pop – up*, la cual se genera a partir del esfuerzo compresivo (σ_1) horizontal.66
- Figura 26.** Diagrama de Angelier en el que se observa la representación grafica de un plano de falla de la estación KA-016 con su respectiva estría. En el plano de falla (medio círculo interno) se ubica un dato de estría de falla (punto blanco) con su respectiva cinemática (flechas negras).67

Figura 27. Representación de análisis cinemático de falla de la estación KA-016 a partir del método de los diedros rectos (NDA).	69
Figura 28. Representación de mecanismos focales y la relación entre la ubicación de los esfuerzos y el tipo de falla. Esfuerzo σ_1 paralelo a P, esfuerzo σ_2 a T y esfuerzo σ_3 a B. El color gris representa la compresión y el blanco la extensión.	70
Figura 29. Ejes P-T de la estación KA-016. En este gráfico se observa el eje de presión (círculos rojos), el eje de tensión (triángulos azules) y el eje de esfuerzo intermedio (cuadrados).	71
Figura 30. Representación gráfica del diagrama de Mohr. Ubicación de los esfuerzos σ_1 , σ_2 y σ_3 sobre el eje de las abscisas según su magnitud.	71
Figura 31. Línea de cohesión cero, que divide el dominio de fracturas reactivadas y heredadas en el diagrama de Mohr.	73
Figura 32. Diagrama Rosas, en el cual se aprecia la dirección predominante de los planos de falla en dirección NE-SW.	73
Figura 33. Diagrama <i>R. Dieder</i> de la estación KA-016 en el <i>software</i> Win Tensor 4.0.4. Las flechas azules representan la orientación del tensor de compresión y las flechas rojas del tensor de extensión.	74
Figura 34. Esquema general del método de trabajo aplicado.	75
Figura 35. Esquema de la toma del <i>pitch</i> o <i>rake</i> (λ) de una estría de falla.	78
Figura 36. Cinemática de una falla determinada a partir de <i>riedel</i> . En la imagen a. se muestra la dirección del esfuerzo principal (σ_1), el cual se genera por el ángulo agudo entre el plano de falla y el <i>riedel</i> , indicando un movimiento sinistral; teniendo en cuenta este movimiento y la inclinación del plano de falla, se determina que la falla es de tipo sinistral inversa. En la imagen b. se tiene una fotografía tomada en estación KA-017, en la que se hace el análisis explicado anteriormente y se deduce que es una falla sinistral inversa.	79
Figura 37. Esquema de diaclasas en el que se muestra la relación entre las diaclasas y los esfuerzos; se observan las diaclasas de tensión, las cuales son paralelas al esfuerzo principal (σ_1).	80
Figura 38. Pliegues parásitos a) Micropliegues indicando la vergencia (flechas negras) determinada a partir de plano axial de los mismos b) Fotografía tomada en la estación KA-037, en la cual se aprecia la vergencia de un micropliegue.	81

Figura 39. Proyección estereográfica de una línea (estría) contenida en un plano de falla (N32E-50SE) a partir de su ángulo de <i>pitch</i> (40°) de la estación KA-016.....	83
Figura 40. Determinación del <i>plunge</i>	83
Figura 41. Determinación de dirección de Plunge	84
Figura 42. Corrección de datos en el programa TectonicsFP 1.7.7.	85
Figura 43. Diagramas de análisis de datos por estaciones, estos diagramas corresponden a la estación KA-016 (a) NDA, (b)Círculo de Mohr(c) ejes P-T (d) Angelier y (e) diagrama Rosa.	86
Figura 44. Círculo de Mohr. Se observa un grupo de datos que se encuentran fuera de la envolvente, es decir, que no funcionan con el tensor establecido y deben ser analizados como un conjunto aparte de datos, si son tres o más; para el caso del ejemplo solo hay tres datos, por lo que se eliminan.	87
Figura 45. Diagrama Rosa para las diaclasas de la estación KA-016.	88
Figura 46. Diagrama NDA de las diaclasas de la estación KA-016	88
Figura 47. Diagrama Círculo de Mohr de las diaclasas de la estación KA-016	89
Figura 48. Mapa geológico Plancha 136 de Málaga	94
Figura 49. Mapa Geológico de la zona de estudio, elaborado a partir de la reinterpretación del Mapa geológico Plancha 136 de Málaga	95
Figura 50. Mapa Estructural y Mapa de Estaciones de la zona de estudio	97
Figura 51. Cortes Geológicos. a. Corte A-A´ b. Corte B-B´ c. Corte C-C´, ver leyenda de unidades en el mapa de la zona de estudio (Figura 50).	99
Figura 52. Cabalgamientos fuera del sinclinal o dentro del anticlinal.....	101
Figura 53. Fragmento del Corte B-B` orientado W-E, en el que se puede apreciar el núcleo del Sinclinal del Servitá, afectado por la falla inversa fuera del sinclinatorio (Falla Juncalito).	102
Figura 54. Cabalgamientos en el flanco frontal del pliegue y flanco posterior	103
Figura 55. Fragmento del Corte B-B` orienta W-E, en el que se puede apreciar el corrimiento de las unidades Cretácicas, afectado por la fallas inversas al oeste del sinclinatorio.	103

Figura 56. Retrocabalgamiento	104
Figura 57. Retrocabalgamientos en la zona de estudio. a. Fragmento del Corte B-B´ en el que se observa el retrocabalgamiento formado por las Fallas Pamplonita y La Sal, junto a una estructura <i>pop-up</i> asociada. b. Fragmento del Corte C-C´ en el que se observa el retrocabalgamiento formado por las Fallas Pamplonita y Platanal	105
Figura 58. Capas paralelas de estiramiento y capas paralelas de acortamiento asociadas a pliegues.	106
Figura 59. Fallas normales en el arco externo y fallas inversas en el arco interno.	106
Figura 60. Falla normal de la estación KA-036, localizada cerca a la charnela del Sinclinal del Servitá.	107
Figura 61. Rampas laterales	109
Figura 62. Fragmento del mapa estructural. En la imagen se aprecian la Falla Tunebo (color rojo) consideradas rampa lateral.	109
Figura 63. Mapa de bloques estructurales de la zona de estudio	111
Figura 64. Mapa de diagramas NDA por estacionesFuente: autoras	117
Figura 65. Resultado final del procesamiento total de los datos. a. Elipse de deformación a partir del diagrama de NDA (Programa Win Tensor). b. Diagrama de rosa (TectonicsFP 1.7.7).	126
Figura 66. Mapa de diagramas NDA por bloques estructurales; solo se tienen datos de los bloques 2, 3 y 4.....	128
Figura 67. Representación grafica del procesamiento de la totalidad de los datos de estrías de falla. a. Diagrama NDA, en el que se observa la dirección del tensor local. b. Diagrama ejes P-T, se aprecia la dirección preferencial de los ejes de esfuerzo.....	131
Figura 68. Círculo de Mohr para el tensor local determinado para la zona de esfuerzos, a partir del cual se aprecian los datos de estrías de fallas neoformados (localizados en el borde del círculo mayor) y reactivados (ubicados entre las líneas rojas).	132
Figura 69. Elipse de deformación para la zona de estudio	133

Figura 70. Diagramas de las estaciones KA-029 Y KA-036 a. Diagrama <i>NDA</i> b. Ejes P-T c. Angelier	135
Figura 71. Orientación del esfuerzo máximo horizontal en la primera fase de deformación (E-W).....	139
Figura 72. Rotación del esfuerzo máximo horizontal en la zona de estudio. Actualmente se presenta en dirección NE-SW.	140
Figura 73. Sección estructural regional balanceada de la Cordillera Oriental de Colombia, se muestra la deformación actual.....	142

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1: Mapa Geológico del área de estudio	151
--	-----

RESUMEN

TITULO: Análisis Mesoestructural en el Corredor aledaño al Río Servitá entre Enciso y el Río Chicamocha, Santander*

AUTORAS: BARRAGAN, Evelin Karina; FORERO, Anny Julieth**

PALABRAS CLAVE: Estructural, Río Servitá, indicadores cinemáticos

Con el presente trabajo se busca contribuir y mejorar el entendimiento de la geología estructural local en el corredor aledaño al Río Servitá entre Enciso y el Río Chicamocha a partir del análisis de indicadores cinemáticos, su relación con las estructuras que se presentan en la zona y la identificación de las fases deformativas que se exhiben en el área. Mediante el procesamiento, análisis e interpretación de datos de estrías de falla y diaclasas en los software TectonicsFP 1.7.7 y Win Tensor 4.0.4, se estableció el estilo estructural para el área de estudio, en el que se presenta escamación de piel gruesa, caracterizada por fallas profundas de alto ángulo, que exhuman basamento y escamación de piel delgada, representada por sistemas de abanicos imbricados, retrocabalgamientos y estructuras *pop-up*; adicionalmente se determinó el tensor de esfuerzos local, que posee compresión en dirección NE-SW y distensión en dirección NW-SE, el cual le imprime una componente en rumbo dextral, principalmente a las estructuras longitudinales.

El rasgo estructural más regional que se presenta en el área es el Sinclinal del Servitá, en el cual se desarrollan dos fases de deformación: la primera y más antigua se presenta al oeste de la zona y está dominada por fallas longitudinales en dirección N-S, con vergencias tanto al este como al oeste; en contraste, la segunda, se desarrolla al este del área y está caracterizada por estructuras transversales en dirección NW-SE, con vergencia al oeste, que concuerdan con el tensor de esfuerzos local. Por otra parte, se proponen dos posibles modelos estructurales que explican estas fases de deformación.

*Proyecto de Grado

** Facultad: Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director Francisco Velandia

ABSTRAC

TITLE: Mesosstructural Analysis in the adjacent corridor to Servitá River between Enciso and Chicamocha River, Santander *

AUTHORS: BARRAGAN, Evelin Karina; FORERO, Anny Julieth**

KEYWORDS: Structural, Servitá River, kinematic indicators

This work seeks to contribute and improve the understanding of the local structural geology in the adjacent corridor to Servitá River between Enciso and Chicamocha River from the analysis of the kinematic indicators, their relationship with the structures present in the area and the identification of deformational phases exhibited in the area. By processing, analyzing and interpreting of fault slickenlines and joints data in TectonicsFP 1.7.7 and Win Tensor 4.0.4 software , the structural style was established for the study area, in which thick-skinned deformation is present and it is characterized by deep high-angle faults that exhumed basement and thin-skinned deformation, represented by imbricated fan systems, backthrust and pop-up structures. Further, the local stress tensor was established with a compression in NE – SW direction and tension in NW – SE direction, which gives a dextral component mainly to the longitudinal structures.

The regional structural feature present in the area is the Servitá Syncline in which two deformational phases are developed: the first and oldest is present to the west of the area and it is dominated by longitudinal faults with N-S direction, with vergences both east and west. In contrast the second is developed to the east of the area and it is characterized by transverse structures with NW - SE direction, with vergence to the west, wich matches the local stress tensor. On the other hand, two possible structural models are proposed to explain these deformational phases.

* Grade Work

** Faculty of Physicochemical Engineering. School of Geology. Director Francisco Velandia

INTRODUCCIÓN

El estudio de las mesoestructuras frágiles se basa principalmente en el análisis dinámico y mecánico de la fracturación fundamentada en el tratamiento de una población de datos tomados en campo, los cuales brindan información no solo sobre la orientación en el espacio del plano donde ha sucedido la fractura (Rincón, et al., 2000), sino también sobre el modo y sentido de desplazamiento de los bloques afectados por este proceso (planos de fallas estriados), además de la posible dirección de compresión que sufrió la roca (estilolitos), y de las estructuras sin movimientos presentes (diaclasas). Cabe resaltar la importancia en campo de otros indicadores cinemáticos tales como *boudins* y pliegues parásitos, ya que brindan información útil para contrastar resultados.

Mediante diferentes métodos aplicados al procesamiento de planos de fallas estriados es posible determinar un campo de esfuerzos o fases tectónicas que han actuado en la parte más superficial de la corteza y que están genéticamente relacionados con las estructuras presentes, contribuyendo a la caracterización de la cinemática de las fallas (Hancock, 1985 en Cortés y Casas, 1996). Para la determinación de los estados de esfuerzo, caracterizados por la posición de los ejes de la elipse de deformación y la relación entre sus magnitudes, se emplea el método de diedros rectos, el cual se basa en relaciones geométricas simples y permite visualizar de forma gráfica los distintos tipos de esfuerzos (Cortés y Casas, 1996).

En el presente trabajo se realiza un análisis de indicadores cinemáticos con el fin de conocer las características mesoestructurales (geometría y cinemática de las estructuras) a lo largo del corredor aledaño al Río Servitá entre Enciso y el Río Chicamocha, ya que no se han realizado estudios enfocados en este tema y es importante hacer este aporte científico con el fin de proporcionar nuevos datos que conlleven a comprender la geología estructural local del área de estudio; además

de determinar un tensor de esfuerzos local, elaborar una corrección cartográfica a la plancha 136 de Málaga y contribuir a análisis regionales a futuro.

1.1. Planteamiento Del Problema

Los estudios estructurales realizados en cercanías a la zona de trabajo (Corredor, 2003; Kammer ,1993) se enfocan en características estructurales de la Falla del Servitá, pero no contemplan el área de estudio del presente proyecto ni rasgos estructurales locales, los cuales ayudan a definir con mayor precisión el marco geológico a lo largo del Río Servitá.

Dada la falta de información estructural en la zona de estudio se considera la necesidad de realizar un estudio detallado a partir del análisis e interpretación de indicadores cinemáticos que permitan un mejor entendimiento de la deformación que se presenta en el área.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Levantamiento, análisis e interpretación de indicadores cinemáticos a lo largo del Río Servitá, entre Enciso y el Río Chicamocha.

1.2.2. Objetivos Específicos

- ✓ Reinterpretar el Mapa geológico de la plancha 136 de Málaga.
- ✓ Realizar un análisis de las estructuras plegadas y falladas presentes a lo largo del Río Servitá, entre Enciso y el Río Chicamocha.
- ✓ Relacionar los indicadores cinemáticos según su ubicación y efecto en unidades del Cretácico y Paleógeno aflorantes en la zona.

- ✓ Determinar un tensor local para la zona de estudio, mediante el análisis de los datos estructurales adquiridos en el área.
- ✓ Determinar la elipse de deformación para la zona de estudio, con base en la interpretación de datos estructurales e indicadores cinemáticos.

1.3. Justificación

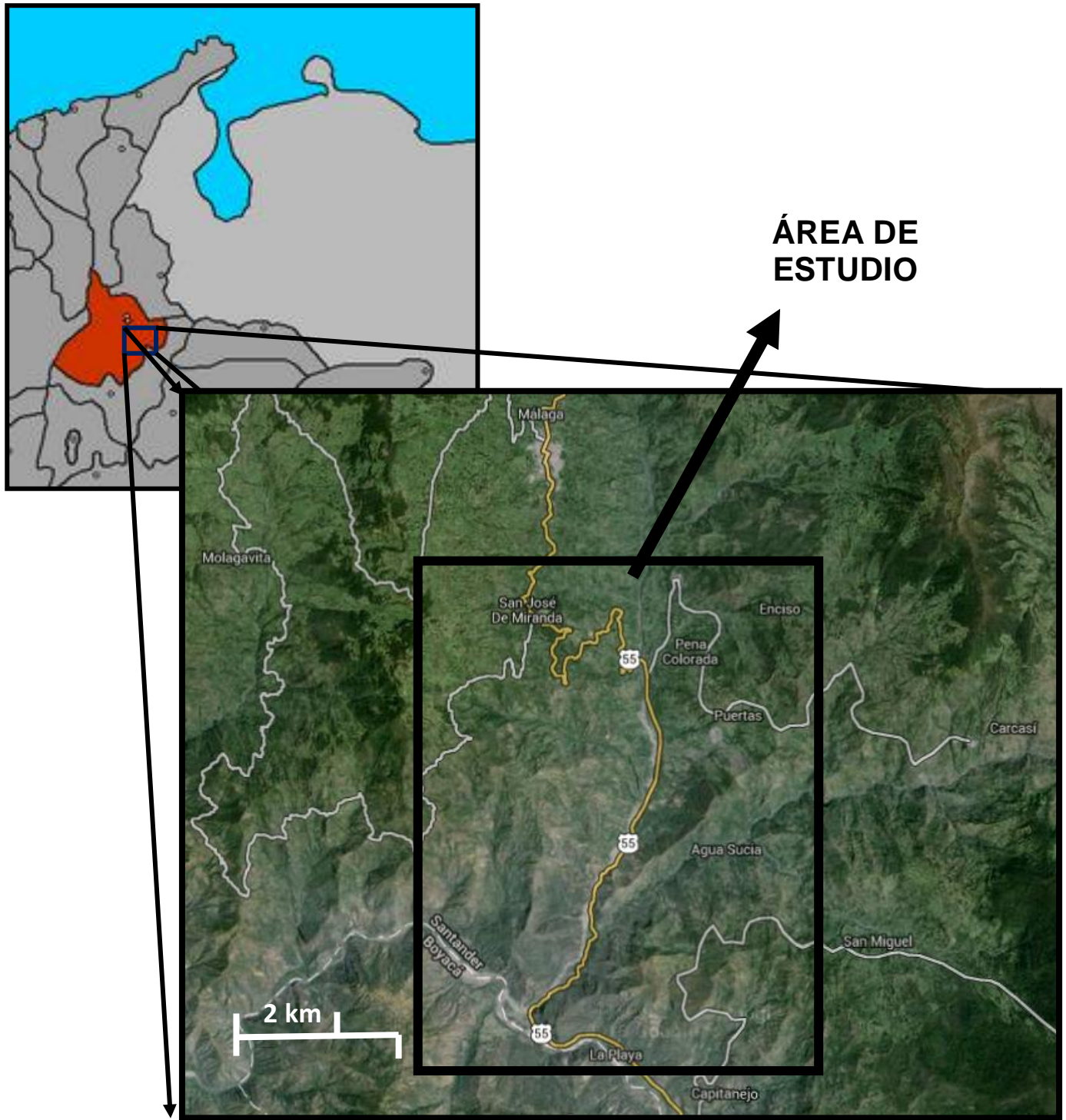
A través del presente trabajo se busca facilitar el entendimiento de la compleja geología estructural que caracteriza la zona de estudio, además de definir un tensor local para la misma. Para cumplir con los objetivos planteados se hace hincapié en la interpretación de los indicadores cinemáticos, con el propósito de determinar correctamente la cinemática de las fallas y de esta manera definir un estilo estructural para la zona de estudio, que permita relacionar las diferentes estructuras que se presentan en el área con el tensor de esfuerzos determinado para la misma.

Adicionalmente se hará una reinterpretación de la cartografía del área, con el fin de corroborar o corregir los trazos inferidos de algunas fallas y los contactos de las unidades, el cual es uno de los objetivos del presente trabajo.

1.4. Localización Geográfica de la Zona de Estudio

El área de estudio se localiza al este Cordillera Oriental, en el departamento de Santander. Limitando con los municipios de Málaga al norte y Capitanejo al sur; y abarcando San José de Miranda al noroeste y Enciso al noreste. De norte a sur la zona de trabajo es atravesada por el Río Servitá, hasta su desembocadura en el Río Chicamocha, a escasos kilómetros del municipio de Capitanejo (Figura 1).

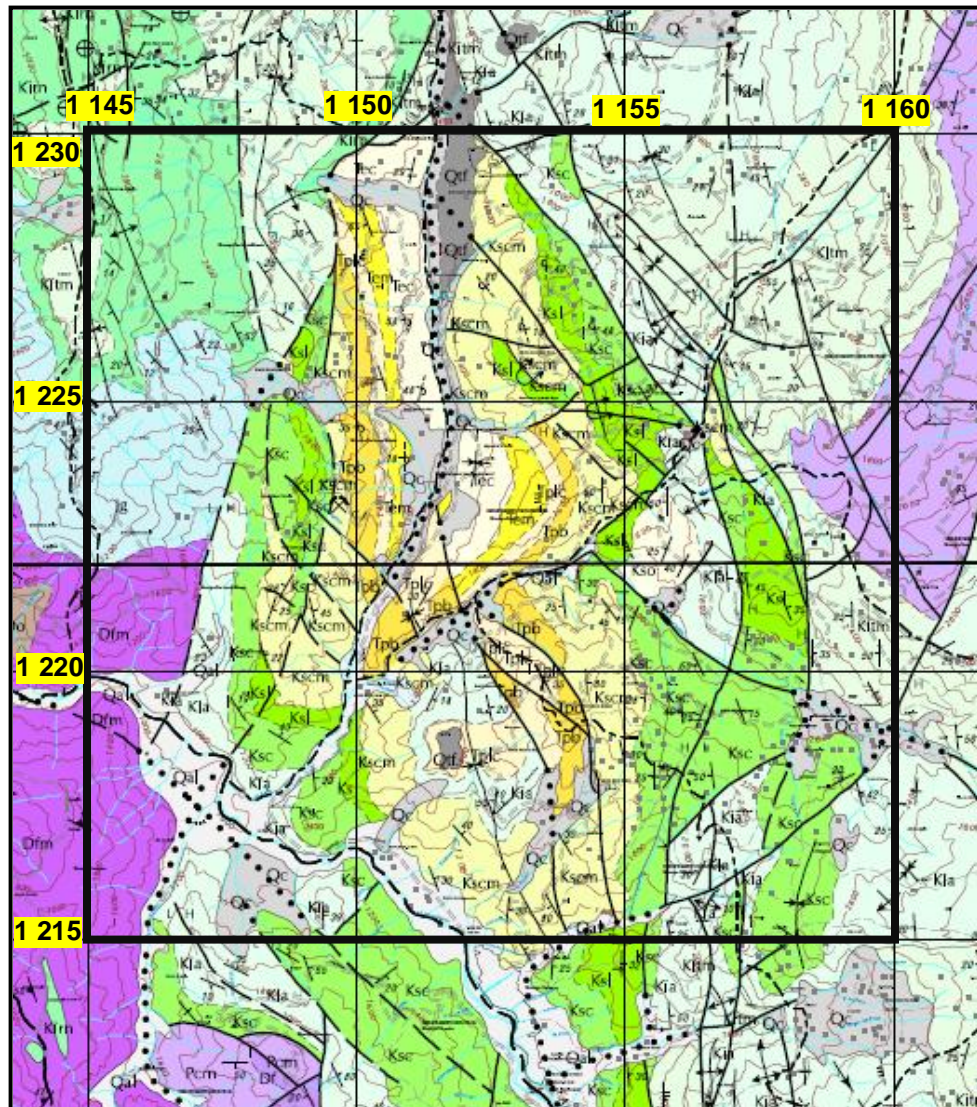
Figura 1. Localización geográfica de la zona de estudio



Fuente: tomado de Google Maps, 2014

La zona de trabajo está comprendida entre los cuadrantes N: 1.215.000 a N: 1.230.000 y E: 1.145.000 a E: 1.160.000, con origen Bogotá; y corresponde al este de la Plancha 136 de Málaga (Figura 2).

Figura 2. Localización geográfica de la zona de estudio, correspondiente al este de la Plancha 136 de Málaga



Fuente: modificado de Vargas et al., 1976

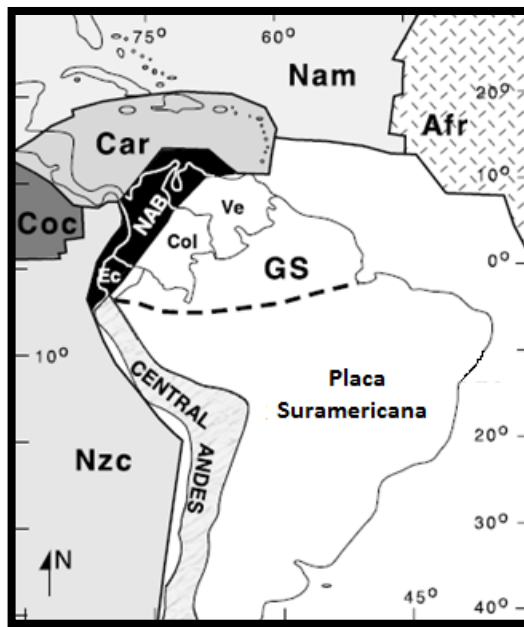
2. MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se ubica al Suroriente del departamento de Santander, en el flanco oriental de la Cordillera Oriental y se enmarca en un contexto regional dominado por el bloque Norandino, influenciado por la dinámica de las Placas Nazca y Caribe a lo largo del borde occidental de la Placa Suramericana.

2.1. Marco tectónico

Colombia se localiza en los Andes del Norte o Bloque Norandino, afectado por el punto triple formado por la Placa Continental Suramericana y las Placas Oceánicas Caribe y Nazca (Figura 3), lo que la convierte en un territorio geológicamente complejo; caracterizado por la presencia de tres cinturones montañosos: Cordillera Occidental, Cordillera Central y Cordillera Oriental.

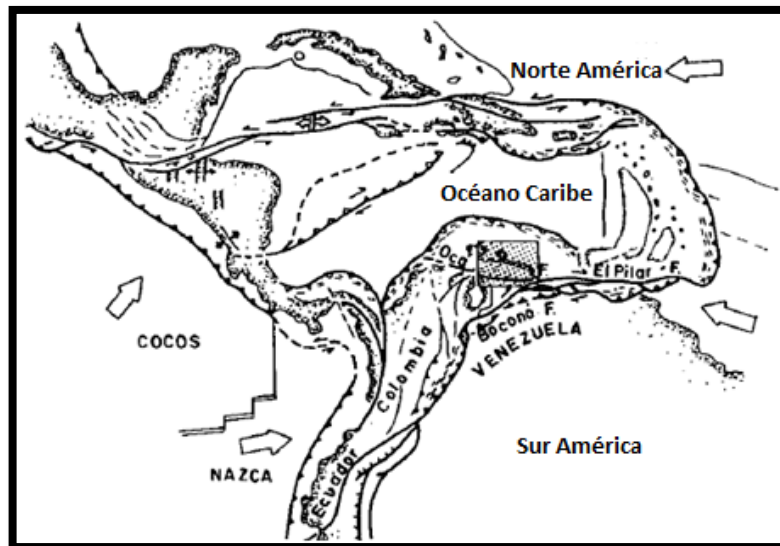
Figura 3. Marco tectónico del noroeste de Suramérica, en el que Colombia es afectada por la tectónica de las Placas Caribe (Car), Nazca (Nzc) y Suramericana. NAB = Bloque del Norte de los Andes; Car = Placa Caribe; Nzc = Placa Nazca; Coc = Placa Cocos; Nam = Placa Norte Americana; Afr = Placa Africana; GS = Escudo de Guyana; Ec=Ecuador, Col=Colombia, Ve = Venezuela.



Fuente: modificado de Cediel et al., 2003

La intersección de la Placa del Caribe entre Norteamérica y Suramérica desde finales del Cretácico, indujo a la activación de grandes zonas de cizalla a lo largo de los bordes norte y sur del Caribe; activación que dio lugar a la subducción en el NW de Suramérica y a la formación del cinturón deformado del sur del Caribe (Cortes et al., 2005). Esta activación aumentó por el cambio relativo de tectónica expansiva a tectónica compresiva entre las Américas desde el Paleoceno tardío (Muller et al., 1999; Pindell et al., 1988 en Cortes et al., 2005), lo que ha conllevado a una evolución transpresiva que inició como una subducción oblicua, que más tarde evolucionó a una colisión oblicua de larga duración en el margen noroeste de la Placa Suramericana (Audemard, 2001) (Figura 4).

Figura 4. Esquema geológico, que muestra el movimiento de las placas cercanas al territorio colombiano en el Cuaternario.



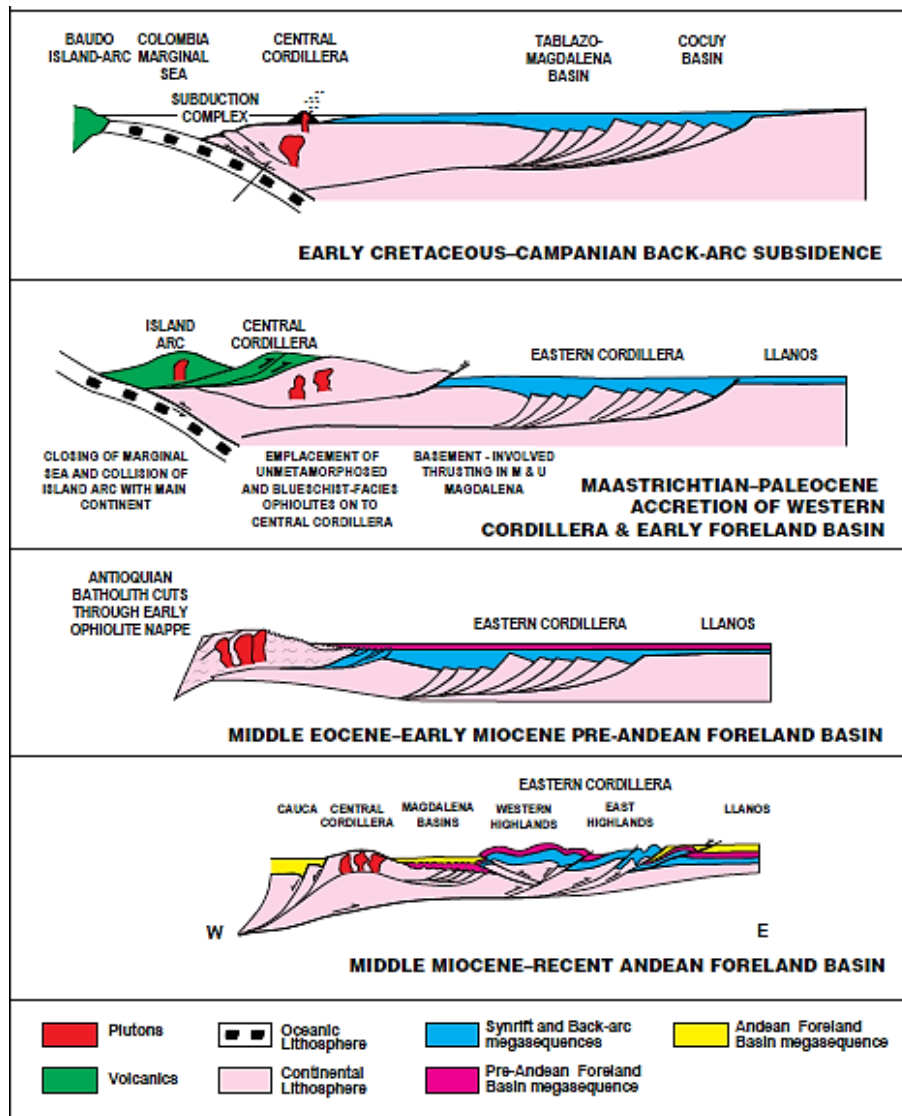
Fuente: modificado de Audemard, 2001

Este comportamiento transpresivo se presenta en las fallas que limitan el oriente colombiano (Freymueller et al., 1993; Pennington, 1981; Trenkamp et al., 2002 en Cortes et al., 2005), las cuales se desarrollaron por la cercanía del país al punto triple mencionado anteriormente, que conlleva a que se comporte como un bloque móvil independiente, que se mueve en dirección ENE (Kellogg y Vega, 1995 en Cortes et al., 2005).

2.1.1. Andes Colombianos

Diversos autores han hecho estudios acerca de la evolución de los Andes Colombianos (Figura 5), en los que se han planteado varios modelos estructurales que explican la evolución de cada una de las tres Cordilleras que los conforman.

Figura 5. Evolución de los Andes Colombianos. **(a)** Acreción del arco de islas del Baudó (Cordillera Occidental) al SW colombiano e inicio del levantamiento de la Cordillera Central **(b)** Levantamiento de la Cordillera Central **(c)** Inicio del levantamiento de la Cordillera Oriental **(d)** Máximo levantamiento de la Cordillera Oriental.



Fuente: modificado de Cooper, 1995

Bayona et al. (2007) afirma que el levantamiento de este gran cinturón montañoso no obedece a un único pulso, sino que es el resultado de la sumatoria de eventos, lo cual es reafirmado por autores como Cooper et al. (1995), quienes proponen un modelo secuencial para la formación de esta cadena montañosa (Figura 5).

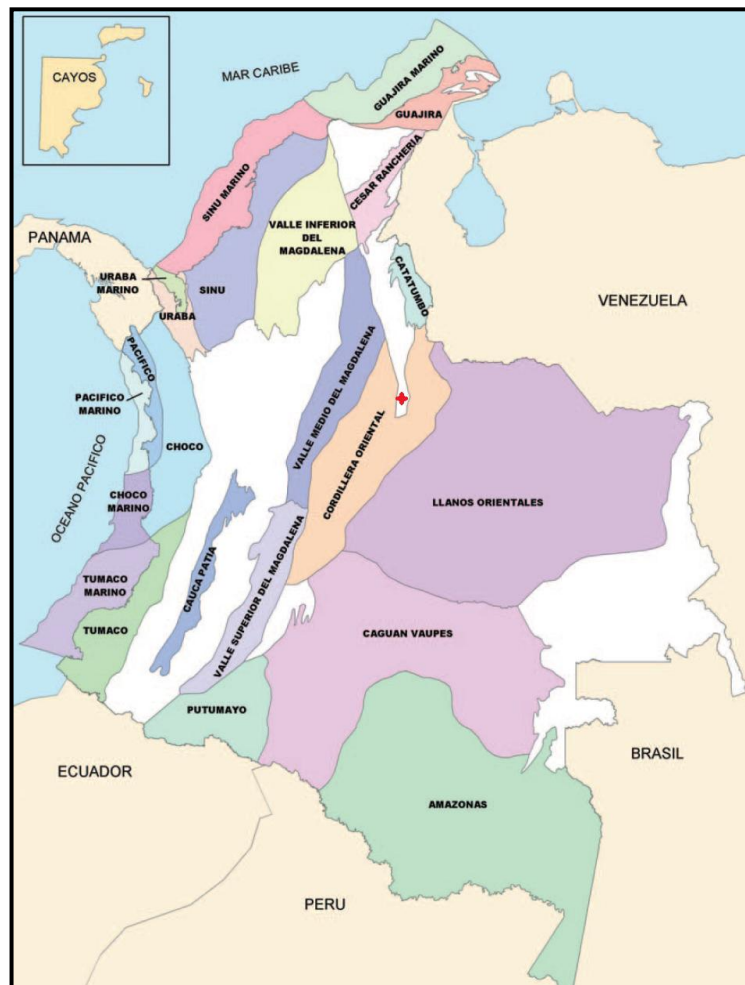
La formación de los Andes del norte en Colombia inicia con la acreción oblicua de la Cordillera Occidental ocurrida durante en el Maastrichtiano – Paleógeno, evento tectónico que también condujo a la formación de la Cordillera Central (Cooper, 1995; Cortes et al., 2005; Campbell, 1968 en Cedié et al., 2003). Caballero et al. (2010), mencionan que el levantamiento de la Cordillera Oriental ocurrió durante el Paleógeno, como resultado de la inversión de una antigua cuenca *back-arc* (Colletta et al., 1990 y Sarmiento et al., 2006). Sin embargo Cortes et al. (2005) y Cooper (1995) en sus respectivos estudios afirman que este proceso continuó durante el Neógeno y que el máximo levantamiento de este orógeno colombiano se registró en el Mioceno, como consecuencia de la colisión del arco oceánico Choco-Panamá. Mientras que Nie et al. (2012) determina una edad del Paleógeno al Eoceno medio-tardío para el inicio del levantamiento de la Cordillera Oriental.

El evento Orogénico Andino caracterizado por la convergencia oblicua de la placa Nazca y Caribe bajo la Placa Suramérica, cobra mayor importancia al ser el responsable del cambio en el rumbo de los Andes del Norte, desde 30° en Colombia y Ecuador, a 330° en Perú y Bolivia (Acosta, 2002). Adicionalmente, producto de esta convergencia, Colombia pasó de una tectónica extensiva durante el Triásico – Jurásico a una tectónica compresiva en el Paleógeno-Neógeno. La Cordillera Oriental se vio afectada por la inversión tectónica Paleógena, generada durante esta Orogenia, en la cual se dio la reactivación de fallas normales formadas durante el periodo extensivo, Triásico – Jurásico (Kammer, 1993).

2.1.2. Geología local del área de estudio

La zona de estudio se localiza en el Departamento de Santander sobre el flanco oriental de la Cordillera Oriental, en un punto intermedio entre las cuencas: Valle Medio del Magdalena al Occidente, Cesar – Ranchería al Norte, Catatumbo al Nororiente, y la Cordillera Oriental y la Cuenca Llanos hacia el Sur (Figura 6). Cabe resaltar que el área de trabajo se ubica sobre la parte central del macizo de Santander (Ward et al., 1973).

Figura 6. Clasificación de Cuencas sedimentarias en Colombia. La estrella roja indica la localización del área de estudio.



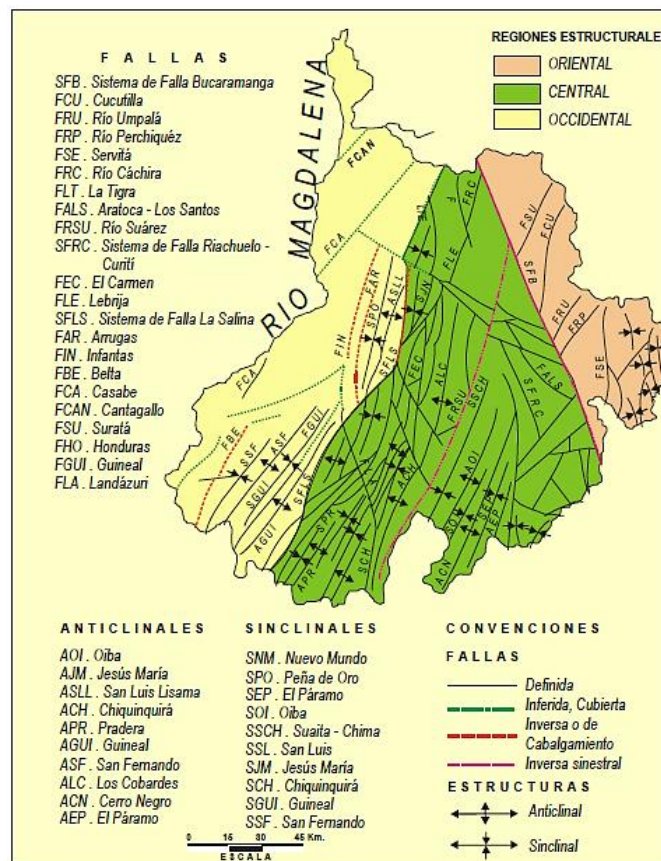
Fuente: modificado de Barrero et al., 2007

El territorio santandereano se caracteriza por presentar tres estilos estructurales diferenciados, los cuales se identifican en tres regiones (Figura 5); uno de fallamiento en bloques en la región oriental; otro de plegamientos en la región central, y el graben del Magdalena, en la región occidental (Royero & Clavijo, 2001).

2.1.2.1. Región oriental

Esta región comprende el Macizo de Santander, en donde predomina un sistema de fallamiento en bloques de rumbo norte-sur a noreste y un sector de pliegues anticlinales y sinclinales estrechos, ubicados en el extremo más oriental del departamento (Royero & Clavijo, 2001) (Figura 7).

Figura 7. Esquema estructural del Departamento de Santander



Fuente: Royero & Clavijo, 2001

2.1.2.1.1. Macizo de Santander

Según Mantilla et al., (2009) el Macizo de Santander se compone de rocas predominantemente metamórficas (de protolitos tanto sedimentarios como ígneos), las cuales son intruídas por diversos cuerpos ígneos de composición mayoritariamente ácida a intermedia. Sobre los flancos del Macizo de Santander y en sus fosas (depresiones) tectónicas, afloran rocas sedimentarias de edades Paleozoicas, Mesozoicas y Cenozoicas (Mantilla et. al, 2009).

Las rocas más antiguas del Macizo de Santander, están representadas por las formaciones metamórficas como el Neis de Bucaramanga, Esquistos del Silgara, Ortoneis y Floresta; estas rocas metamórficas, se encuentran suprayacidas localmente por rocas sedimentarias fundamentalmente de edad Paleozoico Superior, aunque otras secuencias de rocas sedimentarias de edad Jurásico de origen continental (Formaciones Jordán y Girón) y Cretácicas de origen Marino, afloran en sectores concretos del Macizo de Santander (Mantilla et. al, 2009). Una secuencia de rocas formadas a partir de depósitos de ambiente continental de edad Cenozoica, culminan el registro sedimentario reconocido en éste Macizo (Mantilla et. al, 2009).

En la parte norte del Macizo, donde predominan las rocas metamórficas del pre-Devónico, las orientaciones de las fallas varían de noreste a noroeste; en contraste, el sur del Macizo está dominado por rocas sedimentarias de edades Devónicas a Cenozoicas, donde los rumbos de los plegamientos y la mayoría de las fallas mayores cambian de norte a noreste; mientras que las fallas menores, van de noreste a este, y se encuentran principalmente en la parte oriental (Ward et. al, 1973).

En el terreno elevado que se extiende al sur y al este del Macizo de Santander, las rocas ígneas y metamórficas se presentan en dos grandes áreas infrayaciendo a rocas sedimentarias que están preservadas en lo que parecen ser cuencas

estructurales o áreas complejamente falladas que se hundieron y luego fueron elevadas a sus actuales posiciones; estas cuencas estructurales de rumbo norte, están separadas por la Falla Regional Servitá; la Cuenca occidental (Cuenca estructural de Málaga) contiene rocas sedimentarias que abarcan desde el Devónico al Cretáceo Superior y esta fallada de forma compleja, mientras que las rocas de la Cuenca oriental (Cuenca estructural de Cerrito) varían desde el Cretácico inferior al Eoceno y han sufrido plegamiento compresional más intenso hacia el oeste (Ward et. al, 1973).

- **Cuenca estructural de Cerrito:**

La Cuenca de Cerrito constituye el área de estudio del presente trabajo, la cual fue caracterizada en el trabajo realizado por Ward et al. (1973), quienes mencionan que este rasgo estructural, limitado por la Falla Servitá al oeste y por la Falla Chitagá al este, es algo semejante en su forma a la cuenca estructural de Málaga, pero con directriz axial nor-noroeste; sin embargo, el contraste estratigráfico es muy grande; las rocas del Paleógeno-Neógeno y del Cretácico superior, que son las más espesas en la cuenca de Cerrito, están ausentes en la de Málaga, mientras que la Formación Girón y las rocas más antiguas, ampliamente distribuidas en esta misma cuenca, no se hallan expuestas en la Cuenca de Cerrito. Estos autores agregan que las estructuras del área se manifiestan muy bien en las fotografías aéreas por los afloramientos de las gruesas secciones de areniscas de las Formaciones Barco y Mirador.

Numerosas fallas transversales desplazan los ejes de los sinclinales y anticlinales presentes en la cuenca estructural de Cerrito; variando de este a noreste; en la parte norte de la cuenca se observan fallas transversales cortas, de rumbo noroeste; mientras que en la parte oriental de la cuenca, donde una sección completa de rocas del Cretáceo está expuesta encima del Neis de Bucaramanga, el plegamiento y el fallamiento complican la estructura (Ward et. al, 1973).

2.1.2.2. Estructuras locales

En el área de estudio se presentan algunas estructuras que se describen a continuación:

- **Sinclinal del Servitá**

La zona de trabajo abarca el Valle del Río Servitá, donde se observa una gran estructura regional denominada Sinclinal del Servitá, la cual se desarrolla en dirección N-S, con una geometría asimétrica y fallamiento cerca al núcleo. De acuerdo al trabajo realizado por Vargas et al. (1981), el flanco oeste del sinclinal está cortado transversalmente por la Falla del Servitá al este de San José de Miranda, y se caracteriza por estar invertido en casi toda su extensión, inversión debida a la falla mencionada; mientras que en el flanco este, presenta buzamientos fuertes, entre 40° y 60°, pero aparece cortado por fallas transversales que lo delimitan por el norte, poniendo en contacto el flanco Paleógeno-Neógeno con sedimentos Cretácicos; por otra parte, hacia el sur, el sinclinal es cortado por varias fallas menores, algunas claramente transversales, las cuales permiten un cambio en la dirección del eje sinclinal, que toma un rumbo noroeste – sureste.

En el flanco este del Sinclinal del Servitá se encuentran sedimentos Cretáceos cortados por una serie de fallas de dirección N-S y NW-SE, lo que se evidencia en el área de estudio, al igual que varios replegamientos menores en dirección noroeste, oblicua a la dirección general de las estructuras.

- **Falla del Chicamocha:**

De acuerdo al trabajo realizado por Vargas et al. (1981), la Falla del Chicamocha es una fractura bastante rectilínea, localizada hacia el sur de Capitanejo hasta su unión con la falla inversa de Soapaga; los mismos autores afirman que esta falla entre Capitanejo y la unión con la Falla Soapaga al sur de Puente Pinzón, no presenta mayor salto y pone en contacto sedimentos Cretácicos a ambos lados de la Falla.

Vargas et al., (1981) agregan que al sur de la unión de la Falla Servitá con la Falla de Soapaga, se ven afectados sedimentos Paleógenos-Neógenos y parece ser que la falla inversa de Soapaga termina contra la Falla del Chicamocha, por cuando a partir de dicha unión hacia el norte no se observa signo alguno de fallamiento inverso, sino por el contrario, una traza rectilínea.

- **Falla del Servitá:**

Esta estructura se presenta al Sur del Municipio de Bábega, donde se une con la Falla homónima de este municipio, presentando un trazo rectilíneo (cuadrángulo H-13), allí tiene un gran salto y pone en contacto rocas Cretácicas y Paleógenos al este, con sedimentos Jurásicos (Formación Girón) al oeste; además marca el límite entre las cuencas estructurales de Málaga al oeste y de Cerrito al este del Cuadrángulo H-13; hacia el sur del mismo, el salto disminuye y la falla separa únicamente rocas Cretácicas (Vargas et al., 1981; Clavijo & Royero, 2001). El carácter rectilíneo de la falla y su disminución de salto se mantienen hasta el municipio de Málaga, en el cuadrángulo I-13 (Vargas et al., 1981).

Hacia el Sur, la Falla de Servitá adquiere nuevamente un salto mayor, poniendo en contacto rocas del Cretácico medio al este, con rocas de la Formación Girón y de Floresta al oeste, hasta unirse al sur con la Falla Chicamocha, que pone en contacto la secuencia sedimentaria con el Macizo de Santander. Hacia el sur de Málaga la Falla es un poco más sinuosa, mostrando cierta inclinación hacia el oeste (Vargas et al., 1981), cortando simultáneamente las estructuras transversales, como se observa en el mapa de la zona de estudio.

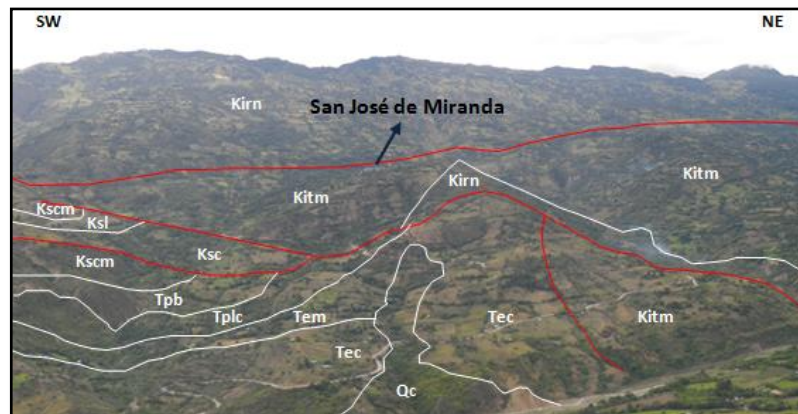
De acuerdo a lo anterior, es posible afirmar que esta gran estructura, constituye uno de los rasgos estructurales más notables de la región García Rovira, al oriente del Departamento de Santander; teniendo una extensión aproximada de 65 km y prolongándose al sur en Boyacá y al norte en el territorio del Norte de Santander; esta es una falla inversa con dirección predominante norte-sur (Clavijo & Royero,

2001). Adicionalmente Kammer (1993) y Corredor (2003), agregan que la formación de esta falla se atribuye a las estructuras generadas durante la inversión de la cuenca extensional Triásico - Jurásico en el Eoceno temprano y que posteriormente fue afectada por los esfuerzos compresivos ocurridos durante la Orogenia Andina, los cuales la reactivaron. Según Vargas et al., (1981), hacia el sur del Municipio de Miranda, es decir, el área de estudio del presente trabajo, aparece una falla satélite de la Falla del Servitá, ó posiblemente esta se abre en dos; una que separa el Paleógeno-Neógeno del Cretácico, y la que sirve de límite entre el Macizo de Santander y la franja sedimentaria; esta última parece estar más vertical y ser la continuación sur de la Falla del Servitá; mientras que la primera por el contrario, es la que se inclina hacia el oeste y da origen a vergencias hacia el este, causando inclusive inversiones en los sedimentos Cretácicos y Paleógenos-Neógenos al Sureste de San José de Miranda.

2.2. Estratigrafía

En el área rural de los municipios de San José de Miranda, Enciso y Capitanejo se presentan rocas tanto Cretácicas como Paleógenas (Figura 8), por lo que se hace una breve descripción desde la unidad más antigua a la más joven.

Figura 8. Panorámica del oeste del área de estudio, tomada por la vía Peña Colorada – Enciso. Kirn: Formación Río Negro; Kitm: Formación Tibú y Mercedes; Kscm: Formación Colón – Mito Juan; Ksl: Formación La Luna; Ksc: Formación Capacho; Tpb: Formación Barco; Tplc: Formación Los Cuervos; Tem: Formación Mirador; Tec: Formación Carbonera; Qc: Cuaternario.



Fuente: autoras

2.2.1. Basamento

El basamento que se presenta en el área de estudio está conformado por unidades Paleozoicas como Floresta (Dfm) y Paleozoico del Rio Venado (Pcrn), y unidades Mesozoicas como la Formación Girón (Jg).

2.2.2. Unidades Sedimentarias

En el área de estudio se tienen formaciones sedimentarias tanto cretácicas como Paleógenas.

2.2.2.1. Unidades Cretácicas

El Cretácico en el área de estudio está representado por las Formaciones: Río Negro, Tibú – Mercedes, Aguardiente, Capacho, La luna, y Colón y Mito - Juan.

- **Formación Río Negro (Kirn)**

El nombre fue creado por Hedberg (1931 en Vargas et al., 1981), quien denominó “*Rio Negro Conglomerate*” a los depósitos del Cretáceo inferior de la Sierra de Perijá, Zulia, Venezuela. Hedberg y Sass (1937 en Vargas et al., 1981) le dan el rango de formación a una secuencia de areniscas y arcosas de grano grueso con algunas capas de conglomerados, areniscas de grano fino y lutitas interestratificadas; mientras que Richards (1968 en Vargas et al., 1981), aconseja el uso de Formación Río negro para denominar las capas arenosas basales del Cretáceo en la Concesión Barco.

Basados en la edad de las formaciones suprayacente, Richards (1968) y Julivert et al., (1968 en Royero y Clavijo, 2001) han considerado la edad de la Formación Rio Negro como Neocomiano (?) Aptiano (Concesión Barco) y Valanginiano (García Rovira) respectivamente. Esta unidad es correlacionable con la Formación Los Santos (Tambor) del Valle Medio del Magdalena (Vargas et al., 1981).

La Formación Rio Negro en el área Málaga-Molagavita-Miranda está representada por un conjunto muy variable de lutitas oscuras, areniscas cuarzosas y conglomerados. Unos 2 km al norte en el Cuadrángulo H-133, Abozaglo y Otero (en Vargas et al., 1981) midieron 135 m en la quebrada Lisgaura. En la mencionada sección, así como en la cartográfica del cuadrángulo figura como Formación Tambor. Al este del Rio Servitá la Formación Rio Negro parece no existir, al menos como un nivel cartografiable; tan solo en el área de Suparí se observan algunos niveles de areniscas blancas cuarcíticas, localmente conglomeráticas con intercalaciones de lutitas negra, que bien podrían corresponder a la Formación Rio Negro. Sin embargo no se pudo establecer la continuidad de este nivel hacia las áreas adyacentes y en consecuencia no aparecen en la cartografía (Vargas et al., 1981).

Al este de la zona de estudio la Formación Rio Negro está en contacto discordante con la Formación Girón (Infrayaciendola), de la que no se tiene una descripción litológica pues no fue posible acceder a los afloramientos de la misma, y se describe a partir de los cortes geológicos realizados en el área de trabajo.

- **Formación Tibú y Mercedes (Kitm)**

En el trabajo realizado por Vargas et al. (1981) se considera que las Formaciones Tibú y Mercedes fueron originalmente consideradas por Notestein et al. (1944) como miembros de la Formación Uribante de Sievers (1888) y que los nombres Tibú, Mercedes y Aguardiente han sido usados con posterioridad como formaciones (Sutton, 1946), Salvador (1961), Ward et al., (En Vargas et al., 1981) y Richards (1968) aunque nombro a las formaciones Tibú y Mercedes como Formación Apón, excluyendo la aparte basal arenosa del Tibú lo que él llamo Formación Rio Negro.

Las formaciones Tibú y Mercedes derivan su nombre del Río Tibú y Valle Mercedes en el área de la concesión Barco, cuadrángulo F-13 (Notestein, et al., 1944, en Vargas et al., 1981). En la zona de estudio; se compone arcillolitas con intercalaciones de areniscas, calizas de color gris oscuro fosilíferas y areniscas de color blanco, de grano fino a grueso, pasando a ser conglomeráticas. Castro (2010) caracteriza estas rocas por desarrollar una morfología semiplana a ondulada en la cual se ubica la población de San José de Miranda. Según Ward et al., (en Vargas et al., 1981) las calizas, areniscas y lutitas que representan esta formación se presentan intercaladas y el espesor varía entre 250 m a 562 m.

Con base en estudios paleontológicos, varios autores coinciden en asignarle edad del Aptiano superior al Albiano inferior. Es correlacionable con las formaciones Rosa Blanca y Paja de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena y también puede ser equivalente a la Formación Fómeque (Royero y Clavijo, 2001).

Al este de la zona de estudio la Formación Tibú y Mercedes está en contacto concordante con la Formación Aguardiente (Suprayaciendola), mientras que al oeste del área la Formación está en contacto discordante con la Formación Río Negro (Infrayaciendola) y en contacto concordante con la Formación Aguardiente (Suprayaciendola) no fue posible acceder a los afloramientos de esta unidad, por lo tanto no se pudo hacer una descripción litológica de la misma, y se describe a partir de los cortes geológicos realizados en el área de trabajo.

- **Formación Aguardiente (Kia)**

El nombre de la Formación viene del filo del Aguardiente, localizado en la parte norte del domo de Santiago, al sur de la Concesión Barco (Notestein et., 1944 en Vargas et al., 1981). Esta unidad fue originalmente considerada como miembro de la Formación Uribante, pero Sutton (1946 en Vargas et al., 1981) la elevó al rango

de formación. En la sección tipo la formación está constituida por areniscas grises, grano fino a grueso, glauconíticas, con intercalaciones de lutita negra, micácea y carbonosa. (Vargas et al., 1981).

Mientras que en la zona de estudio Carrillo (1996) reconoció que la Formación Aguardiente está constituida por arenisca cuarzosa gris a gris clara, de grano fino a grueso con intercalaciones delgadas de lodolitas grises a negras, carbonosas, micáceas. Lo cual se pudo observar en la fase de campo del presente trabajo; donde los afloramientos poseían capas de cuarzoarenita entre 2 y 3 m de espesor, en los cuales se presentaban sectorialmente altos contenidos de minerales máficos intercalados con capas de shale entre los 0.7 y 1 m de espesor (Figura 9); estas rocas se presentan distribuidas en el área a manera de delgadas franjas alargadas con dirección Noroeste (Carrillo, 1996).

Ward et al., (en Vargas et al., 1981) indican un espesor de 388 m en el área de San Andrés, Quebrada Lisgaura, Cuadrángulo H-13 mientras que en el trabajo de Vargas et al., (1981) se obtuvo una sección de la Formación Aguardiente en la desembocadura del Rio Servitá en el Chicamocha, donde su espesor alcanza los 477 m; estos espesores aparecen de manera constantes a lo largo del flanco este del Macizo de Santander y contrastan naturalmente con el espesor de 150-300m que se presenta en la localidad tipo.

La Formación Aguardiente en la zona de estudio se encuentra en contacto concordante con la Formación Capacho y con la Formación Tibú y Mercedes (Infrayaciendola). En el trabajo realizado por Vargas et al. (1981) esta formación ha sido considerada de edad Albiano superior y medio con base en fósiles, cerca de Gramalote (Notestein et al., 1944 en Vargas et al., 1981) y al norte de Táchira (Trump y Salvador, 1964 en Vargas et al., 1981), y se considera equivalente a la parte inferior del Simití, en el Valle Medio del Magdalena y a la Formación Une del Oriente de la Sabana (Ward et al., en Vargas et al., 1981).

Figura 9. Formación Aguardiente. Fotografía tomada en la estación KA-027, en la cual se observan capas de cuarzoarenita de grano fino a medio y color claro con un espesor entre 2 a 3 m intercaladas con capas de shale entre los 0.7 a 1 m de espesor.



Fuente: autoras

- **Formación Capacho (Ksc)**

En el trabajo realizado por Vargas et al., (1981) el nombre Formación Capacho fue utilizado inicialmente por Sievers (1888), para designar afloramientos cerca al pueblo de Capacho Viejo (Independencia), Táchira, Venezuela; la Formación Capacho representa la secuencia comprendida entre el tope de la Formación La Luna y la Formación Aguardiente en la base, de acuerdo a las redefiniciones dadas por Sutton (1946) y Rod y Maync (1954).

En el área de estudio, Vargas et al. (1981) describen la Formación Capacho del Río Servitá, como una serie de lutitas negras con intercalaciones arenosas hacia la base y bancos de calizas fosilíferas, con un espesor de 373 m. En campo se pudieron evidenciar afloramientos que poseían capas de cuarzoarenita de grano medio a fino, micáceas entre 10 y 70 cm de espesor intercalas con capas de shale entre 5 y 10 cm de espesor y algunas capas de caliza con bioturbación de 2 a 3 m (Figura 10).

Figura 10. Formación Capacho. Fotografía tomada en la estación KA-036, en la cual se observan capas de cuarzoarenita de grano fino a medio micáceas con un espesor entre 10 a 70 cm intercaladas con capas de shale entre los 5 a 10 m de espesor y algunas capas de caliza con bioturbación entre los 2 y 3 m de espesor.



Fuente: autoras

Vargas et al., (1981) ubican dentro de los bancos basales y a unos 18 m de las primeras areniscas del Aguardiente, la presencia de un banco arenoso calcáreo con abundantes conchas de *exogyrasquamata*; también compara los 600 m de la sección de referencia de Richards (1968) con la secuencia observada en el Río Servitá y establece que se presenta un aumento en el contenido de los niveles calcáreos y una disminución de los niveles arenosos hacia el sur de la zona. A su vez este autor reconoce hacia el sur del Servitá y en toda el área del Cañón del Chicamocha unos bancos arenosos hacia la base de la formación. Vargas et al.,, (1981) resaltan como característica final la presencia de niveles de calizas fibrosa y de calizas con estructuras “*cone in cone*”, lo cual se evidenció en campo, al igual que concreciones, algunas de las cuales ya estaban oxidadas (Figura 11).

Figura 11. Formación Capacho. Fotografía tomada en la estación KA-039, en el cual se puede observar un afloramiento de calizas con **a.** estructuras “*cone in cone*” y **b.** - **c.** concreciones.



Fuente: autoras

La Formación Capacho en la zona de estudio se encuentra en contacto concordante con la Formación La Luna (suprayaciendola) y con la Formación Aguardiente (infrayaciendola). Por su parte, Carrillo (1996) establece que la Formación Capacho aflora en el área en franjas lenticulares, localmente en contacto fallado con rocas de la infrayacente Formación Aguardiente y con orientación similar a estas. De acuerdo al trabajo realizado por Vargas et al., (1981) la edad de la Formación Capacho es Cenomaniano-Turoniano (Richards, 1968 en Vargas et al., 1981); estos autores también afirman que esta unidad es correlacionable con la parte superior de la Formación Simití en el Valle Medio del Magdalena y con la Formación Chipaque de la Sabana de Bogotá.

- **Formación La Luna (Ksl)**

El término “*La Luna Limestone*” fue introducido por Garner (1926 en Vargas et al.,, 1981) para designar una sucesión de lutita calcárea, negra, fosilífera con concreciones de calizas negras. El nombre se deriva de la Quebrada La Luna en Sierra de Perijá, Estado de Zulia. En el trabajo realizado por Notestein et al., (1944, en Vargas et al.,1981) se introdujo el termino en Colombia y se describe la Formación La Luna compuesta de caliza gris oscura con foraminíferos y lutita bituminosa calcárea con capas subordinadas y nódulos de chert negro.

En los alrededores del Río Servitá, Vargas et al. (1981) calculó el espesor de la Formación La Luna en 283 m y afirmó que esta se constituye por lutitas negras en la base, con intercalaciones calcáreas arenosas y algunas capas delgadas, arenáceas, fosfáticas y niveles delgados de chert. La parte basal de la secuencia se caracteriza por presentar nódulos calcáreos con diámetros entre 0.5 y 2 m, que al romperlos dan un fuerte olor a petróleo y en ocasiones presenta en su núcleo amonitas; le siguen un grueso nivel en donde alternan los chert negros en capas de 10 a 50 cm con arcillas negras laminadas muy delgadas y bancos calcáreos de 0.2 a 1 m; esporádicamente hay nódulos calcáreos y algunos bancos fosfáticos.

En los afloramientos observados en campo se presenta una intercalación entre caliza fosilífera (entre los 0.5 y 3 m de espesor) y shale (Figura 12), que en algunos sectores están recubiertos por patinas de calcita; hacia la parte inferior de la secuencia se presentan niveles delgados de chert entre 20 y 30 cm de espesor (Figura 13).

Figura 12. Formación La Luna. Fotografía tomada en la estación KA-023, en la cual se observan en campo se presenta una intercalación entre caliza fosilífera (entre los 0.5 y 3 m de espesor) y shale, los cuales en algunos sectores esta recubiertos por patinas de calcita.



Fuente: autoras

La Formación La Luna en la zona de trabajo se encuentra en contacto concordante con la Formación Colón – Mito Juan (suprayaciendola) y con la Formación Capacho (infrayaciendola).

Figura 13. Formación La Luna. Fotografía tomada en la estación KA-024, en la cual se observan niveles delgados de chert entre los 20 a 30 cm de espesor.



Fuente: autoras

Morales, et al., (1958 en Royero y Clavijo, 2001) le asignan una edad de Turoniano - Santoniano a la Formación en el Valle Medio del Magdalena, mientras que Richards (1968 en Vargas et al., 1981) considera que la formación como unidad crono-estratigráfica representa el Coniaciano, dentro de la Concesión Barco, en el noreste Colombiano.

- **Formación Colon – Mito Juan (Kscm)**

Estas unidades fueron definidas separadamente por Liddle (1928 en Vargas et al., 1981) y posteriormente fueron redefinidas por Notestein et al., (1944 en Royero y Clavijo, 2001). De acuerdo a lo dicho por Liddle (1928 en Vargas et al., 1981) el nombre Colón de deriva del anticlinal de Colón en el Estado de Táchira y del Distrito Colón en el Estado de Zulia, pero fue Sutton (1946 en Vargas et al., 1981) quien le asignó el nombre de formación. Por otra parte el nombre Mito Juan fue introducido por Garner (1926 en Vargas et al., 1981), este nombre se deriva de la Quebrada Mito Juan, en el domo norte de la Concesión Barco. Posteriormente, Notestein et al., (1944 en Vargas et al., 1981) aconseja agrupar las dos unidades puesto que no es practico en trabajos de campo cartografiar separadamente, además de que presentan limites estratigráficos algo confusos (Royero y Clavijo, 2001).

En el trabajo realizado por Vargas et al. (1981) se levantó una sección de Colón – Mito Juan de aproximadamente 700 m de espesor, en el área del Río Servitá, en la cual se constituye hacia la base de algunos bancos de chert, suprayacidos por capas de arenisca glauconítica de grano fino, oscuras, en espesores oscilantes entre 20 y 80 cm con finas intercalaciones de arcillas entre los bancos arenáceos, lo cual pudo evidenciarse en el área de estudio (Figura 14), seguido por calizas con ostreas muy abundantes, continuando con un grueso paquete detrítico de areniscas, con intercalaciones de arcilla, que llega a alcanzar 120m de espesor,

hacia la base de estos paquetes se encontraron algunos bancos delgados de arenisca verdosa con oolitos ferruginosos y hacia la parte superior algunos mantos de carbón, estos últimos se presentan también en la carretera Enciso – Capitanejo. Hacia Enciso, esta unidad se presenta con lodolitas grises y negras intercaladas con areniscas de grano fino, hacia el techo se aprecian algunos mantos de carbón cuyos espesores varían entre 0.5 y 2.6 m; esta formación se distribuye a lo largo de la Quebrada Las Puertas (Carrillo, 1996), que se presenta en el área de estudio.

Figura 14. Formación Colón – Mito Juan. Fotografía tomada en la estación KA – 009, en la cual se observan algunos bancos de chert negro grisáceos, infrayacidos por capas de arenisca de grano fino oscuras, en espesores entre 20 y 80 cm, intercalados con arcillas entre los bancos arenáceos.



Fuente: autoras

El contacto inferior de la Formación Colón-Mito Juan sobre la Formación La Luna es considerado una disconformidad (Vargas et al., 1981), mientras que el contacto superior con la Formación Catatumbo es concordante, pero no siempre está claramente definido como para ser cartografiado; respecto a las características faciales de esta unidad, indican ambientes contiguos de avances y retrocesos del nivel del mar en depósitos de aguas algo profundas, bajo condiciones anóxicas (Royero y Clavijo, 2001). Esta unidad se encuentra muy afectada tectónicamente, esto se evidencia en las diversas fallas que la atraviesan.

De acuerdo a Notestein (1944 en Vargas et al., 1981), la Formación Colón es considerada de edad Campaniano – Maestrichtiano y la Formación Mito - Juan de edad Maestrichtiano. La Formación Colon – Mito Juan es correlacionable con la Formación Umir en el Valle Medio del Magdalena y con la Formación Guaduas del área de la Sabana de Bogotá (Royero y Clavijo, 2001).

2.2.2.2. Unidades Cenozoicas

El Cenozoico presente en el área de estudio es representado por las formaciones Paleógenas: Barco (Tpb), Los Cuervos (Tplc), Mirador (Tem) y Carbonera (Tec).

- **Formación Barco (Tpb)**

Descrita por Notestein et al., (1944 en Vargas et al., 1981) en el flanco oriental del anticlinal de Petrólea, en la Sierra del Barco, Norte de Santander, sitio en el que también se encuentra su sección tipo. De acuerdo a la descripción de Vargas et al., (1981), esta unidad está constituida por areniscas, lutitas y arcillolita intercaladas; las areniscas alcanzan hasta 20 m de espesor en algunas zonas, las capas son arcillosas, de grano muy fino a medio, bien calibradas, con estratificación cruzada, abundantes bandas micáceas y carbonáceas; mientras que las lutitas y arcillolitas son gris a gris oscuras, parcialmente limosas y carbonosas; hacia la parte superior se presentan cintas o capas muy delgadas de carbón.

En el área de estudio (Figura 15), en cercanías al Río Servitá y sobre la margen izquierda de la Quebrada las Puertas (Carrillo, 1996) aparece una gran porción de esta unidad, en la cual se tienen predominantemente areniscas, que hacia la parte superior son limpias de color blanco y varían de grano medio a conglomerático con delgadas intercalaciones de lutita y arcillolita; hacia la parte media y superior las areniscas son más sucias de color gris a amarillento, el carácter conglomeráticos es más esporádico y las arcillolitas y lutitas aumentan ligeramente hasta pasar transicionalmente a la Formación los Cuervos, donde tiene carácter más

predominante; el espesor de esta unidad en el área varía entre 150 y 278 m (Vargas et al., 1981).

La Formación Barco en la zona de estudio suprayace en forma concordante a la Formación Colon – Mito Juan y de la misma manera infrayace a la Formación Los Cuervos. Van Der Hammen (1958 en Vargas et al., 1981) con base en datos palinológicos, le asigna una edad del Paleoceno inferior y la correlaciona en parte con la Formación Lisama del Valle Medio del Magdalena y con la Formación Areniscas de Socha.

Figura 15. Formación Barco. Fotografía tomada en la estación KA-018, en la cual se observan bloques de areniscas de hasta 2m de espesor, intercaladas con lutitas y arcillolitas de tonalidades grisáceas claras y oscuras, parcialmente limosas y carbonosas.



Fuente: autoras

- **Formación Los Cuervos (Tplc)**

De acuerdo al trabajo realizado por Royero y Clavijo (2001), esta unidad fue descrita por Notestein et al., (1944) en la Concesión Barco, su sección tipo se encuentra en la Quebrada Los Cuervos, afluente del Río Catatumbo, arriba de Puerto Barco, Norte de Santander.

Está unidad se constituye en su parte inferior por lodolitas grises a gris oscuras, carbonosas e intercalaciones de areniscas, la parte media se compone de areniscas gris amarillentas, cuarzosas, localmente feldespáticas, con pequeñas intercalaciones de lodolitas gris oscuras, carbonosas y capas de carbón entre 0,1 y 2,5 m de espesor y la parte superior presenta lodolitas grises, carbonosas, ligeramente micáceas, con fragmentos carbonosos y óxidos de hierro (Carrillo, 1996), lo cual se evidencia en la zona de estudio (Figura 16), es importante agregar que en algunos afloramientos de esta formación los estratos se encuentran muy inclinados (Figura 17), a causa de la deformación que se presenta en el área; adicionalmente se tiene que el espesor de la unidad varía entre 245 y 490 m (Royero y Clavijo, 2001).

Figura 16. Formación Los Cuervos. Fotografía tomada en la estación KA-037, en la cual se observa capas de lodolitas grises a gris oscuras, carbonosas e intercalaciones de areniscas amarillentas cuarzosas.



Fuente: autoras

La Formación Los Cuervos se presenta en el Rio Servitá, donde se obtuvo una sección estratigráfica parcial., en la cual no se observan mantos de carbón, lo que caracteriza a la misma unidad en la Cuenca de Maracaibo (Vargas et al., 1981). Esta unidad está en contacto concordante con la Formación Barco en su límite inferior y se vuelve un poco más transicional en el área del Servitá y en contacto concordante con la Formación Mirador en su límite superior (De Porta, et al., 1974 en Royero y Clavijo, 2001). En el área de estudio esta unidad se encuentra en contacto fallado con las formaciones Tibú y Mercedes, Colon y Mito-Juan y Barco.

Figura 17. Formación Los Cuervos. Fotografía tomada en la estación KA-037, en la cual se aprecia casi vertical la Formación Los Cuervos, esto a causa de la tectónica que afecta a la zona.



Fuente: autoras

Mediante estudios palinológicos se determinó que la edad de esta formación es Paleoceno medio - superior a Eoceno inferior (Vargas et al., 1981) y se asume que el ambiente de depósito fue transicional (deltaico) (Royero y Clavijo, 2001). Esta unidad es correlacionable con la parte superior de la Formación Lisama y parte inferior de la Formación La Paz en el Valle Medio del Magdalena (Royero y Clavijo, 2001).

- **Formación Mirador (Tem)**

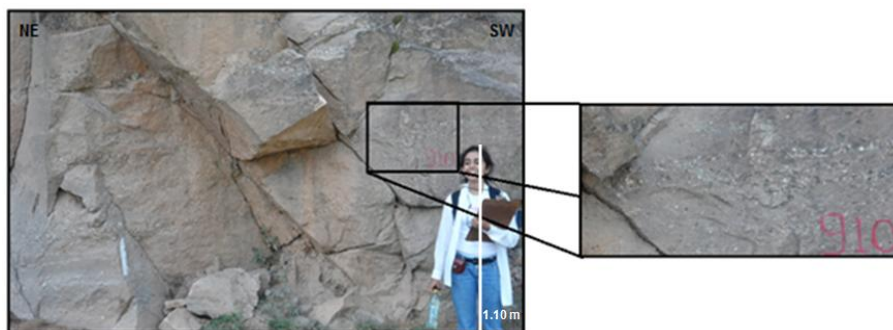
De acuerdo al trabajo realizado por Vargas et al., (1981), la Formación Mirador deriva su nombre del Cerro Mirador en el Anticlinal Tarra del Distrito Colón, Zulia, Venezuela (Sutton, 1946 en Vargas et al., 1981). Estos autores describen que esta unidad está compuesta por areniscas con capas conglomeráticas, lo cual pudo observarse en campo (Figura 18); agregan que también se presentan escasas y delgadas intercalaciones de lutita gris púrpura y limolita. Las areniscas que se presentan en la zona de estudio son de grano fino a grueso, color claro, limpias, masivas y los guijos de los conglomerados son de cuarzo lechoso redondeado, variando entre 1 y 3 cm de diámetro.

Por su parte Royero y Clavijo (2001), describen que esta unidad hacia la parte media - alta se constituye de niveles de arcillolitas grises, carbonosas, con intercalación de areniscas de cuarzo, de grano fino y en la parte inferior por una secuencia de areniscas gris claras, feldespáticas y ferruginosas de grano medio con capas conglomeráticas, que contienen guijos de cuarzo, lo cual constituye la principal diferencia de Formación Mirador respecto a otras unidades. Se trata de sedimentos continentales a localmente epicontinentales.

Los conglomerados descritos anteriormente son la principal diferencia entre la Formación Mirador y la Formación Barco, donde los conglomerados son secundarios; adicional a ello cabe resaltar que entre esta dos formaciones hay una discontinuidad estratigráfica, la cual limita a la Formación Mirador en su parte inferior, mientras que en su contacto superior con la Formación Cuervos se tiene un contacto concordante (Royero y Clavijo, 2001; Vargas et al., 1981).

A esta unidad se le asigna una edad eocena inferior a media y un espesor que varía entre 160 y 400 m (Royero y Clavijo, 2001). La Formación Mirador es correlacionable con la Formación La Paz del Valle Medio del Magdalena y con la Formación Picacho del área de Paz de Río (Vargas et al., 1981).

Figura 18. Formación Mirador. Fotografía tomada en la estación KA-015, en la cual se observan areniscas cuarzosas, de grano fino a grueso, color claro, limpias, masivas, intercaladas con capas conglomeráticas, cuyos guijos son de cuarzo lechoso redondeado, variando entre 1 y 4 cm de diámetro.



Fuente: autoras

- **Formación Carbonera (Tec)**

La Formación Carbonera deriva su nombre de la Quebrada La Carbonera, localizada en el Flanco Oriental del Anticlinal Petrolea de la Concesión Barco, cuya sección tipo se encuentra en dicha quebrada (Notestein et al., 1944 en Royero y Clavijo, 2001).

En el cuadrángulo I-13, esta unidad se caracteriza por la presencia de areniscas abigarradas con esporádicos bancos de arenisca de grano fino, algo sucias, presentando en ocasiones estratificación cruzada, además de la existencia de pequeñas manifestaciones de carbón dentro del Sinclinal del Servitá (Vargas et al., 1981). De acuerdo al trabajo realizado por Royero y Clavijo (2001), los sedimentos de unidad se depositaron en un ambiente continental a localmente epicontinental., afirmaciones soportadas mediante la descripción de fósiles y areniscas glauconíticas (Notestein et al., 1944, Trump y Salvador, 1964 en Vargas et al., 1981) que indican la presencia de niveles marinos; se estima un espesor entre 410 y 720 m hacia Málaga y sus alrededores.

Hacia el municipio de San José de Miranda puede verse que la Formación Carbonera está muy verticalizada, esto por influencia de la Falla del Servitá (Vargas et al., 1981), también se observa su contacto concordante con la unidad infrayacente: Formación Mirador (Royero y Clavijo, 2001), mientras que el contacto con la unidad suprayacente no se pudo apreciar, puesto que esta es la unidad terciaria aflorante más joven que se presenta en la zona. Hacia el este de la zona de estudio se encuentra en contacto fallado con la Formación Colón y Mito - Juan, separadas por la Falla Juncalito, lo cual se observa en el mapa del área de estudio. Por otra parte se determinó que su edad es Paleoceno superior a Eoceno inferior (Royero y Clavijo, 2001).

2.2.2.3. Cuaternarios

En la zona de estudio se encontraron varios depósitos cuaternarios.

- **Cuaternario terraza y cono de eyección (Qtf)**

En el área de estudio se presentan tres tipos de terrazas: terrazas pequeñas modernas en los valles actuales de los ríos principales; restos pequeños de terrazas que se presentan a diferentes alturas de los ríos de la zona, alcanzando algunos de ellos a situarse a 800 m por encima del nivel actual del río, y que representa los sucesivos movimientos de elevación de la cordillera durante el periodo cuaternario; el tercer tipo de terraza cartografiado, lo constituyen depósitos, muy posiblemente de origen lagunar más o menos amplios, que se encuentra en el área de Llano Grande, excavados por los ríos actuales y con elevaciones hasta de 10 m por encima de su nivel actual (Vargas et al., 1981).

- **Cuaternario coluvión, talud y derrumbes (Qc)**

Estos depósitos están constituidos por fragmentos angulares de roca e incluyen depósitos de talud, derrubios y material de avalancha (Vargas et al., 1981).

- **Cuaternario aluvión (Qal)**

Consiste en materiales depositados en los valles actuales de los ríos y quebradas mayores, algunos son amplios y constituyen la llanura aluvial del río. En el Río Chicamocha, hacia los alrededores de Capitanejo, se incluyen conos de deyección disectados por el drenaje actual (Vargas et al., 1981).

2.2.3. Columna estratigráfica generalizada

Con el fin de observar la relación temporal entre las unidades litoestratigráficas presentes en la zona de estudio, se realizó una columna generalizada de las mismas (Figura 19). Los espesores de las unidades sedimentarias se tomaron a partir de consulta bibliográfica (Vargas et al., 1981; Royero y Clavijo, 2001).

Figura 19. Columna generaliza de las unidades litoestratigráficas del área de estudio. Las rocas cristalinas (ígneas y metamórficas) no representan ningún espesor, y se muestran para establecer la relación temporal entre las diferentes unidades.

ESPESOR (m)	SISTEMA	UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA	DESCRIPCIÓN
	CUATERNARIO	Cuaternario aluvión Cuaternario coluvión Cuaternario terraza	Depositos en la llanura aluvial del río, restos de terrazas y derumbes constituidos por fragmentos angulares de roca
1000	PALEÓGENO	Formación Carbonera	Areniscas abigarradas con esporádicos bancos de arenisca de grano fino con estratificación cruzada, y pequeñas capas de carbón
		Formación Mirador	Areniscas de grano fino a grueso con capas conglomeráticas de guijos entre 1 y 3 cm de diámetro intercalaciones con lutitas grises.
		Formación Los Cuervos	Se constituye por lodolitas carbonosas e intercalaciones de areniscas, la parte media posee capas de carbón mientras que la parte superior presenta fragmentos de óxidos de hierro
2000		Formación Barco	Areniscas que varían de grano medio a conglomerático con delgadas intercalaciones de lutita y arcillolita; hacia la parte media el carácter conglomerático es más esporádico y las lutitas aumentan ligeramente.
	CRETÁCICO	Formación Colon y Mito-Juan	Se constituye por capas de arenisca de grano fino intercalaciones de arcillas, seguido por calizas con ostreas muy abundantes intercaladas con arcilla.
3000		Formación La Luna	Se presenta intercalaciones entre caliza fosilífera (entre los 0.5 y 3 m de espesor) y shale; hacia la parte inferior de la secuencia se presentan niveles delgados de chert entre 20 y 30 cm de espesor
		Formación Capacho	Capas de cuarzoarenita de grano medio a fino, micáceas intercalas con capas de shale y algunas capas de caliza con bioturbación.
		Formación Aguardiente	Constituida por arenisca cuarzosa de grano fino a grueso con intercalaciones delgadas de lodolitas grises a negras, carbonosas.
		Formación Tibú y Mercedes	Se compone arcillolitas con intercalaciones de areniscas de grano fino a grueso, pasando a ser conglomeráticas y calizas fosilífera.
		Formación Río Negro	Niveles de areniscas cuarcíticas, localmente conglomeráticas con intercalaciones de lutitas negra.
5000		TRIÁSICO JURÁSICO	Formación Girón
6000	PERMICO CARBONIFERO	Paleozoico del Río Nevado	Basamento
	DEVÓNICO	Formación Floresta	Basamento

Fuente: autoras

3. MARCO TEÓRICO

En este capítulo se enmarcan las definiciones empleadas en la elaboración del presente proyecto, las cuales abarcan conceptos básicos en geología estructural, indicadores cinemáticos y algunas definiciones claves para el tratamiento de datos e interpretación de resultados en los software utilizados.

3.1. Conceptos básicos

La definición de algunos conceptos básicos es primordial para aclarar ideas que se presentan a lo largo del presente trabajo.

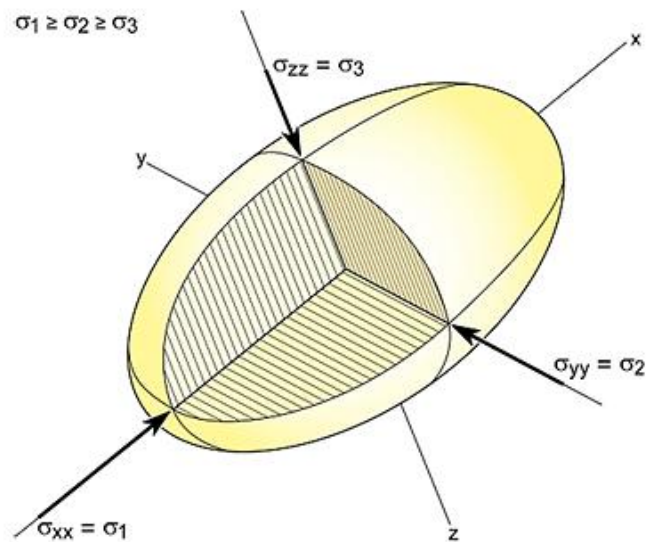
3.1.1. Esfuerzo

El esfuerzo es la fuerza por unidad de superficie que se aplica sobre un plano cualquiera de un cuerpo; dicho de otra forma es la relación entre la fuerza aplicada y la superficie sobre la cual se aplica (Martínez, 2002-2003).

3.1.2. Tensor

Según Martínez (2002-2003) los tensores de esfuerzo con cantidades físicas que representan una intensidad escalarmente, así como una dirección en el espacio y un sentido. Un tensor está definido por tres componentes o ejes (esfuerzo principal mayor (σ_1), esfuerzo principal intermedio (σ_2), esfuerzo principal menor (σ_3)), que se expresan por su intensidad, puesto que las orientaciones de cada una son fijas y siempre paralelas a uno de los ejes cartesianos. Un tensor de esfuerzos puede ser representado geoméricamente por una elipse de deformación, que es la superficie tridimensional que se obtendría uniendo todos los extremos de los vectores (Figura 20).

Figura 20. Elipse de deformación. El esfuerzo principal mayor (σ_1) paralelo al eje "X", el esfuerzo principal intermedio (σ_2) paralelo al eje "Y" y el esfuerzo principal menor (σ_3) paralelo al eje "Z".



Fuente: tomado de Burg, 2011

3.1.3. Deformación

El término deformación hace referencia a cualquier cambio en la forma, la posición o la orientación de un cuerpo como resultado de la aplicación de un campo de esfuerzos (Van der Pluijm y Marshak, 2004). Una deformación puede constar de hasta cuatro componentes: translación, rotación, dilatación y distorsión, pero pueden constar de solo tres o menos componentes; por otra parte deformación y esfuerzo tienen una relación de causa y efecto, en el que el esfuerzo se analiza para un instante dado, mientras que la deformación mide cambios producidos en un intervalo de tiempo y se analizan comparando un estado final con uno inicial (Martínez, 2002-2003).

En el área de estudio la deformación se presenta por estructuras tales como pliegues y fallas; estas son las respuestas mecánicas a los esfuerzos que afectan el cuerpo rocoso y están ligadas a la profundidad en la que el material se encuentra.

A una profundidad superior a 15 km, las rocas tienen un comportamiento dúctil, dando lugar a la formación de plegamientos; entre 10 – 15 km, se tiene una transición frágil – dúctil, en la cual se presentan tanto pliegues como fallas; mientras que a profundidades menores a 10 km la roca se comporta frágilmente, es decir, se forman fracturas (plano de ruptura de la roca); si esta no involucra desplazamiento es considerada una diaclasa mientras que si rompe la roca y desplaza los bloques adyacentes uno respecto al otro, en una dirección paralela al plano de ruptura se llama falla.

Las fallas con deslizamiento oblicuo, es decir, fallas transpresivas y transtensivas, presentan movimiento tanto en la vertical (normal o inverso) como en la horizontal (dextral o sinistral).

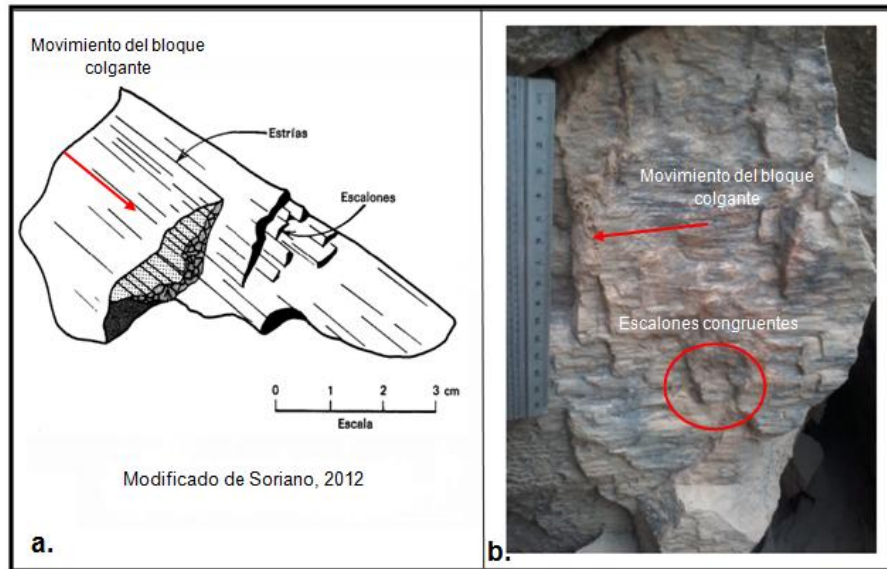
3.2. Indicadores Cinemáticos Utilizados

Para definir la dirección de movimiento de una falla, se utilizan microestructuras formadas durante el desplazamiento de los bloques adyacentes o por la presión ejercida por el esfuerzo principal (σ_1) en el desarrollo de la estructura. A continuación se describirá los indicadores que se encontraron en campo:

3.2.1. Estrías

Las estrías son marcas de fricción subparalelas a la cizalla y forman un ángulo con la dirección de rumbo (*pitch*), que dependiendo de la magnitud del ángulo, evidencian el componente lateral bajo el cual se formó la falla (Figura 21). Este indicador no permite obtener la magnitud del desplazamiento de la falla, pero si la dirección del movimiento de la misma.

Figura 21. Estrías y escalones. La flecha roja indica el movimiento del bloque colgante del plano de falla, es posible observar tanto estrías como escalones que muestran la misma cinemática. En el caso **a.** se tiene un plano de falla que muestra una cinemática sinistral normal y en el caso **b.** se tiene una fotografía de un plano de falla con estrías tomada en la estación KA - 015 , que indica una cinemática dextral normal, la cual es ratificada por los escalones congruentes que allí se presentan.

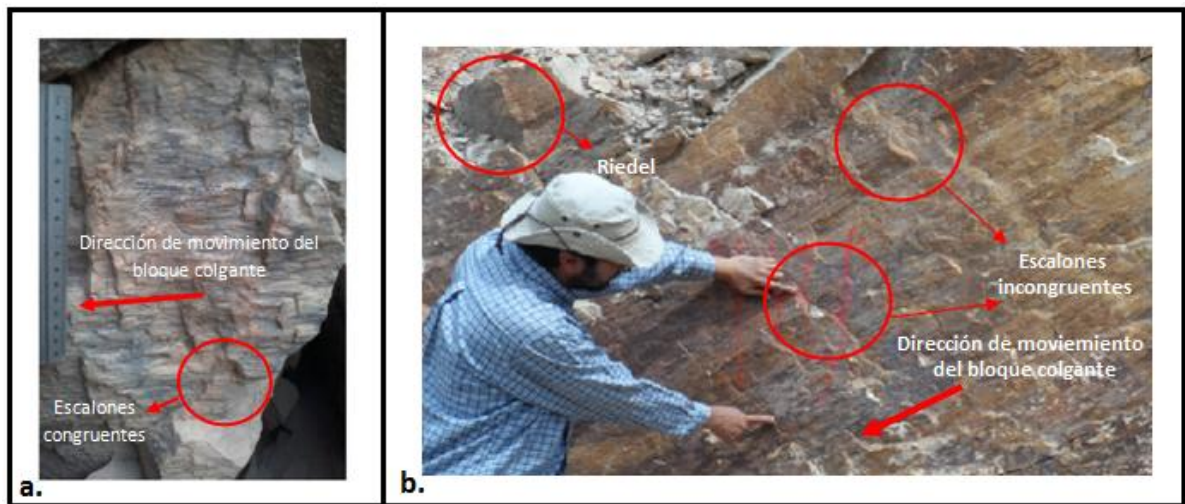


Fuente: autoras

3.2.2. Escalones

Como su nombre lo indica son estructuras que desarrollan una forma escalonada debido al desplazamiento de los bloques adyacentes sobre el plano de falla; este criterio se basa en la orientación de estos escalones, los cuales son paralelos y marcan el movimiento del bloque opuesto (Figura 22a); es decir, que al mover la mano del observador en sentido opuesto al movimiento que generó el plano de falla se debe sentir fricción (escalones congruentes) (Doblas, 1998). No siempre este criterio funciona, ya que muchas veces la cinemática determinada a partir de este indicador es contraria a la deducida por las fracturas Riedel (escalones incongruentes) las cuales poseen mayor confiabilidad en campo (Figura 22b).

Figura 22. Escalones de falla. **a.** Escalones congruentes. Muestran la misma cinemática de la falla determinada mediante *riedels*; al pasar la palma de la mano sobre el plano de falla, esta debe deslizarse sin sentir fricción, puesto que el movimiento de la mano indica la dirección en la que se desplazó el bloque opuesto. En este caso la cinemática de la falla es dextral normal (fotografía tomada en la estación KA-015) **b.** Escalones incongruentes. Este tipo de escalones se identifican porque marcan una cinemática opuesta a la que se determinó mediante los *riedels*, es decir, al deslizar la palma de la mano sobre la superficie del plano de falla en el sentido en el que desplazó el bloque opuesto, se siente fricción, dicho de otra manera, los escalones incongruentes marcan una dirección contraria al movimiento real del bloque que ya no se aprecia en el afloramiento. En este caso la falla es dextral normal (determinado mediante *riedels*) y los escalones indican una falla con cinemática sinistral inversa (fotografía tomada en la estación KA-017).



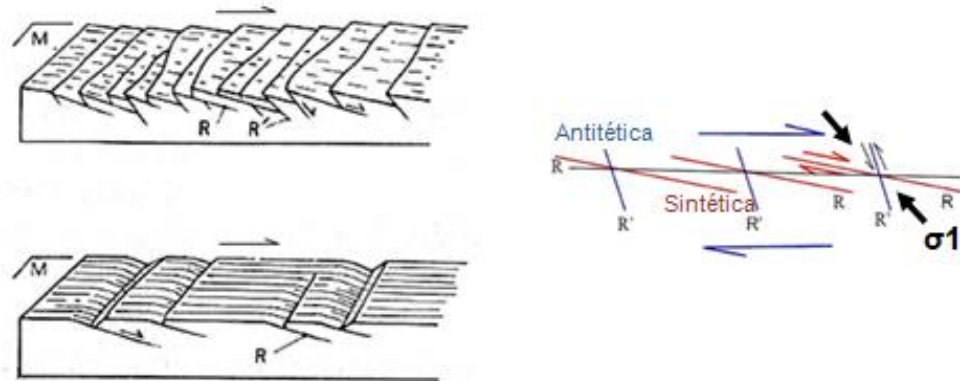
Fuente: autoras

3.2.3. Fracturas *Riedel* y *Antiriedel*

Son fracturas secundarias que se forman en el desarrollo de las fallas, su orientación y cinemática marca el sentido de desplazamiento de la falla principal. Estas fracturas secundarias pueden ser de cizalla o de tensión (que son la bisectriz de las R y R').

En la zona de estudio se presentan fracturas de cizalla, que son de dos tipos: sintéticas (*riedel*) cuando forman un ángulo de 15° - 20° respecto a la orientación preferente del plano de falla y tienen el mismo sentido el movimiento de esta; y antitéticas (*antiriedel*) cuando el ángulo respecto a la falla principal es de 75° y su cinemática es contraria tanto a la cinemática de la falla principal como a la de los *Riedels* (Figura 23 y 25).

Figura 23.Fracturas secundarias *Riedel* (R) y *Antiriedel* (R'). Se observan fracturas R, cuyo ángulo respecto a la falla en 15 – 20°, tienen la misma cinemática de la falla principal; mientras que las fracturas R' tiene un ángulo entre 60 - 85° y poseen una cinemática contraria a la de la falla principal.



Fuente: modificado de Petit, 1987

La línea generada por la intersección del plano de falla y el plano *Riedel*, debe guardar una relación de 90° aproximadamente con la estría que está en el plano de falla, con el fin de aplicar el esfuerzo mayor en el ángulo agudo que forman estos dos planos.

Figura 24.Fracturas sintéticas o Riedel. En la fotografía tomada en la estación KA-017, se aprecian Riedels, formando ángulos de bajo grado con el plano de falla, mediante los cuales fue posible determinar que la cinemática de la falla es sinestral inversa.



Fuente: autoras

3.3. Sistemas de Corrimientos o de Cabalgamientos

Este tipo de sistemas también llamados *thrust system*, se forman cuando en una faja plegada y corrida se conectan entre si un conjunto de corrimientos con sus estructuras asociadas (Cristallini, 1998).

3.3.1. Estilos estructurales de cabalgamientos

En geología, la deformación involucra dos estilos estructurales para describir y modelar los cabalgamientos, los cuales son llamados: escamación de piel delgada y escamación de piel gruesa, que son característicos de cada zona de influencia (Burg, 2013).

3.3.1.1. Escamación de piel delgada

La tectónica de piel delgada hace referencia a cabalgamientos que no involucran basamento, donde se da la formación de pliegues y fallas que deforman las secuencias sedimentarias; estas coberteras sedimentarias inicialmente horizontales se separan a lo largo de despegues a partir de litologías incompetentes (por ejemplo evaporitas, esquistos, capas sobreimpuestas) y se deforman independientemente del sustrato subyacente; comúnmente las ramificaciones de fallas listricas inversas con actitudes similares se unen en la superficie del despegue sobre el basamento (Burg, 2013).

El estilo estructural de piel delgada se limita a la secuencia sedimentaria, mientras que el basamento se desliza debajo rígidamente (sin cortes axiales) (Burg, 2013). Este estilo estructural se caracteriza por zonas de rampa donde se ven afectadas secuencias sedimentarias.

3.3.1.2. Escamación de piel gruesa

Este estilo de escamación se desarrolla en zonas de influencia o *hinterland* (en regiones de cadenas montañosas), donde la deformación es controlada principalmente por cabalgamientos de alto ángulo, que involucran la deformación del basamento; estos cabalgamientos tienen un despegue profundos en cercanías al límite de deformación frágil – dúctil (Burg, 2013).

3.3.2. Clasificación de los Sistemas de Cabalgamiento

Los sistemas de corrimientos pueden combinar diferentes tipos de estructuras, lo que hace que su geometría sea compleja; sin embargo Boyer & Elliott (1982) en su clasificación identifican dos tipos básicamente, los sistemas de abanicos imbricados (dirigidos y arrastrados) y los sistemas dúplex (buzando hacia el interior, antifirma por apilamiento y buzando hacia el antepaís).

En los sistemas imbricados los corrimientos se abren en forma de abanico y alcanzan la superficie en forma aislada, mientras que en los dúplex, los corrimientos se juntan determinando bloques totalmente rodeados por fallas, y el sistema en sí mismo se encuentra encerrado entre una falla de techo y otra de suelo (Cristallini, 1998).

3.3.3. Otras estructuras relacionadas a los sistemas de cabalgamientos

La deformación en sistemas de cabalgamientos involucra y/o permite el desarrollo de otras estructuras, que difieren entre sí de acuerdo a las condiciones de formación y el tipo de litología afectada; algunas de estas estructuras son:

3.3.3.1. Rampas y llanas

La deformación en piel delgada se caracteriza por zonas de rampas y llanas. Las zonas de llanas son superficies de fallas que se forman paralelo a los estratos, que son en su mayoría rocas incompetentes; mientras que las zonas de rampas atraviesan unidades de rocas competentes, con un ángulo típicamente entre 30 y 45 grados.

De acuerdo a su posición las rampas se clasifican en: frontal, oblicua o lateral. Las rampas frontales son aquellas que cruzan perpendicularmente la dirección de desplazamiento de la falla principal; las rampas oblicuas cortan con cierta inclinación la dirección de la falla principal mientras que la rampa lateral tienen un rumbo paralelo a dirección de desplazamiento y pueden ser considerada como Falla de desgarre (Boyer & Elliott, 1982).

3.3.3.2. Retrocabalgamiento

En la deformación de sistemas de corrimiento, existen algunas fallas que aumentan el buzamiento al aproximarse a la superficie generando una estructura antitética (retrocorrimiento o retrocabalgamiento) para acomodar la deformación del bloque colgante (Turienzo & Dimieri, 2005), esta posee una menor jerarquía a la falla principal y una pendiente contraria a la tendencia regional. La geometría resultante en general es la de una estructura tipo *pop-up*, la cual en esencia es un bloque triangular limitado a ambos lados por fallas inversas (Turienzo & Dimieri, 2005) (Figura 25).

Figura 25. Esquema geológico de una estructura tipo *pop-up*, la cual se genera a partir del esfuerzo compresivo (σ_1) horizontal.



Fuente: modificado de McClay, 1991

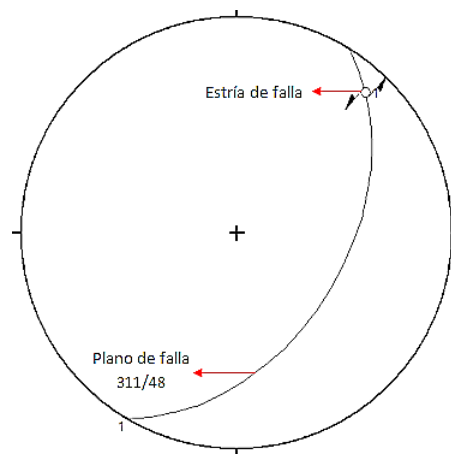
3.4. Análisis cinemático

En la deformación frágil, los métodos de análisis cinemáticos se basan en mediciones de planos y estrías de falla. Este análisis determina las direcciones de los esfuerzos principales dando información sobre la orientación y la forma de la elipse de deformación, pero no da información acerca de los valores absolutos de los esfuerzos ni de un verdadero tensor (paleo-esfuerzo), ya que es un cálculo estadístico sobre las fracturas que integran una cantidad significativa de tiempo geológico. Sin embargo, la información es una interpretación de las condiciones de esfuerzo que son responsables de los eventos de deformación (Marrett y Peacock, 1999). Para el análisis cinemático realizado en el presente trabajo se utilizaron dos software: TectonicsFP 1.7.7 y Win Tensor 4.0.4.

3.4.1. Análisis de estrías de falla

Para la visualización cinemática, procesamiento y análisis de los datos de estrías de falla se hizo uso del programa TectonicsFP 1.7.7., creado por Reiter y ACS (2000). Este *software* permite representar gráficamente las estrías (Figura 26) mediante el diagrama de Angelier que muestra los planos de falla como círculos mayores y una flecha que apunta en la dirección del movimiento del bloque colgante.

Figura 26. Diagrama de Angelier en el que se observa la representación grafica de un plano de falla de la estación KA-016 con su respectiva estría. En el plano de falla (medio círculo interno) se ubica un dato de estría de falla (punto blanco) con su respectiva cinemática (flechas negras).



Fuente: autoras, a partir de TectonicsFP 1.7.7

Los conjuntos de datos pueden incluir varias poblaciones de planos de falla con tensores distintos, por lo tanto, la separación de las poblaciones se tiene que hacer antes del análisis. Estos análisis se pueden graficar en diferentes diagramas, entre los cuales están:

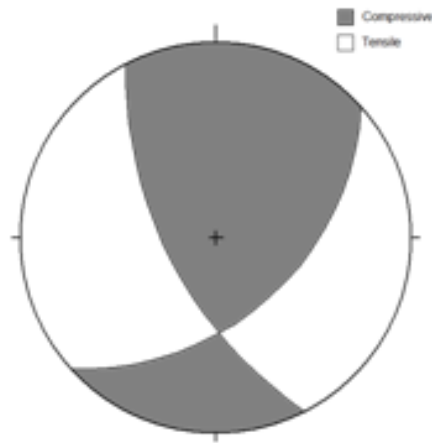
a. **El método de los Diedros Rectos (NDA):** este análisis guarda una cierta similitud con el procedimiento de cálculo de mecanismos focales de terremotos. Trazando un plano auxiliar perpendicular a la estría de deslizamiento, la región entorno a una falla queda dividida en cuatro diedros rectos. El esfuerzo principal (σ_1) queda contenido en los diedros de compresión (color gris) y el menor (σ_3) en los diedros de distensión (color blanco) (Figura 27). La superposición de los diedros de distensión y de compresión de todas las fallas de una población nos definirá la orientación más probable de σ_3 y σ_1 respectivamente (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977 en Casas et. al., 1990).

De acuerdo a Casas et al., (1990) la aplicación del método mediante un computador, calcula para cada dirección del espacio el porcentaje de falla en relación con las cuales, ésta ha quedado incluida en el diedro de distensión; el valor máximo corresponderá a la posición óptima del eje de distensión y el mínimo al de compresión.

Recientemente, Lisle (1987, 1988 en Casas et al., 1990) propuso dos nuevas condiciones para mejorar este método, que deben ser tenidas en cuenta a la hora de determinar las posiciones más probables de los ejes principales de esfuerzo: (1) ambos ejes deben ser perpendiculares entre sí, y (2) deben estar contenidos en parejas opuestas de diedros que para cada falla, quedan definidas por su plano y por el plano de movimiento. La combinación de estos dos criterios junto con el de los diedros rectos lleva a precisar la posición de los ejes de compresión y distensión (Casas et al., 1990).

Los resultados del análisis cinemático se representan por gráficos llamados "pelotas de playa", donde los diedros compresivos y distensivos se muestran junto con el eje del esfuerzo principal; en TectonicsFP 1.7.7. los diedros grises representarían compresión y los blancos distensión (Figura 27).

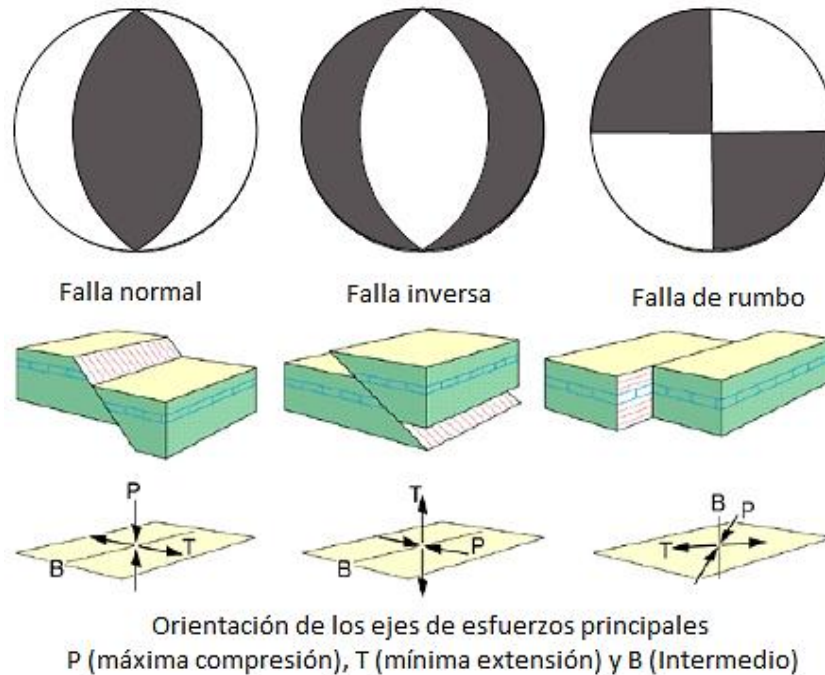
Figura 27. Representación de análisis cinemático de falla de la estación KA-016 a partir del método de los diedros rectos (NDA).



Fuente: autoras, a partir de TectonicsFP 1.7.7

Se debe tener en cuenta las orientaciones de los esfuerzos σ_1 , σ_2 y σ_3 respecto al plano de falla ya que con ellos se puede determinar la dirección y el sentido de desplazamiento, es decir, deducir que tipo de falla es la que se está analizando (Figura 28).

Figura 28. Representación de mecanismos focales y la relación entre la ubicación de los esfuerzos y el tipo de falla. Esfuerzo σ_1 paralelo a P, esfuerzo σ_2 a T y esfuerzo σ_3 a B. El color gris representa la compresión y el blanco la extensión.

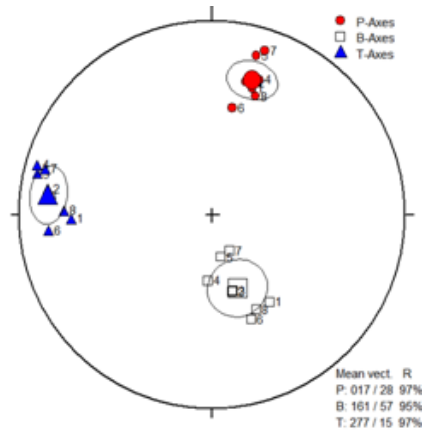


Fuente: modificado de Burg, (2011)

b. Ejes P–T: este método de análisis determina el tensor de máxima Presión, máxima Tensión y el tensor intermedio (B) para la generación de un plano de falla. Este método se basa en la determinación del plano de movimiento, que contiene el tensor de mayor presión (P), tensión (T), y el tensor intermedio (B). En la red 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).

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. Los tensores de P-T pueden determinar las posiciones más probables para σ_1 y σ_3 , y el tensor intermedio para σ_2 (Figura 29) (Turner, 1953).

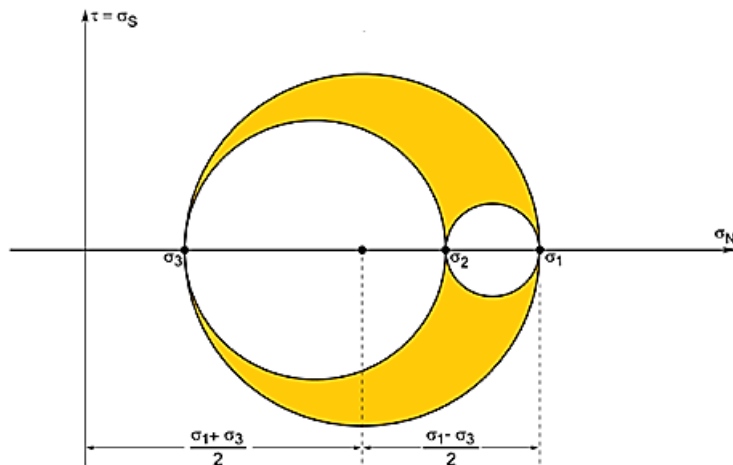
Figura 29. Ejes P-T de la estación KA-016. En este gráfico se observa el eje de presión (círculos rojos), el eje de tensión (triángulos azules) y el eje de esfuerzo intermedio (cuadrados).



Fuente: autoras, a partir de TectonicsFP 1.7.7

c. Círculo de Mohr: en este diagrama se pueden representar gráficamente las variables que actúan al generarse un esfuerzo sobre una superficie, mediante la visualización de la magnitud de los esfuerzos σ_1 , σ_2 y σ_3 sobre el eje de las abscisas, y los esfuerzos de corte (τ) en la ordenada (Figura 30) (Mohr, 1900, 1904 en Casas et al., 1990).

Figura 30. Representación gráfica del diagrama de Mohr. Ubicación de los esfuerzos σ_1 , σ_2 y σ_3 sobre el eje de las abscisas según su magnitud.



Fuente: modificado de Burg, 2012

Mohr propuso en 1900 que todos los posibles esfuerzos (σ_N , σ_S) son ploteados en el círculo mayor (σ_1 , σ_3) o entre este círculo y los círculos de Mohr (σ_1 , σ_2) y (σ_2 , σ_3). La posición donde los dos círculos se encuentran, se define por la relación de deformación $R = (\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3)$.

- **Envolvente de Mohr - Coulomb:**

Charles Agustín de Coulomb propuso en 1776 que la fractura de cizallamiento se produce cuando el esfuerzo de cizallamiento a lo largo de un plano de falla supera dos fuerzas: la fuerza de cohesión del material en el plano de falla y la resistencia a lo largo de ese plano una vez que se ha formado (Burg, 2013).

La ecuación dada por Coulomb donde relaciona los dos criterios anteriores en donde se expresa la resistencia de cizalla es:

$$\sigma_S = c + \mu \sigma_N$$

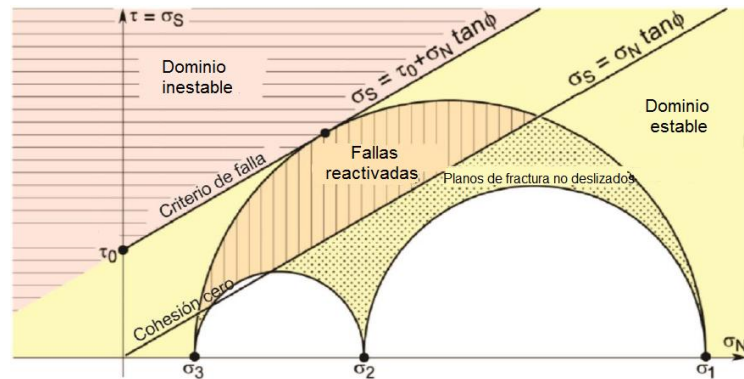
- σ_S = Esfuerzo de cizalla
- c = Cohesión del material
- μ = Coeficiente de rozamiento interno
- σ_N = Esfuerzo normal

Al realizar la representación gráfica también predice que los puntos de falla en un diagrama σ_S/σ_N deben estar en una línea recta con pendiente μ y la intersección con la ordenada σ_S en la resistencia al corte c . Esta línea recta representa la forma de la envolvente de una serie de círculos de Mohr en la generación de una falla para un material dado, es decir, la envolvente de Mohr-Coulomb, la cual es una curva empírica que delimita el campo de fallas del material, esta es ligeramente cóncava hacia el eje σ y es simétrica con respecto al mismo; su forma y su posición pueden variar para cada material (Burg, 2013).

Paralela a la envolvente de Mohr-Coulomb se grafica la línea de la cohesión cero (Figura 31) que pasa por el origen y es tangencial a la mayoría de datos procesados y representa una discontinuidad pre-existente. Los planos de falla

trazados por debajo de esta línea no se deben deslizar, de lo contrario sería la cohesión negativa (Burg, 2013).

Figura 31. Línea de cohesión cero, que divide el dominio de fracturas reactivadas y heredadas en el diagrama de Mohr.

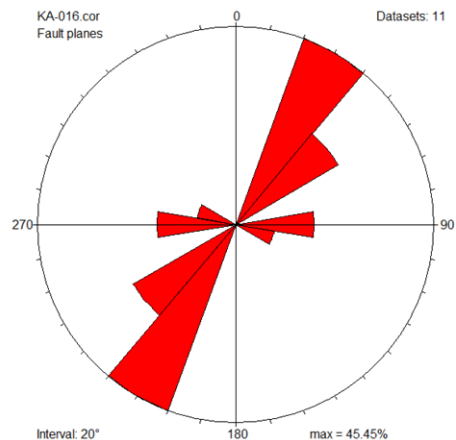


Fuente: modificado de Burg (2012)

Todos los puntos contenidos en el área entre la envolvente de Mohr-Coulomb y la línea de cohesión cero, son datos reactivados a partir de sus previas discontinuidades (Burg, 2012).

d. Diagrama Rosas: este diagrama se utiliza para determinar las direcciones predominantes de los planos de falla y de diaclasas (Figura 32).

Figura 32. Diagrama Rosas, en el cual se aprecia la dirección predominante de los planos de falla en dirección NE-SW.

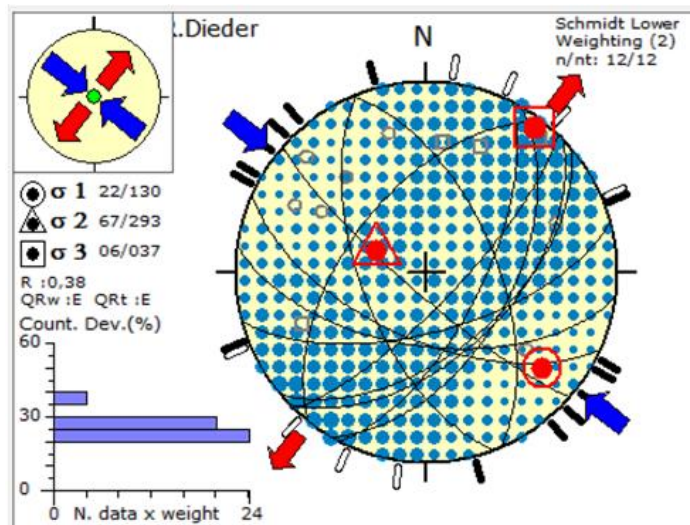


Fuente: autoras, a partir de TectonicsFP 1.7.7

3.4.2. Tensor a partir de datos de diaclasas

El programa Win Tensor 4.0.4. creado por David Delvaux, publicado en 2010 es un *software* interactivo que permite determinar el esfuerzo tectónico de las fallas geológicas y de datos de mecanismos focales de terremotos en geología estructural, neotectónica e investigaciones sismo tectónicas. Además de sus capacidades de almacenamiento y gestión de datos, permite la estimación del tensor (orientación de sus tres ejes principales y la relación con la forma de la elipse de deformación) mediante el diagrama *R. Dieder* (Figura 33).

Figura 33. Diagrama *R. Dieder* de la estación KA-016 en el *software* Win Tensor 4.0.4. Las flechas azules representan la orientación del tensor de compresión y las flechas rojas del tensor de extensión.

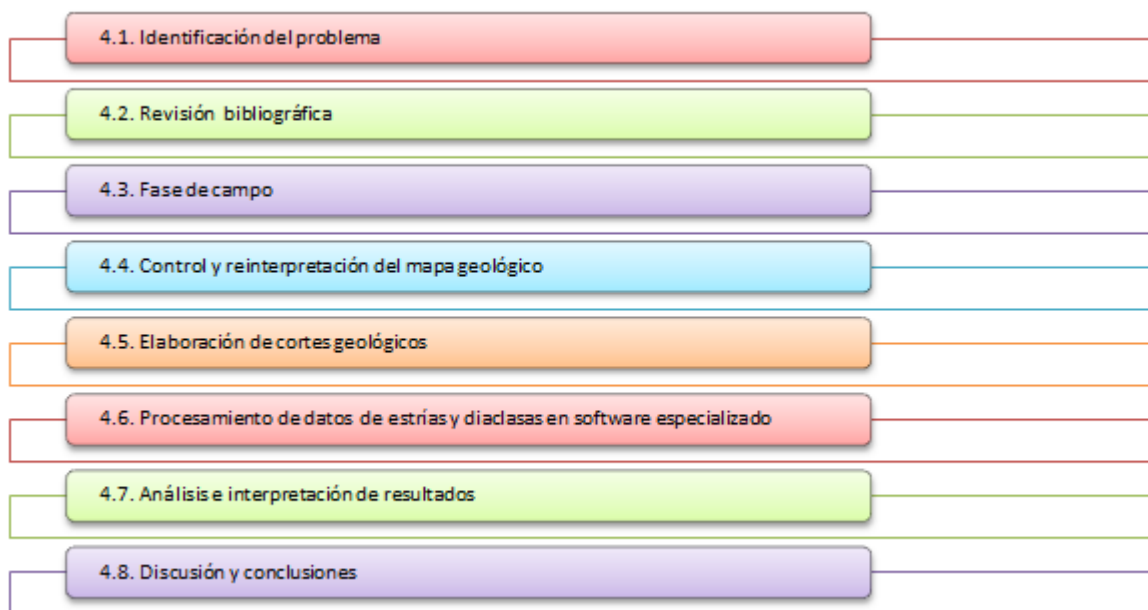


Fuente: autoras, a partir de Win Tensor 4.0.4

4. MÉTODO DE TRABAJO

A continuación capítulo se especifican las diferentes etapas que se llevaron a cabo durante la realización del presente proyecto (Figura 34).

Figura 34. Esquema general del método de trabajo aplicado.



Fuente: autoras

A continuación se explicaran las etapas mencionadas en la figura 1.

4.1. Identificación del problema

En la salida de campo de la asignatura Geología Estructural, fue posible apreciar una serie de estructuras en los afloramientos en los costados de la carretera Málaga – Capitanejo; en estas se identificaron y midieron indicadores cinemáticos y se mencionó la necesidad de integrarlos e interpretarlos para determinar la cinemática de la zona y compararla con la de otros sectores.

Teniendo en cuenta la poca información que se tiene del área, se propuso estudiar, investigar y dar aportes científicos de la misma, basados en datos de

campo y su relación con la formación de las estructuras presentes en el área producto de esfuerzos locales.

4.2. Revisión bibliográfica

Se hizo una consulta en la cual se recopilaron los documentos existentes sobre el área de estudio, iniciando la búsqueda en la base de datos de la Universidad Industrial de Santander (UIS), posteriormente en los archivos adquiridos en las diferentes asignaturas, en consultorías con los docentes y finalmente indagando en internet. Al terminar esta fase, fue posible percatarnos de la poca información acerca de esta falla, pues solo se tienen los estudios realizados por Kammer (1993); y Corredor (2001).

4.3. Fase de campo

Para iniciar la fase de campo, se delimitó la zona de estudio a partir de la información adquirida durante la revisión bibliográfica.

Esta etapa de campo se hizo con el objetivo de tomar datos estructurales en el área de estudio, entre los cuales están las estratificaciones de las diferentes formaciones presentes en la zona, y de los indicadores cinemáticos que brindan información sobre: el movimiento de una falla (estrías), estructuras sin movimiento (diaclasas), la posible dirección de compresión que sufrió una roca (estilolitos) y dirección de vergencia (*boudines* y pliegues parásitos). En algunos casos las estaciones se hicieron para la toma de panorámicas.

Esta etapa tuvo una duración de 22 días, en los cuales se cubrió toda la zona de estudio y al final de la misma se hizo una revisión con el director de trabajo de grado.

4.3.1. Toma de datos estructurales en campo

La toma de datos fue una de las fases más importantes de este trabajo, puesto que la información adquirida en esta etapa fue la que se procesó para cumplir con los objetivos planteados. Esta fase se hizo de la siguiente manera:

- a. Se realizaron estaciones de campo con el fin de tomar datos estructurales (estratificación, cuando se tratara de rocas sedimentarias e indicadores cinemáticos) de los cuerpos rocosos aflorantes o para tener una vista panorámica de la zona de estudio.
- b. Posterior a la toma de datos se hizo la corrección magnética a todos los rumbos de los planos, que en el área de estudio corresponde a 8° , es decir, se restó este valor a los datos de azimut de rumbo de cada uno de estos planos.

4.3.1.1. Toma de datos de indicadores cinemáticos

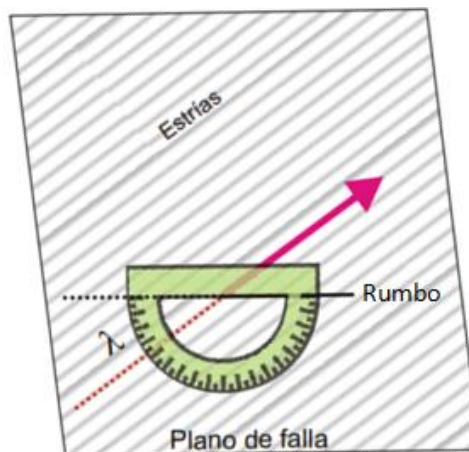
El presente numeral explica la forma en que se realizó la medición de los indicadores cinemáticos encontrados en los afloramientos, los cuales representan la base de este estudio.

4.3.1.1.1. Estrías

Las estrías en un plano de falla junto con planos de *riedels*, *antiriedels* y escalones mineralizados indican el sentido del desplazamiento de una falla, el cual puede ser vertical (normal o inverso), y horizontal (dextral o sinistral). Dada la importancia de estos datos, se describe la metodología que se llevó a cabo en campo:

- a. Se buscan planos de fallas, en los cuales haya estrías. Es importante no confundirlos con la laminación, que se identifica porque se observa en todas las caras o planos de la roca.
- b. Se toma el rumbo y la inclinación del plano de falla en el que se encuentra la estría (realizar la corrección por declinación magnética).
- c. Se toma el *pitch* o cabeceo de la estría (ángulo medido entre la estría y la línea de rumbo) (Figura 35).

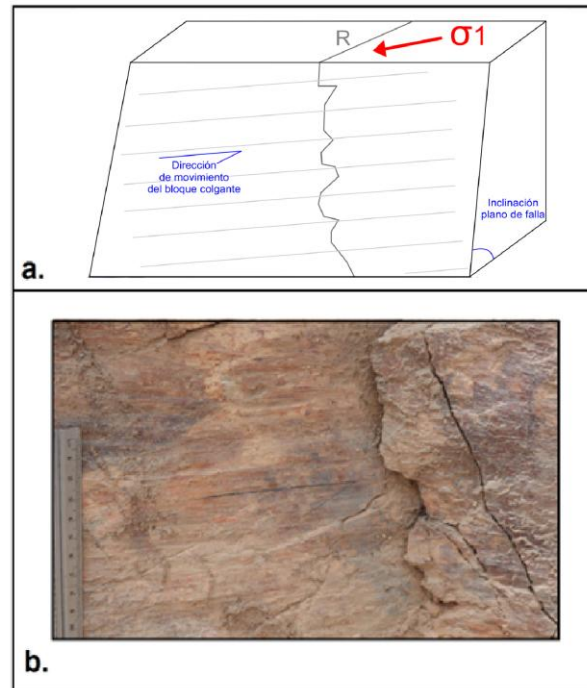
Figura 35. Esquema de la toma del *pitch* o *rake* (λ) de una estría de falla.



Fuente: modificado de López, 2006

- d. Se determina la dirección hacia donde cabecea o presenta su inmersión la estría.
- e. Con la ayuda de indicadores cinemáticos como *riedel*, *anti-riedel*, escalones mineralizados, además de la dirección de inclinación del plano de falla y el trazo de la estría sobre el mismo se determina la componente horizontal y vertical de la cinemática de la falla (Figura 36).

Figura 36. Cinemática de una falla determinada a partir de *riedel*. En la imagen **a.** se muestra la dirección del esfuerzo principal (σ_1), el cual se genera por el ángulo agudo entre el plano de falla y el *riedel*, indicando un movimiento sinistral; teniendo en cuenta este movimiento y la inclinación del plano de falla, se determina que la falla es de tipo sinistral inversa. En la imagen **b.** se tiene una fotografía tomada en estación KA-017, en la que se hace el análisis explicado anteriormente y se deduce que es una falla sinistral inversa.



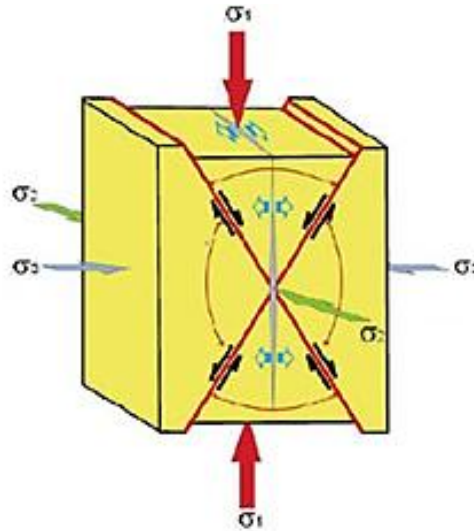
Fuente: autoras

- f. Para el tratamiento de los datos en el *software* TectonicsFP 1.7.7. es necesario asignar un porcentaje de calidad a cada dato, de acuerdo al indicador que se te utilizó para determinar la cinemática de la falla. Este porcentaje varía de 0 a 100% y es fundamental a la hora de procesar los datos.

4.3.1.1.2. Diaclasas

Las diaclasas comúnmente se dividen en dos grupos: diaclasas de tensión, las cuales se desarrollan paralelas al esfuerzo principal (σ_1), y diaclasas de compresión, que se desarrollan perpendiculares u oblicuas al esfuerzo principal (σ_1) (Figura 37).

Figura 37. Esquema de diaclasas en el que se muestra la relación entre las diaclasas y los esfuerzos; se observan las diaclasas de tensión, las cuales son paralelas al esfuerzo principal (σ_1).



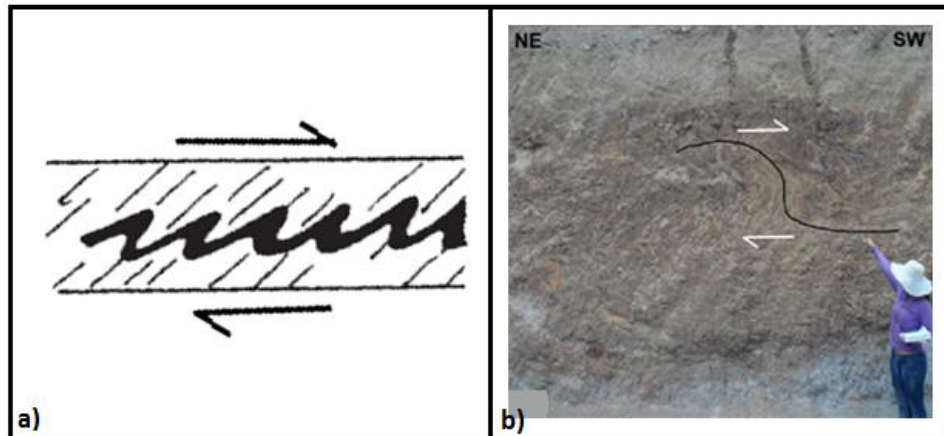
Fuente: modificado de Rossello, 2008.

En la toma de datos de diaclasas se determina el rumbo y la inclinación del plano (realizar la corrección por declinación magnética).

4.3.1.1.3. Pliegues parásitos (micropliegues)

Los pliegues parásitos son estructuras menores, paralelas al plano de cizalla y son utilizados para determinar la vergencia del mismo. Sin embargo, se generan algunos pliegues transversales a la zona de cizalla que pueden mostrar tanto el sentido correcto e incorrecto del desplazamiento. Para determinar la vergencia de estas microestructuras (dirección del esfuerzo principal de cizalla) se tiene en cuenta la inclinación de su plano axial, la cual en la mayoría de los casos forma un ángulo agudo con la horizontal (Figura 38).

Figura 38. Pliegues parásitos **a)** Micropliegues indicando la vergencia (flechas negras) determinada a partir de plano axial de los mismos **b)** Fotografía tomada en la estación KA-037, en la cual se aprecia la vergencia de un micropliegue.



Fuente: modificado de Martínez, 2002-2003

4.4. Control y reinterpretación del mapa geológico

A partir del registro litológico hallado y los datos estructurales tomados en las estaciones realizadas en campo así como las unidades cartografiadas en el mapa geológico preliminar de la Plancha 136 - Málaga (1976), se realizó la corrección del contacto de las unidades y se determinó la vergencia de las fallas presentes en la zona de estudio. Integrando el análisis realizado en la fotointerpretación y la información tomada en campo se identificó que algunas de las fallas trazadas en la Plancha 136-Málaga corresponden a lineamientos geomorfológicos, las cuales fueron eliminadas; también se trazaron nuevas fallas a partir de criterios estructurales (contacto de formaciones de diferente edad y aumento en el espesor de una unidad) como las Fallas La Mesa y Negra.

4.5. Elaboración de cortes geológicos

A partir del mapa geológico modificado con los datos de campo se elaboraron tres cortes geológicos A-A', B-B' y C-C', distribuidos en el área de estudio, con el

objetivo de conocer la geometría y la relación de las estructuras geológicas que se presentan en la zona, además de apoyar la interpretación de estos estilos estructurales.

Con los cortes y la posición de las estaciones, se determina cuales están en estructuras volcadas ya que en campo no era fácil identificar si los datos que se tomaron estaban en el flanco normal o en el flanco invertido debido a la complejidad estructural que se presenta en la zona de estudio.

4.6. Procesamiento de estrías y diaclasas en los *software* utilizados

Para el tratamiento de los datos de estrías y diaclasas tomados en campo se utilizaron dos *software*: TectonicsFP 1.7.7 y Win Tensor 4.0.4.

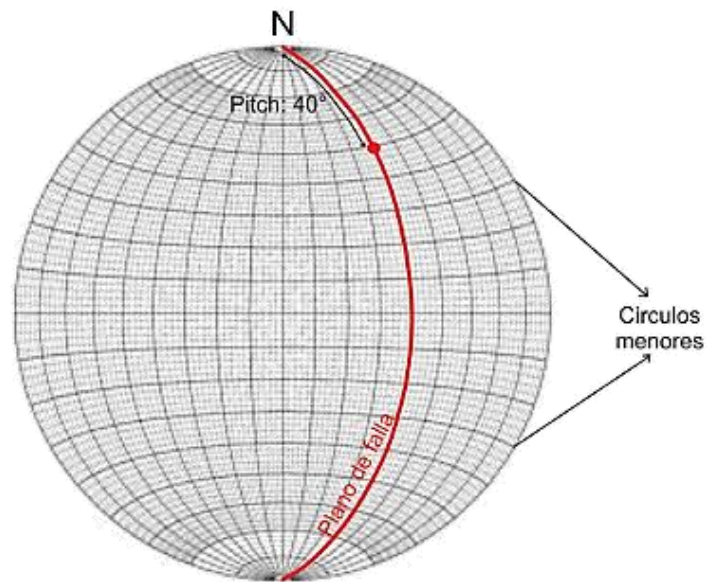
4.6.1. Tratamiento de estrías:

El procesamiento de estrías se realizó en el *software* TectonicsFP 1.7.7, el cual trabaja con el buzamiento e inclinación de cada plano de falla, y el *plunge* y la dirección de *Plunge (Trend)* de cada estría; los dos últimos se determinan a partir del rumbo e inclinación del plano de falla, y del *pitch* y dirección de *pitch* de la estría de falla, medidos en campo. El tratamiento de los datos de estrías se teniendo en cuenta los siguientes pasos:

a. Primero se determinó el *plunge* y dirección de *plunge*:

- Se proyectó el plano de falla con su respectivo rumbo e inclinación en la red estereográfica.
- Se ubicó el plano en dirección N-S y sobre este se ubicó el *pitch* de la estría (teniendo en cuenta la dirección hacia donde cabecea la misma), esto se hizo siguiendo los círculos menores de la red estereográfica (Figura 39).

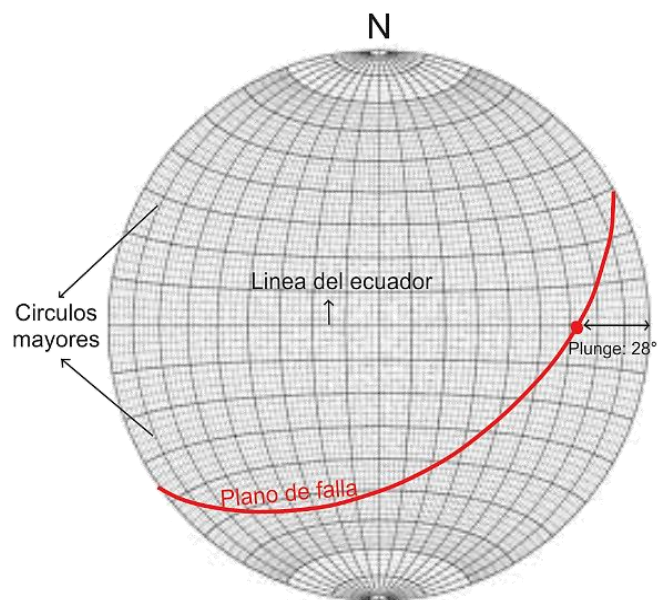
Figura 39. Proyección estereográfica de una línea (estría) contenida en un plano de falla (N32E-50SE) a partir de su ángulo de *pitch* (40°) de la estación KA-016.



Fuente: autoras

- Se roto el punto de pitch hasta la línea del ecuador, donde se halló el *plunge* a partir de los círculos mayores (Figura 40).

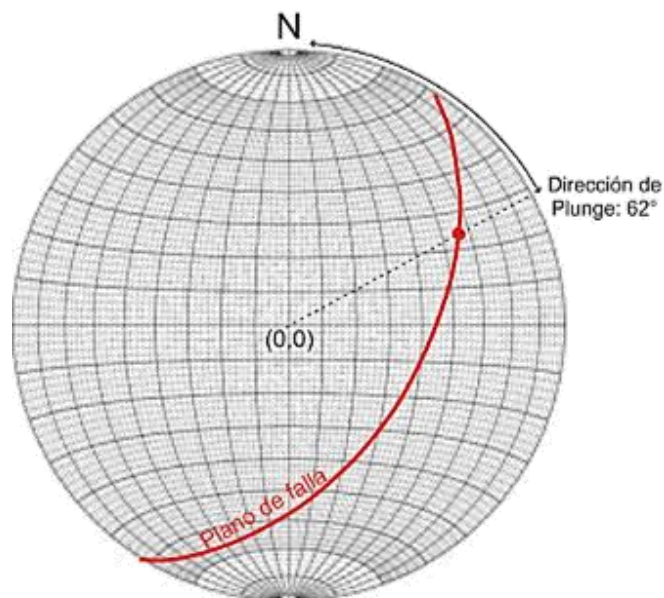
Figura 40. Determinación del *plunge*.



Fuente: autoras

- Se roto el plano de tal forma que los dos nortes (el de la red estereográfica y el del calcante) queden superpuestos, se trazó una recta desde el punto (0,0) pasando por el punto de *pitch* hasta interceptarse con el círculo primitivo, donde se halló la dirección de *plunge* a partir de los círculos menores (Figura 41).

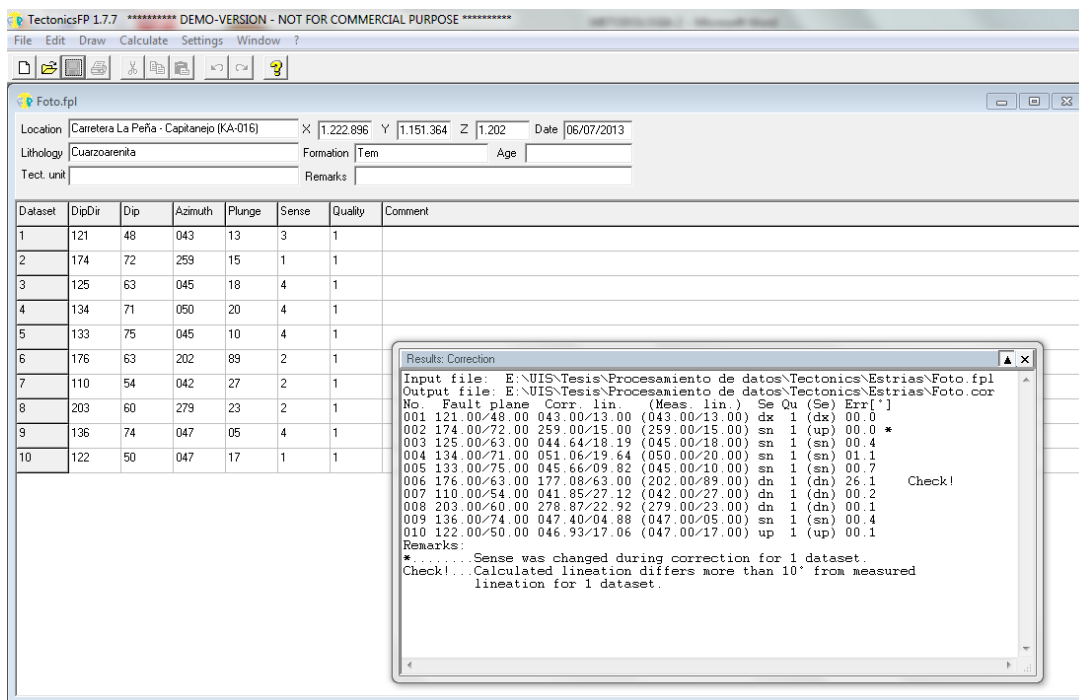
Figura 41. Determinación de dirección de Plunge



Fuente: autoras

- Se ingresaron los datos al programa TectonicsFP 1.7.7., posteriormente se hizo la corrección de los mismos (*File - Correct data*), que permite determinar si los datos se tomaron adecuadamente. El programa calificará como “*check*” a aquellos datos que se midieron incorrectamente y pondrá un “*” a aquellos que necesitan un cambio en el sentido de desplazamiento determinado en campo (Figura42).

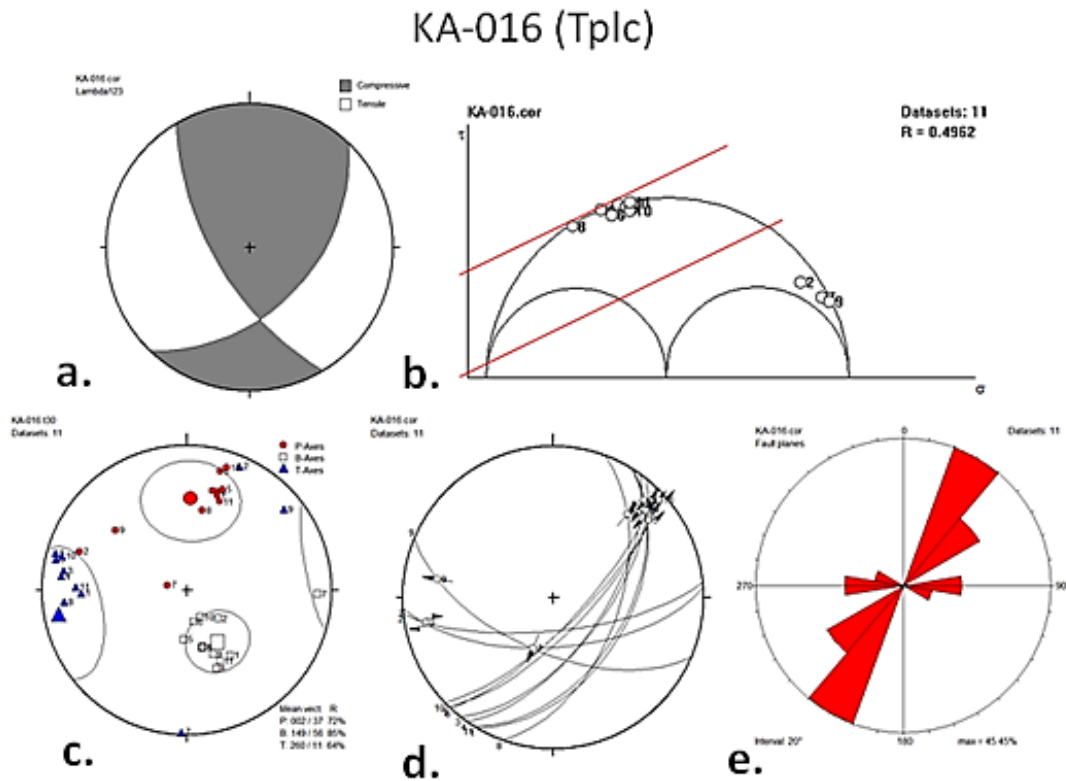
Figura 42. Corrección de datos en el programa TectonicsFP 1.7.7.



Fuente: autoras

- c. Se generan los diagramas (Figura 43) que se van a utilizar para el análisis de los datos (NDA, Círculo de Mohr, ejes P-T, Angelier, diagrama Rosa), con los cuales se puede determinar la dirección de los planos de falla (diagrama Rosa), el sentido de movimiento de los bloques adyacentes al plano de falla (Angelier), la dirección del esfuerzo que generó la deformación (NDA, ejes P-T), y observar las fallas neoformadas y reactivadas (Círculo de Mohr).

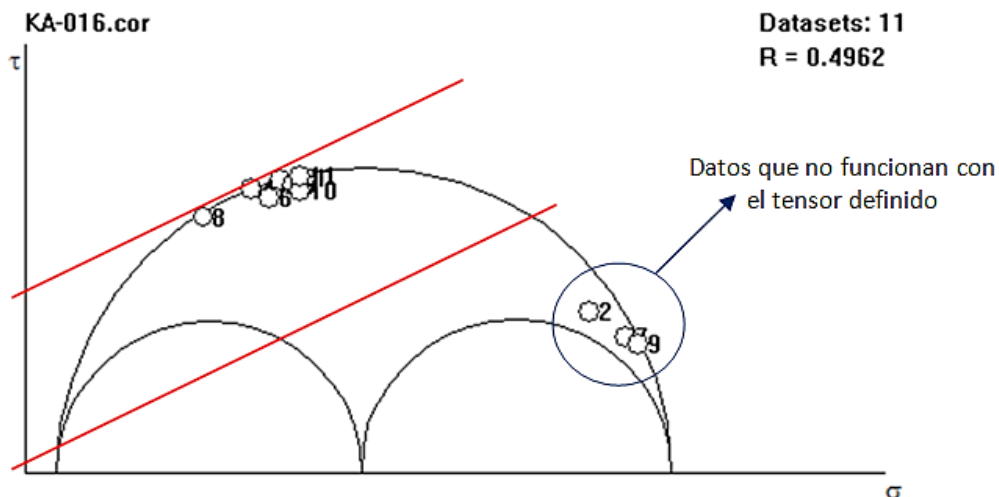
Figura 43. Diagramas de análisis de datos por estaciones, estos diagramas corresponden a la estación KA-016 **(a)** NDA, **(b)** Circulo de Mohr **(c)** ejes P-T **(d)** Angelier y **(e)** diagrama Rosa.



Fuente: autoras, a partir de TectonicsFP 1.7.7

d. Se graficó la envolvente de Mohr-Coulomb y una paralela a ella que parte del origen (0,0), generando una región en la que están contenidas las fallas que funcionan con el patrón de esfuerzos determinado en dicho análisis; los datos que están sobre el borde de esta envolvente, representan las fallas neoformadas, los datos que se encuentren entre la envolvente y la línea paralela a esta que parte del origen corresponden a fallas reactivadas y los datos que se encuentren fuera de esta región, son los datos que no funcionan con el tensor establecido, por lo cual se les hace un nuevo análisis (solo si son más de cuatro datos, de lo contrario se eliminan) con el objetivo de determinar si funcionan con otro tensor (Figura 44).

Figura 44. Círculo de Mohr. Se observa un grupo de datos que se encuentran fuera de la envolvente, es decir, que no funcionan con el tensor establecido y deben ser analizados como un conjunto aparte de datos, si son tres o más; para el caso del ejemplo solo hay tres datos, por lo que se eliminan.



Fuente: autoras, a partir de TectonicsFP 1.7.7

4.6.2. Tratamiento de diaclasas:

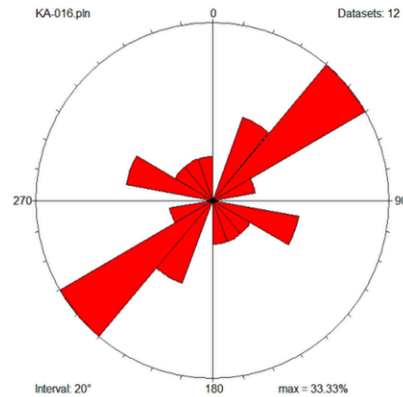
En el procesamiento de diaclasas se utilizó dos *software*: TectonicsFP 1.7.7., con el fin de generar diagramas rosa y Win Tensor 4.0.4 para generar diagramas *R. Dieder* y Círculos de Mohr.

4.6.2.1. Software TectonicsFP 1.7.7:

El tratamiento de diaclasas en el *software* TectonicsFP 1.7.7 se hizo de la siguiente manera:

- a. Se ingresaron al programa los datos de buzamiento e inclinación de los planos de diaclasas.
- b. Se generó el diagrama de Rosa con el fin de observar las direcciones predominantes de los planos de diaclasas (Figura 45).

Figura 45. Diagrama Rosa para las diaclasas de la estación KA-016.



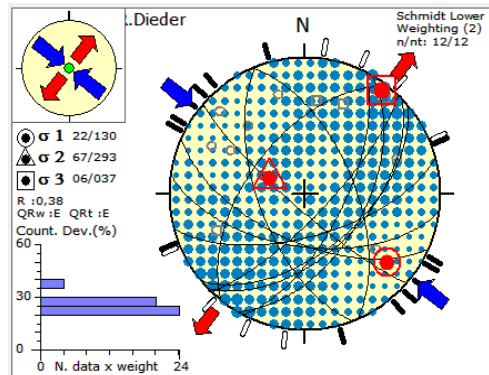
Fuente: autoras, a partir de TectonicsFP 1.7.7

4.6.2.2. Software Win Tensor 4.0.4:

El tratamiento de diaclasas en el *software* Win Tensor 4.0.4 se hizo de la siguiente manera:

- Se ingresaron al programa los datos de rumbo (con la corrección por declinación magnética) e inclinación de los planos de diaclasas.
- Se generó el diagrama *R. Dieder* con el fin de observar las direcciones de los esfuerzos principales que dieron origen a estos planos de diaclasas (Figura 46).

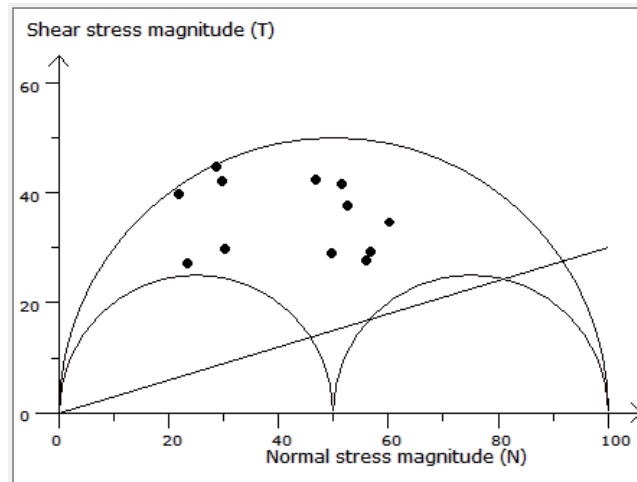
Figura 46. Diagrama NDA de las diaclasas de la estación KA-016



Fuente: autoras, a partir de Win Tensor 4.0.4.

- c. Finalmente se generó el Círculo de Mohr en el programa Win Tensor 4.0.4., que también arroja una línea paralela a la envolvente de Coulomb. Este diagrama se hace con el fin de observar el número de planos que se formaron a partir de las direcciones de los esfuerzos principales determinadas por el software (Figura 47).

Figura 47. Diagrama Círculo de Mohr de las diaclasas de la estación KA-016



Fuente: autoras, a partir de Win Tensor 4.0.4.

4.7. Análisis e interpretación de resultados

En la zona de estudio, se realizó el siguiente análisis e interpretación de los datos tomados en campo, con el fin de facilitar su entendimiento.

- a. Se explicaron las correcciones cartográficas realizadas al mapa geológico de la Plancha 136 de Málaga, las cuales se observan en el nuevo mapa geológico generado para la zona de estudio.
- b. Se generó el mapa estructural de la zona de estudio en el que se exponen las estructuras que se observan en los cortes geológicos elaborados, así como las unidades que éstas afectan.

- c. Se determinaron los estilos estructurales presentes en el área de estudio, las estructuras que los representan y las unidades que afectan; así mismo se describen los bloques estructurales en los cuales está dividida la zona de trabajo, las fallas que lo limitan, el estilo de cabalgamiento que lo caracteriza y las unidades que este deforma.
- d. Se identificaron las fallas secundarias por acomodación de pliegues presentes en la zona de estudio a partir de los conceptos descritos por Mitra (2002) (estos conceptos se contextualizaran en el capítulo 5. ANALISIS E INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL).
- e. Se identificaron otras estructuras en la charnela del Sinclinal del Servitá (capítulo 5. ANALISIS E INTERPRETACION ESTRUCTURAL), a partir de conceptos descritos por Davis & Reynolds (1996), McClay (1991) y Martínez (2002-2003).
- f. Se relacionó el trabajo realizado por Pohn (1997), en el cual se describe el concepto, la geometría y los criterios para identificar rampas laterales (capítulo 5. ANALISIS E INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL) con las estructuras presentes en la zona de estudio.
- g. Se hizo un análisis para las estructuras que se presentan en el área de estudio a partir del procesamiento de los datos en los *software* TectonicsFP 1.7.7. (para datos de estrías y diaclasas) y Win Tensor 4.0.4 (para datos de diaclasas). Para los datos de estrías, se generaron los diagramas: *NDA*, ejes P-T, Angelier y Rosa, con el fin de determinar la cinemática y las direcciones preferenciales de compresión y distensión para cada estación; de esta manera se identificaron las estructuras que se ven afectadas por este campo de esfuerzos. Los datos de diaclasas se procesaron para observar las direcciones principales de los planos (diagrama Rosa) y la dirección del campo de esfuerzos que los generó (diagrama *R. Dieder*). Con

el fin de identificar las estructuras afectadas por las direcciones de compresión y distensión establecidas, se generó un mapa de balones por estaciones.

- h.** Se realizaron varias discriminaciones a los datos de estrías de falla tomados en campo para corroborar los resultados obtenidos en el tratamiento de los mismos; estos se procesaron por: estaciones, bloques, unidades geológicas (Cretácico superior, Cretácico inferior y Paleógeno), tipos de falla (fallas normales, inversas y de rumbo) y datos ubicados en flancos no invertidos, con inclinación de estratificación menor a 40°.
- i.** Los mapas de diagramas NDA se hicieron con el fin de identificar las estructuras afectadas por las direcciones de compresión y distensión establecidas, mientras que los mapas de diagramas Angelier y ejes P-T se generaron para determinar la cinemática que afectó la estructura identificada dada la dirección preferencial de buzamiento de los planos de las estructuras.
- j.** A partir de la orientación aproximada y preferencial de los ejes de esfuerzos determinados en el diagrama NDA (en el *software* TectonicsFP 1.7.7.) para los datos neoformados y reactivados de estrías de falla y del diagrama *R. Dieder* (en el programa Win Tensor 4.0.4) realizado con la totalidad de los datos de diaclasas se generó el tensor local para la zona de estudio, así como la elipse de deformación que genera el mismo.

4.8. Discusión y conclusiones

En este capítulo se hizo una discusión de los resultados obtenidos en el presente trabajo, relacionándolos con otros estudios realizados en el área:

- a.** Se mencionaron los aportes que se hicieron en la reinterpretación del mapa geológico de la Plancha 136 de Málaga.

- b.** A partir del procesamiento, análisis e interpretación de los resultados obtenidos se proponen dos fases de deformación para la zona de estudio.

- c.** Se proponen dos posibles modelos que explican la causa de la compleja deformación que se presenta en el área, los cuales se compararon con otros estudios realizados en cercanías a la zona de estudio.

- d.** Finalmente se redactaron las conclusiones que se obtuvieron en el presente trabajo para el área de estudio.

5. ANÁLISIS E INTERPRETACION ESTRUCTURAL

En este capítulo se presenta un análisis detallado de la geología estructural del área de estudio, el cual inicia con el control cartográfico realizado en la reinterpretación del mapa geológico, seguido por la presentación de un modelamiento de las unidades litológicas representado mediante tres cortes geológicos elaborados a lo largo de la zona, el análisis de los indicadores cinemáticos tomados en campo, en el que se incluyen estrías de falla y diaclasas con el fin de determinar la cinemática de estructuras, además de la relación con la elipse de deformación y el tensor local para la zona de estudio. En la interpretación estructural del área de trabajo, se incluye un análisis de las fallas secundarias por acomodación de pliegues, de las rampas laterales y de las estructuras que se presentan en la charnela del Sinclinal del Servitá, que se considera el rasgo estructural más representativo del área, además de una descripción del estilo estructural que caracteriza el área de trabajo para finalmente generar un mapa de tensores de la zona de estudio.

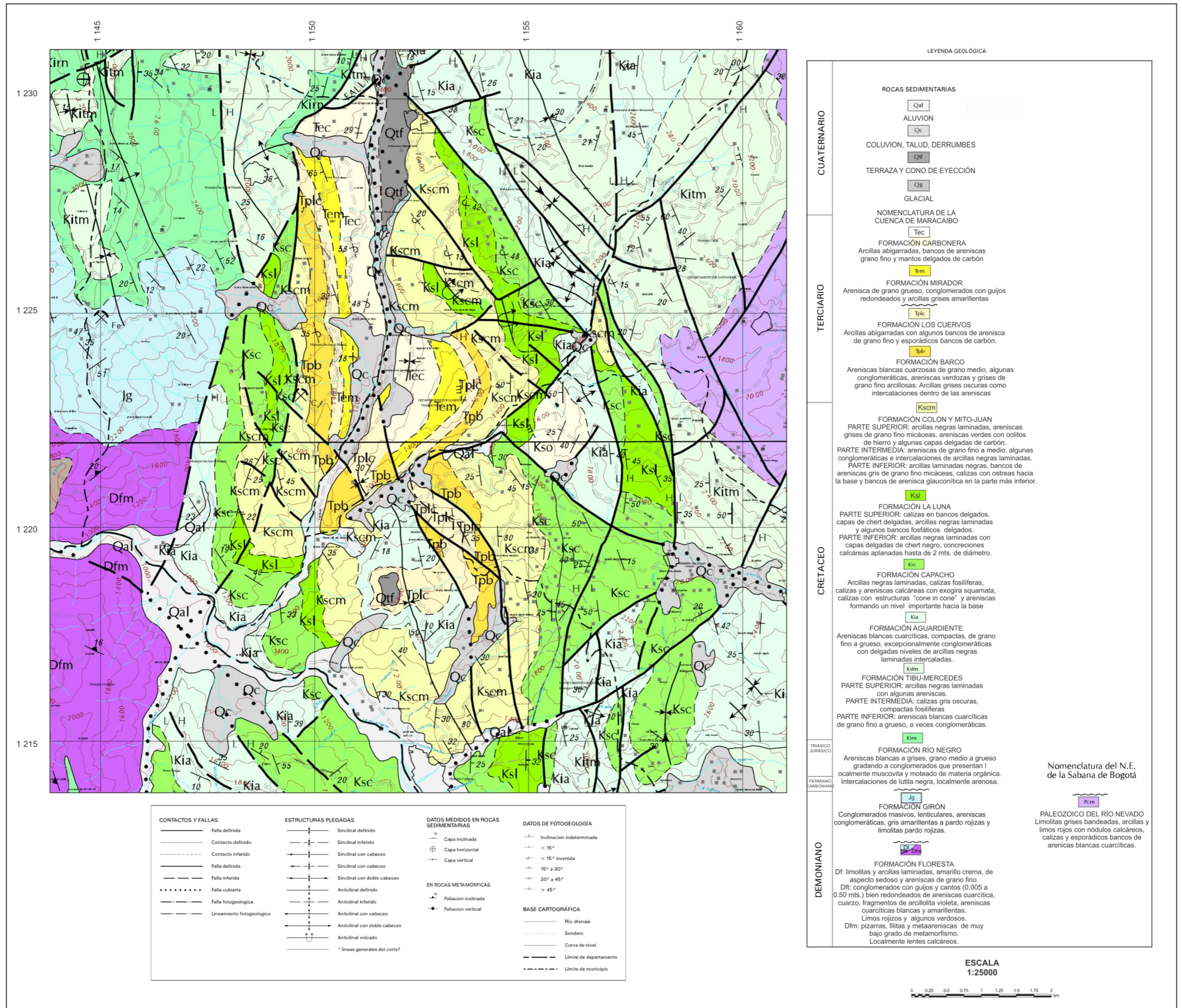
5.1. Control de cartografía geológica

En la fase de campo del presente trabajo se realizó un control cartográfico a lo largo del área de estudio, con el fin de corroborar el trazo de los contactos litológicos cartografiados en el mapa geológico de la Plancha 136 de Málaga (Figura 48), mediante estas observaciones se detectaron algunos errores en el mapeo de las mismas, pues no correspondían a la unidades aflorantes; simultáneamente se comprobó el trazo y la vergencia de las estructuras en la zona de trabajo a partir de indicadores cinemáticos (estrías) e interpretación fotogeológica.

Con las modificaciones realizadas al mapa geológico de la Plancha 136 de Málaga, se generó un nuevo mapa (Figura 48) en el que se le asigna a las estructuras sus respectivas vergencias, las cuales fueron determinadas a partir de las formaciones que la falla pone en contacto, también se trazan dos nuevas fallas

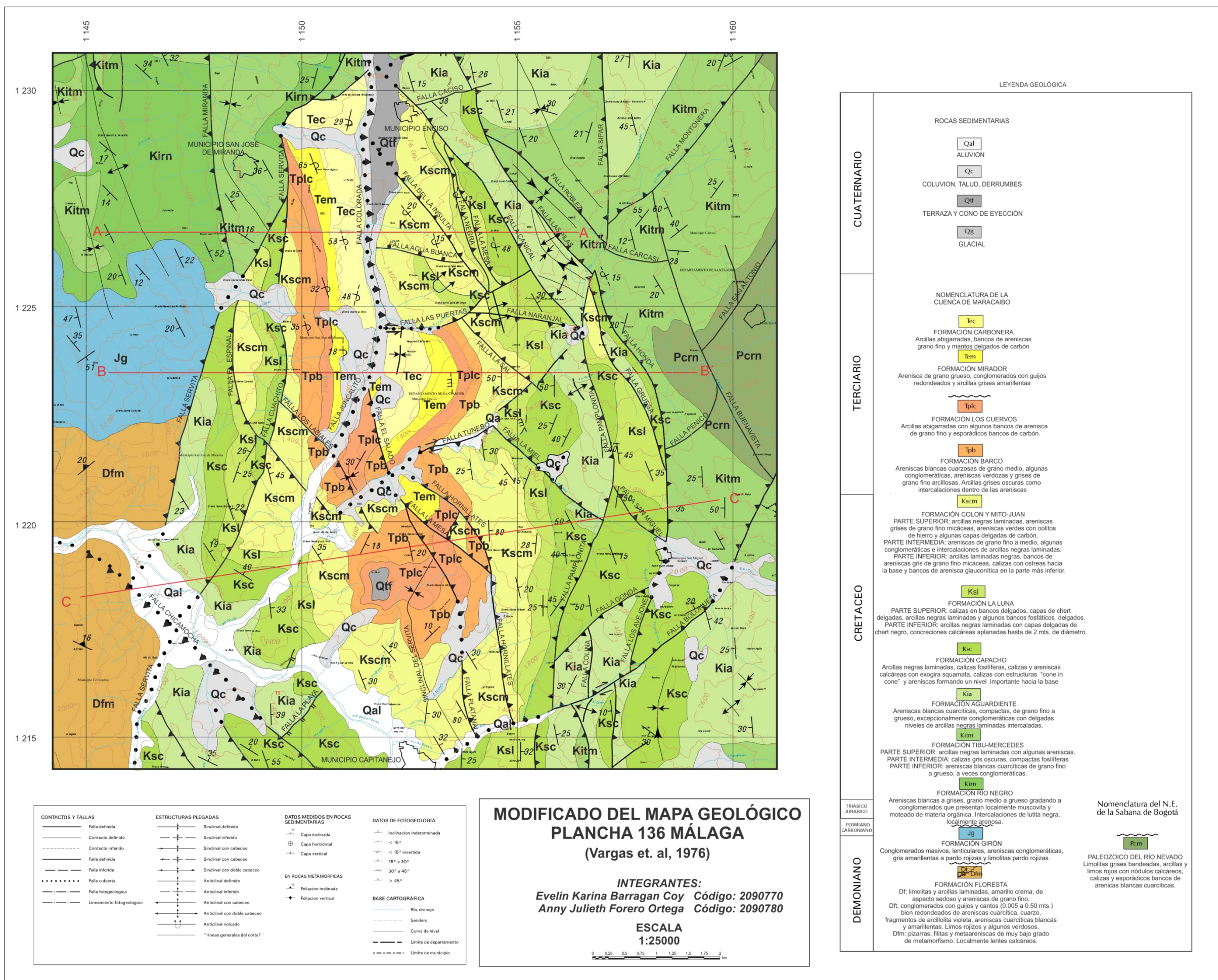
(Falla Negra y Falla La Mesa) que explican la duplicación en el espesor de la Formación la Luna (Figura 49) y se corrige el contacto de algunas unidades.

Figura 48. Mapa geológico Plancha 136 de Málaga



Fuente: Vargas et al., 1976

Figura 49. . Mapa Geológico de la zona de estudio, elaborado a partir de la reinterpretación del Mapa geológico Plancha 136 de Málaga



Fuente: autoras

5.2. Mapa estructural y cortes Geológicos

Dada la complejidad geológica de la zona de estudio, se genera un mapa estructural (Figura 50) con el fin de facilitar la visualización de las estructuras que se presentan en el área. El pliegue principal es un gran sinclinorio asimétrico denominado Sinclinal del Servitá, cuyo eje posee un rumbo N-S (marco geológico), el cual cambia a NW-SE hacia el sur (Figura 48). Esta estructura presenta una secuencia Cretácica y Paleógena y es afectada por fallas transversales en su mayoría con dirección NW-SE y en menor cantidad en dirección NE-SW. Cabe resaltar que por la influencia de estas estructuras, hacia el norte el flanco occidental de este sinclinorio se encuentra invertido; mientras que hacia el nororiente su flanco oriental está cubierto por secuencia cretácica, también se presentan fallas de gran longitud en dirección N-S, en menor proporción a las mencionadas anteriormente.

El corte A-A' se localiza al norte del área, en dirección E-W, en el que se presentan las Fallas Cuachito y Colorada, determinadas como límites entre bloques, puesto que las secuencias litológicas a ambos lados de las fallas poseen características estructurales diferentes. La Falla Cuachito se localiza en el flanco occidental del Sinclinal del Servitá, donde afecta rocas Cretácicas y en su segmento más norte, las pone en contacto con la secuencia Paleógena; a su vez al oeste de la Falla Cuachito, la secuencia litológica es normal, mientras que al este de la misma la secuencia esta invertida; en el caso de la Falla Colorada se tiene una secuencia normal en el bloque yacente y una secuencia invertida en el bloque colgante. En este corte también se observa tanto un estilo estructural de escamación de piel gruesa, conformado por la Falla Miranda, estructura inversa profunda de alto ángulo que permite que aflore basamento, como estructuras de cabalgamiento de piel delgada, representadas por abanicos imbricados constituidos por la Falla Servitá y Cuachito al oeste del corte y las Fallas Negra, Mesa y Canical al este del mismo. La Falla de la Insulta corresponde a la duplicación en el espesor de la Formación Colón y Mito – Juan. Finalmente al este del corte se observa que la secuencia Cretácica invertida con vergencia al oeste esta solapando el núcleo del Sinclinal del Servitá, lo que conlleva a pensar en por lo menos dos fases de deformación y la fase más joven (secuencia invertida al este) se está sobreponiendo a la más antigua (núcleo del Sinclinal del Servitá).

El corte B-B' se localiza en la parte central del área de estudio, en dirección E-W; en el que se presenta nuevamente la Falla Cuachito, actuando como un límite entre bloques, puesto que la secuencia litológica presente en el bloque colgante es normal, mientras que la secuencia litológica en el bloque yacente se encuentra invertida. Al igual que en el corte A-A' se observa tanto un estilo estructural de escamación de piel gruesa, conformado por la Falla Servitá localizada en el flanco occidental del Sinclinal del Servitá, y la Falla Honda ubicada en el flanco oriental, estas estructuras inversas profundas de alto ángulo con dirección NNW-SSE afectan la secuencia Cretácica y la pone en contacto con rocas del basamento.

como se observa en las Fallas La Sal, Tunebo y Pamplonita, y por abanicos imbricados que permiten el desarrollo de las Fallas El Espinal y Gruesa que afectan la secuencia sedimentaria Cretácica; vale la pena resaltar que la Falla El Espinal en su parte más sur presenta una dirección NW-SE mientras que al Norte del área esta estructura presenta un rumbo N-S. En el corte B-B´ también se presenta la Falla Juncalito, que corta longitudinalmente el núcleo del Sinclinal del Servitá y afecta la secuencia sedimentaria tanto Cretácica como Paleógena, esta falla también corresponde a una falla secundaria por acomodación de pliegue, falla inversa fuera del sinclinal (Mitra, 2002).

El corte C-C´ se localiza al sur del área de estudio, en dirección SW-NE, atravesando el sinclinorio cerca a la charnela. En este corte se presenta tanto un estilo estructural de escamación de piel gruesa, conformado por la Falla Chicamocha, estructura inversa profunda de alto ángulo que permite que aflore basamento, como un estilo estructural de escamación de piel delgada representado por retrocabalgamientos formados por las Fallas Platanal, La Miel y Pamplonita y por abanicos imbricados hacia el núcleo del sinclinal constituidos por las Fallas Platanal, La Mesa y Hornillantes y hacia el NE del corte por las Fallas San Miguel y La Honda.

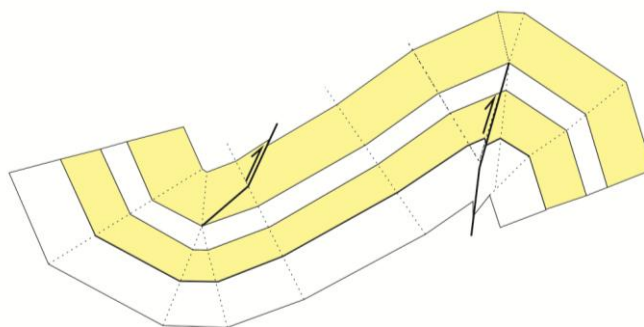
5.3. Fallas secundarias por acomodación de pliegues

Según Mitra (2002), hay cuatro tipos de fallas secundarias que se relacionan al desarrollo de pliegues, las cuales acomodan cambios en la geometría estructural macroscópica con su posición estructural y la penetración diferencial de la deformación entre las unidades estratigráficas; estas fallas secundarias son: fallas inversas fuera del sinclinal o dentro del anticlinal, cabalgamientos en cuña, cabalgamientos en el flanco frontal del pliegue y flanco posterior y retrocabalgamientos. En la zona de trabajo se presenta Fallas inversas fuera del sinclinal y retrocabalgamientos.

5.3.1. Falla inversas fuera del sinclinal o dentro del anticlinal

De acuerdo a Mitra (2002), este tipo de cabalgamientos está constituido por fallas inversas que se forman hacia fuera del sinclinal o dentro del anticlinal y su desplazamiento es transferido a lo largo de la zona de charnela o en los flancos de la estructura (Figura 52). En algunos casos, estas fallas transfieren su desplazamiento al plano de estratificación como su zona de despegue y son denominadas fallas de cabalgamiento por desplazamiento 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). Este tipo de fallas secundarias tienen tres tipos de formación: aumento en la curvatura del núcleo del pliegue, migración del plano axial del flanco frontal y migración del plano axial en el flanco posterior, siendo el primero el principal (Mitra, 2002).

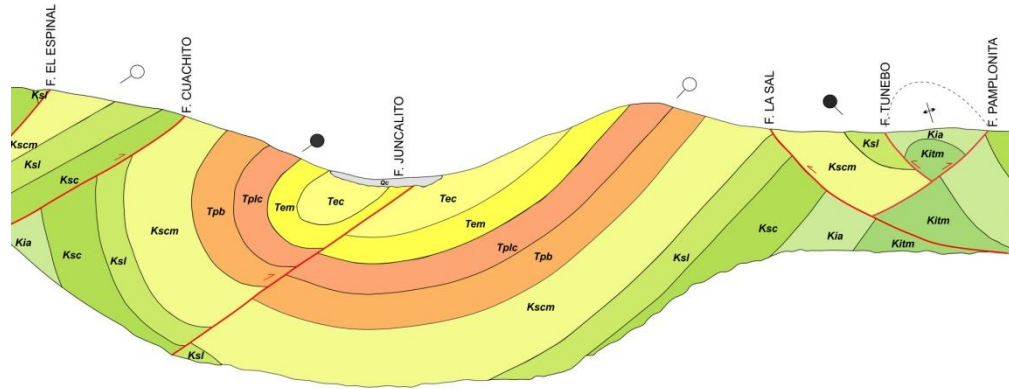
Figura 52. Cabalgamientos fuera del sinclinal o dentro del anticlinal.



Fuente: modificado de Burg, 2013

En la zona de estudio se presenta un cabalgamiento fuera del sinclinal, que arrastra las unidades a lo largo del flanco del Sinclinal del Servitá; este tipo de cabalgamiento está representado por la Falla Juncalito, la cual afecta rocas del Paleógeno localizadas en el núcleo de esta gran estructura (Figura 53).

Figura 53. Fragmento del Corte B-B' orientado W-E, en el que se puede apreciar el núcleo del Sinclinal del Servitá, afectado por la falla inversa fuera del sinclinorio (Falla Juncalito).

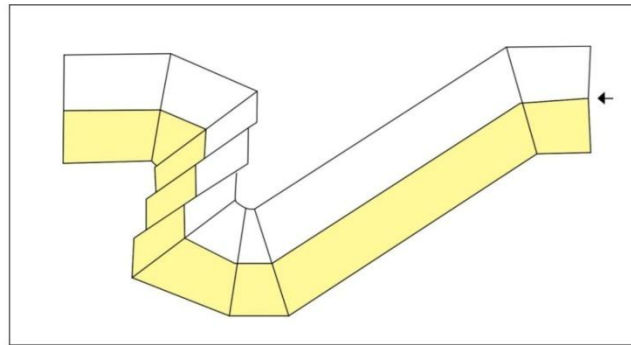


Fuente: autoras

5.3.2. Cabalgamientos en el flanco frontal del pliegue y flanco posterior

Según Mitra (2002), los cabalgamientos en el flanco frontal (*forelimb*) y flanco posterior (*backlimb*) ocurre de dos maneras: la primera cuando un cabalgamiento en el *forelimb* o *backlimb* migra hacia el otro flanco produciendo un cabalgamiento combinado de tipo *forelimb - backlimb*, en donde la falla puede estar cinéticamente relacionada con una estructura mayor la cual transmitiría su desplazamiento por los flancos del pliegue; la segunda cuando la falla solo se limita a un flanco del pliegue, sugiriendo así una relación cinemática con el pliegue. Por otra parte, también se puede presentar cabalgamientos *forelimb - backlimb* por el desarrollo independiente de cada cabalgamiento en los flancos del pliegue. El principal mecanismo de formación es por acomodación de espacio, en donde la generación de la falla es muy similar a los cabalgamientos fuera del sinclinal, excepto que los problemas de espacio están alojados en el *forelimb* (Figura 54) en lugar de la charnela (Mitra, 2002).

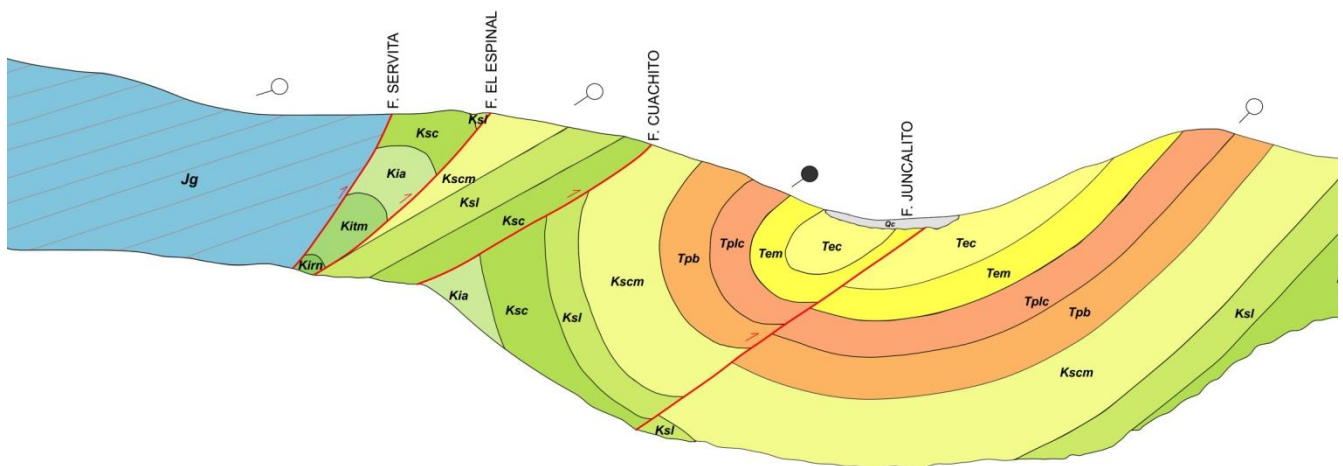
Figura 54. Cabalgamientos en el flanco frontal del pliegue y flanco posterior



Fuente: modificado de Mitra, 2002

En la zona de estudio se presenta un cabalgamiento en el flanco posterior del Sinclinal del Servitá, en el que se observa desplazamiento de unidades Cretácicas al oeste del sinclinorio; esta tipo de cabalgamiento está representado por la Fallas Espinal y Los Labiales (Figura 55).

Figura 55. Fragmento del Corte B-B' orienta W-E, en el que se puede apreciar el corrimiento de las unidades Cretácicas, afectado por la fallas inversas al oeste del sinclinorio.

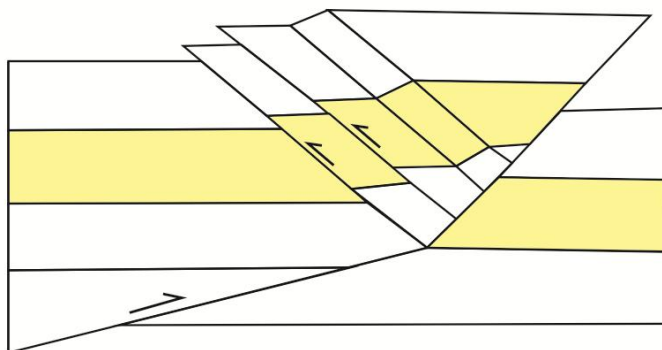


Fuente: autoras

5.3.3. Retrocabalgamientos

De acuerdo a Mitra (2002), los retrocabalgamientos son cabalgamientos de acomodación antitéticos, con una inclinación y vergencia opuesta, además de un sentido de deslizamiento conjugado con el cabalgamiento principal. Estas estructura pueden originarse en puntos con alta resistencia de fricción sobre el cabalgamiento principal (Figura 56). El caso más general de retrocabalgamiento implica la acomodación de la deformación por plegamiento, fallamiento, o una combinación de los dos mecanismos, en el cual el último punto de intersección de cada retrocabalgamiento con el cabalgamiento principal es siempre más arriba en la falla principal que su punto de origen (Mitra, 2002).

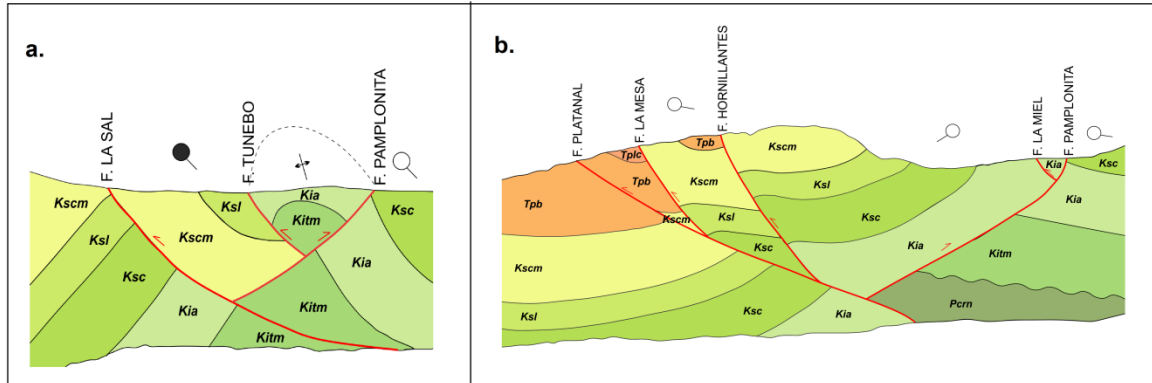
Figura 56. Retrocabalgamiento



Fuente: modificado de Mitra, 2002

En la zona de estudio se presenta retrocabalgamientos al este del Sinclinal del Servitá, evidenciado por la vergencia opuesta de la Falla Pamplonita respecto a la Falla Platanal (Figura 57a) y la Falla Pamplonita respecto a la Falla La Sal (Figura 57b), este mecanismo de acomodación afecta principalmente la secuencia Cretácica en la zona de estudio aunque también se presenta deformación en la Paleógena.

Figura 57. Retrocabalgamientos en la zona de estudio. **a.** Fragmento del Corte B-B' en el que se observa el retrocabalgamiento formado por las Fallas Pamplonita y La Sal, junto a una estructura *pop-up* asociada. **b.** Fragmento del Corte C-C' en el que se observa el retrocabalgamiento formado por las Fallas Pamplonita y Platanal



Fuente: autoras

5.4. Estructuras en la charnela del Sinclinal del Servitá

Los pliegues se desarrollan combinando distintos mecanismos de deformación, dado que las capas de roca que los conforman tienen diferentes propiedades físicas y asimismo responden de diversas maneras ante los esfuerzos; unas son más competentes que otras, es decir, se rompen con más facilidad, y cuando se trata de comportamientos dúctiles, la resistencia plástica o la viscosidad varían según la litología (Martínez, 2002 – 2003).

5.4.1. Fallas

Durante el plegamiento, las capas tienden a conservar su espesor original, sin embargo sufren una distorsión interna; esta distorsión tiene lugar principalmente en la zona de charnela de la capa plegada, donde la curvatura es mayor aunque también pueden presentarse en los flancos de la estructura (Davis & Reynolds, 1996). Por su parte McClay (1991), afirma que dentro de una capa plegada se puede encontrar una gran variedad de estados de deformación y que la mayoría de los pliegues que se desarrollan por pandeo u ondulamiento (*Buckling*) de una capa competente tienen capas extensionales en el arco externo y capas contraccionales en el arco interno (Figura 58). La deformación es más intensa cerca de los márgenes de la capa y decrece hacia el centro hasta una superficie,

neutra, en la cual no se ha producido elongación alguna (Martínez, 2002-2003) y que separa el dominio de arco externo de estiramiento del dominio de arco interior de acortamiento; es importante resaltar que el adelgazamiento de las capas en el arco externo (capas de estiramiento) está perfectamente compensado por el engrosamiento de las capas en el arco interno (capas de acortamiento) (Davis & Reynolds, 1996).

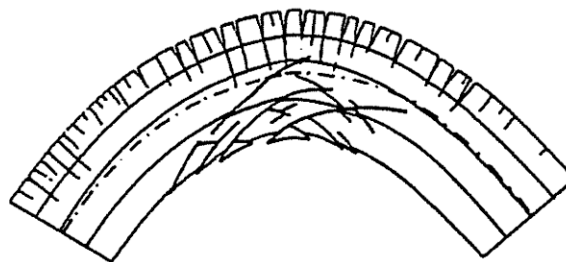
Figura 58. Capas paralelas de estiramiento y capas paralelas de acortamiento asociadas a pliegues.



Fuente: modificado de Davis & Reynolds, 1996

Las capas extensionales producen fracturas de tensión, fallas normales de deslizamiento y venas, que se forman perpendiculares a la dirección de estiramiento de las capas, mientras que en las capas contraccionales se forman fallas de cabalgamiento (McClay, 1991) (Figura 59).

Figura 59. Fallas normales en el arco externo y fallas inversas en el arco interno.



Fuente: modificado de Davis & Reynolds, 1996

En la zona de trabajo, se observa una falla normal en la charnela del sinclinal del Servitá denominada Falla La Playa identificada en la estación KA-036 (Figura 60), producto de la relajación y adelgazamiento de las capas extensionales del arco externo del sinclinal y desarrollada perpendicular al estiramiento de las capas causado por la deformación que se presente en el área; en el mapa geológico de la zona de estudio se presentan rasgos paralelos a la Falla La Playa los cuales pueden corresponder también a estructuras de relajación en el arco externo.

Figura 60.Falla normal de la estación KA-036, localizada cerca a la charnela del Sinclinal del Servitá.



Fuente: autoras

5.4.2. Pliegues

La mayoría de los pliegues se genera inicialmente por pandeo o *buckling* de los niveles competentes; al desarrollarse esta estructura, los niveles competentes que se pliegan, transmiten esfuerzos a los niveles incompetentes y les hacen plegarse (pliegues parásitos); estos esfuerzos ya no son en general paralelos a las capas, sino normales u oblicuos (Martínez, 2002-2003).

A partir de este concepto y de las observaciones hechas en campo, se reconoce que en el área de trabajo se presentan pliegues parásitos en capas que a escala regional se comportan como niveles incompetentes, estos pliegues son formados en los flancos del Sinclinal del Servitá e identificados en la estación KA-41 con una dirección NW-SE producto de la deformación generada por una dirección de máximo esfuerzo horizontal NE-SW.

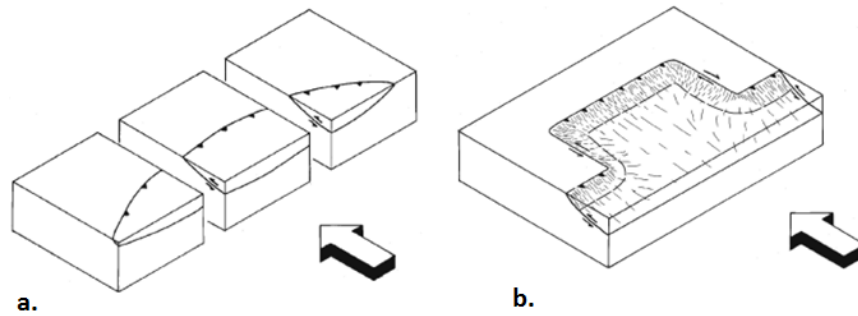
5.5. Rampas

El término "rampa lateral" fue utilizado por Boyer y Elliott (1982 en Pohn, 1997), Butler (1982 en Pohn, 1997), y Hossack (1983 en Pohn, 1997) para describir una rampa que es paralela a la dirección de transporte tectónico; por su parte Pohn (1997) amplía este concepto para abarcar una zona de variación estructural (fallamiento, plegamiento y fracturación intensa), donde el despegue del nivel estratigráfico cambia a lo largo del rumbo; también aclara que estas estructuras se diferencian de las rampas frontales, porque estas son perpendiculares a la dirección de transporte tectónico.

De acuerdo a Pohn (1997) existen algunos criterios básicos para identificar las rampas laterales en el subsuelo, tales como: (1) un cambio brusco en longitud de onda o una terminación de pliegues a lo largo del rumbo, (2) un cambio notable en la frecuencia de fallas mapeadas, (3) tendencias rectas a lo largo de ríos emergentes en la llanura costera o en mesetas, (4) discontinuidades geomorfológicas y (5) zonas de actividad sísmica.

La presencia de rampas laterales en los cinturones plegados y fallados es el resultado de fallas inversas que mueren por la disminución de los desplazamientos (Figura 61a) o por transferir su desplazamiento a alguna falla de rumbo a través de una rampa lateral (Figura 61b).

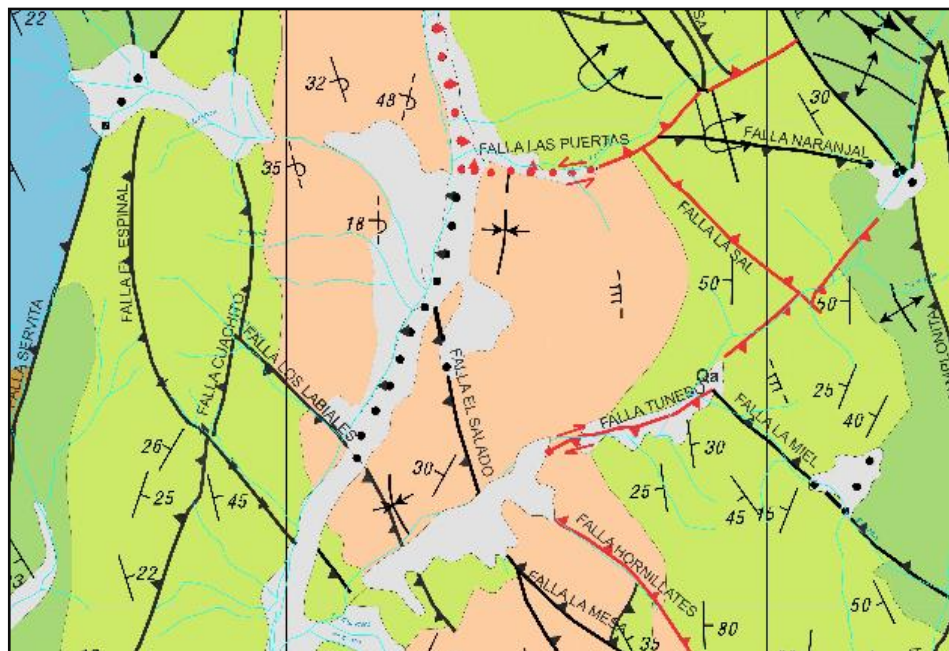
Figura 61. Rampas laterales



Fuente: modificado de Pohn, 1997

En el área de estudio se presentan dos fallas transversales, Falla Las Puertas y Falla Tunebo, consideradas rampas laterales pues transfieren el desplazamiento a través de su rumbo y permiten la apertura de una ventana al Paleógeno en medio de la secuencia Cretácica deformada (Figura 62). Estas rampas laterales también se comportan como límites de bloques; la Falla Las Puertas separa unidades del Cretácico inferior invertidas de una secuencia normal, mientras que la Falla Tunebo pone en contacto unidades con buzamiento contrario.

Figura 62. Fragmento del mapa estructural. En la imagen se aprecian la Falla Las Puertas y la Falla Tunebo (color rojo) consideradas rampas laterales.



Fuente: autoras

5.6. Estilo estructural

El área de estudio se caracteriza por la presencia de estilos estructurales de cabalgamiento de piel delgada y piel gruesa, representados por estructuras propias de cada estilo (Figura 50). En el estilo estructural de escamación de piel gruesa, se observa que unidades litológicas como Floresta (Dfm), Paleozoico del Río Nevado (Pcrn) y Girón (Jg), conforman el basamento y son cortadas por fallas inversas profundas de alto ángulo como las Fallas Miranda, Servitá, La Honda y Chicamocha, que producen su levantamiento (Figura 50). Por otra parte, la secuencia Cretácica y Paleógena permite apreciar un estilo estructural de escamación de piel delgada, representado por sistemas de cabalgamientos correspondientes a abanicos imbricados dirigidos, abanicos imbricados arrastrados y retrocabalgamientos. Estos últimos provocan algunas estructuras *pop-up*.

En el mapa geológico de la zona (Figura 49), es posible apreciar algunas estructuras es dirección NE-SW, como la Fallas Tunebo y Las Puertas, están influenciadas por una componente horizontal máxima del cual se hablara más adelante; este arrastre local generado por estas fallas transversales y el trazo de estructuras de gran longitud dividen la zona de estudio en ocho bloques (Figura 63).

El bloque uno limitado por las Fallas Canical, Las Puertas y Juncalito, se caracteriza por presentar un estilo de cabalgamiento de piel delgada, representado por abanicos imbricados con vergencia al oeste, que afectan la secuencia Cretácica superior. El bloque dos, limitado por las Fallas Canical, Tunebo, Juncalito y Las Puertas, afecta la secuencia Paleógena y representa el núcleo del Sinclinal del Servitá; esta cobertera sedimentaria es cortada por una falla

El bloque cuatro, limitado por las Fallas Juncalito, El Espinal, Cuachito, Chicamocha y Servitá, afecta tanto la secuencia Cretácica como la Paleógena; presenta un estilo estructural de piel delgada representado hacia el norte y centro del bloque por abanicos imbricados con vergencia al este. Por otra parte, al norte del bloque la secuencia está volcada, mientras que al sur esta se encuentra normal. El bloque cinco, limitado por las Fallas Chicamocha y Cuachito, afecta la secuencia Cretácica, presentando deformaciones influenciadas por la Falla Chicamocha. El bloque seis, limitado al este por las Fallas Servitá y Chicamocha, presenta un estilo estructural de piel gruesa, representado por fallas profundas de alto ángulo, que hacen aflorar el basamento (Figura 51b y 51c). El bloque siete, está limitado por las Fallas Canical, La Honda y Bolonueta y presenta un estilo estructural tanto de piel delgada, representado por abanicos imbricados (Figura 51c), como de piel gruesa, formado por fallas profundas de alto ángulo, que hacen aflorar basamento. El bloque ocho, está limitado por la Falla Bolonueta, este bloque no posee datos tomados en campo ni un corte estructural que lo atraviese, pero en el mapa se puede observar que se encuentra afectado por estilos estructurales de piel delgada representado por cabalgamiento y retrocabalgamiento que afecta la secuencia cretácica (Figura 51).

Además de la presencia de fallas transversales y longitudinales existen algunas fallas secundarias y otras estructuras desarrolladas en la charnela del Sinclinal del Servitá que se generaron por la acomodación del pliegue a causa de la deformación que caracteriza la zona.

5.7. Análisis cinemático de las estructuras

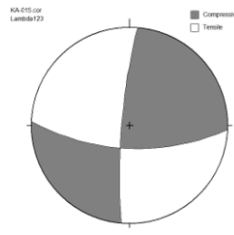
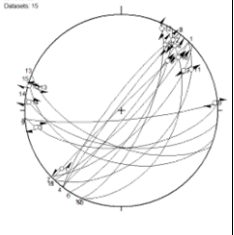
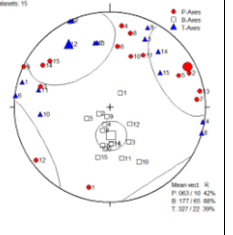
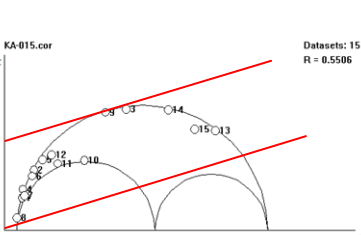
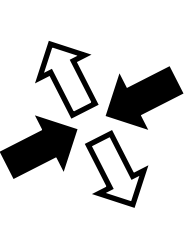
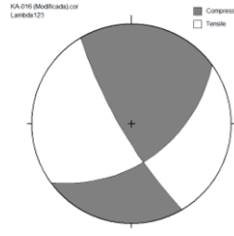
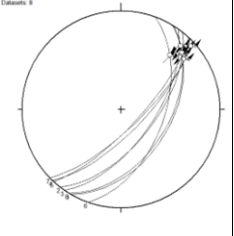
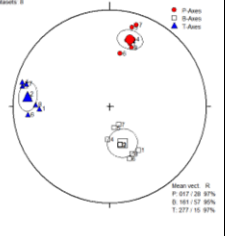
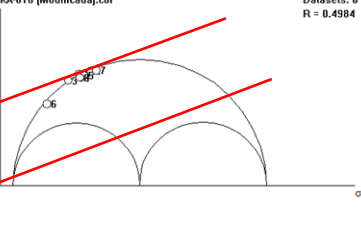
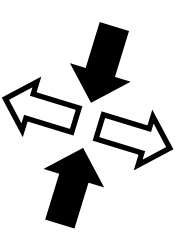
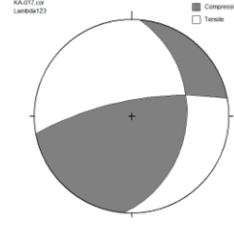
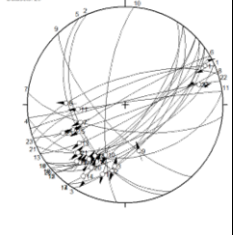
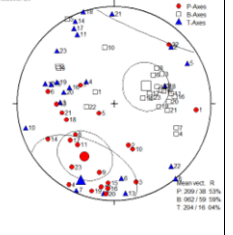
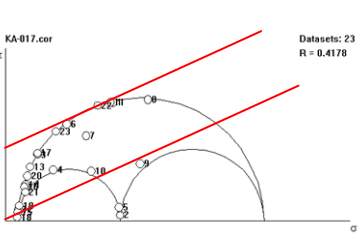
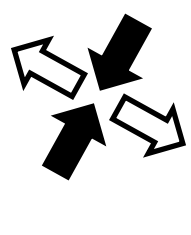
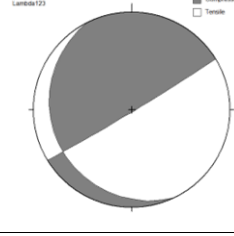
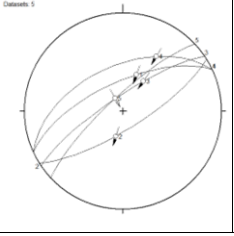
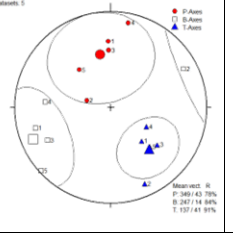
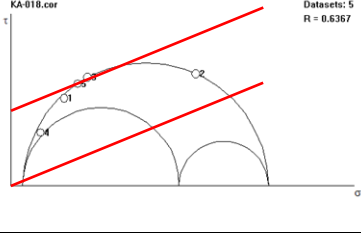
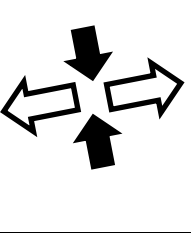
El análisis cinemático de las estructuras se realiza a partir de los resultados obtenidos en el procesamiento de los datos de estrías de falla y de diaclasas por estaciones en los software TectonicsFP 1.7.7. y Win Tensor 4.0.4. A partir de estos resultados se pueden visualizar tanto las direcciones predominantes de las estructuras como las direcciones de compresión y distensión que afectan a las mismas.

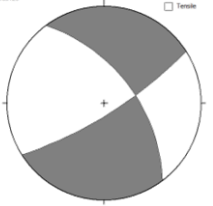
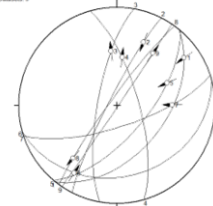
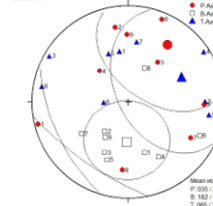
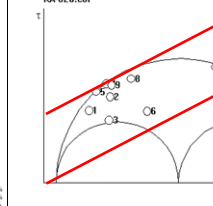
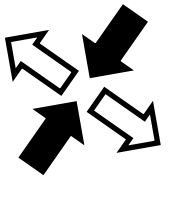

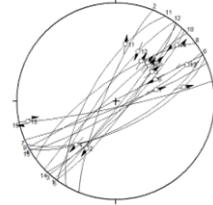
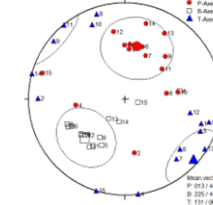
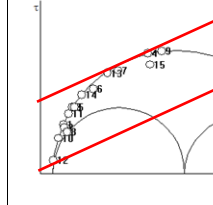
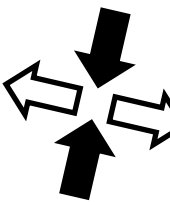
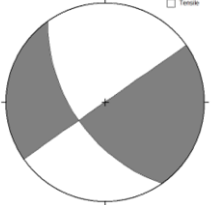
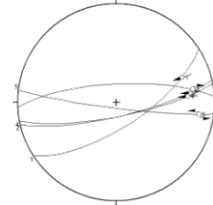
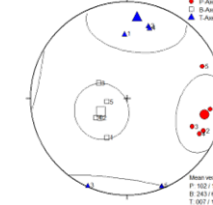
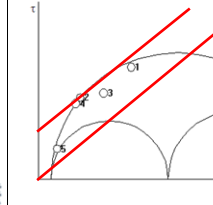
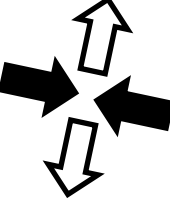
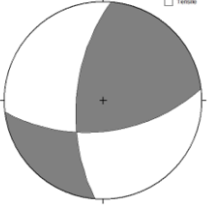
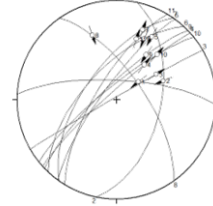
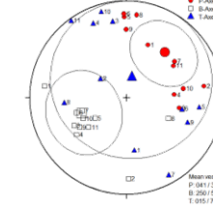
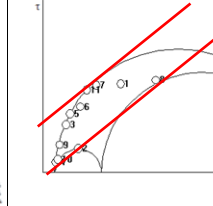
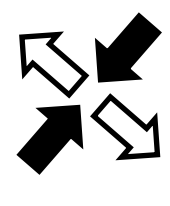
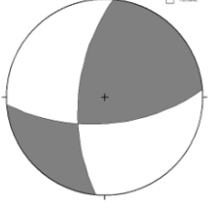
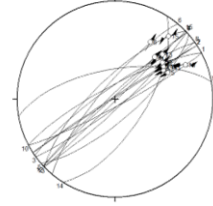
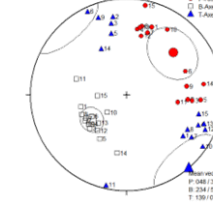
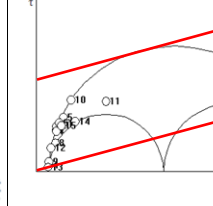
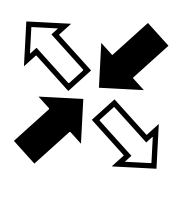
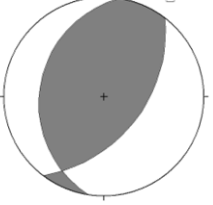
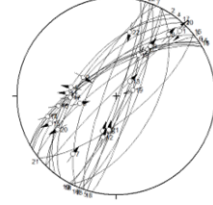
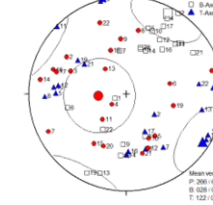
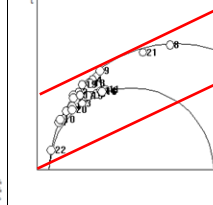
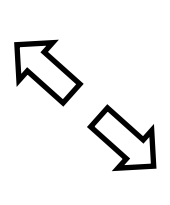
5.7.1. Estrías de falla

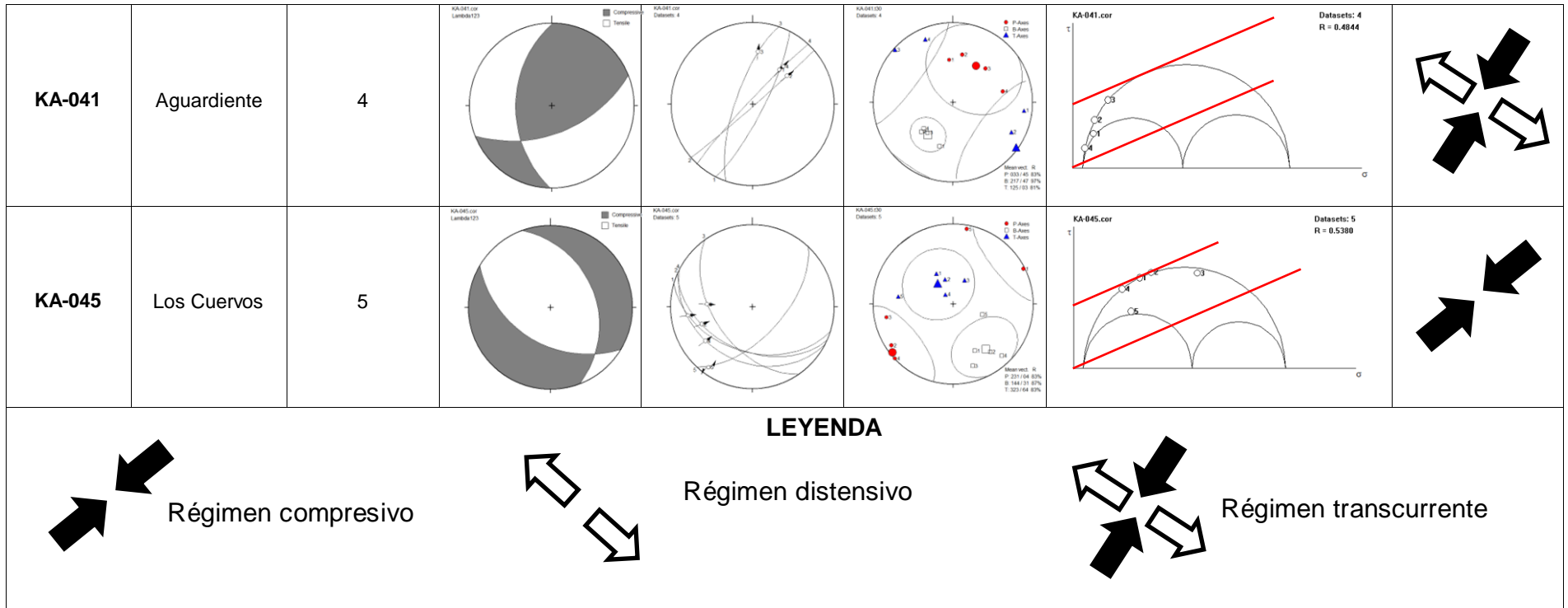
El procesamiento de los datos de estrías de falla se realizó en el software TectonicsFP 1.7.7, considerando una coherencia mecánica, en la que se discriminan los datos que no pudieron ser formados bajo un mismo tensor de esfuerzos; los resultados obtenidos se tabularon con el fin de observar fácilmente la relación entre la estación, el número de estrías tomadas en campo, los diagramas generados en el software y la dirección del esfuerzo máximo horizontal.

En la tabla 1 se observan los resultados obtenidos a partir del procesamiento de datos de estrías de falla por estaciones; esta tabulación se hace con el fin de visualizar más fácilmente la dirección de compresión y distensión que afectan al área de estudio a nivel local. A partir del método de diedros rectos se determinó el régimen tectónico predominante en cada estación, además del plano principal que representa la población de datos, el cual se corrobora con el diagrama de Angelier, que muestra la dirección de buzamiento predominante de la estructura. Mediante los ejes P-T se determinan la dirección preferencial del esfuerzo máximo y mínimo horizontal, representados por flechas: de color negro, indicando las direcciones de máximo acortamiento, de color blanco representando las direcciones de máximo alargamiento; donde se grafiquen los dos tipos de flechas, indica la acción de un régimen transpresivo, es decir, los datos se encuentran afectados por la combinación de un régimen distensivo o compresivo que posee un movimiento en rumbo. Los Círculos de Mohr se graficaron para identificar los datos reactivados, neoformados y los que no funcionan con este tensor.

Tabla 1. Estaciones de campo con sus respectivos números de estrías, formación, diagramas y dirección del esfuerzo máximo horizontal.

ESTACIÓN	FORMACIÓN GEOLÓGICA	NÚMERO DE ESTRÍAS DE FALLA	DIAGRAMA NDA	DIAGRAMA ANGELIER	EJES P-T	CÍRCULO DE MOHR	TENSOR (MÁXIMO HORIZONTAL)
KA-015	Mirador	15					
KA-016	Los Cuervos	11					
KA-017	Los Cuervos	23					
KA-018	Barco	5					

KA-020	Colón y Mito - Juan	9					Datasets: 9 R = 0.4928	
KA-021	Colón y Mito - Juan	15					Datasets: 15 R = 0.5341	
KA-023	La Luna	5					Datasets: 5 R = 0.4616	
KA-028	Aguardiente	11					Datasets: 11 R = 0.1890	
KA-029	Aguardiente	15					Datasets: 15 R = 0.4575	
KA-036	Capacho	24					Datasets: 22 R = 0.6487	

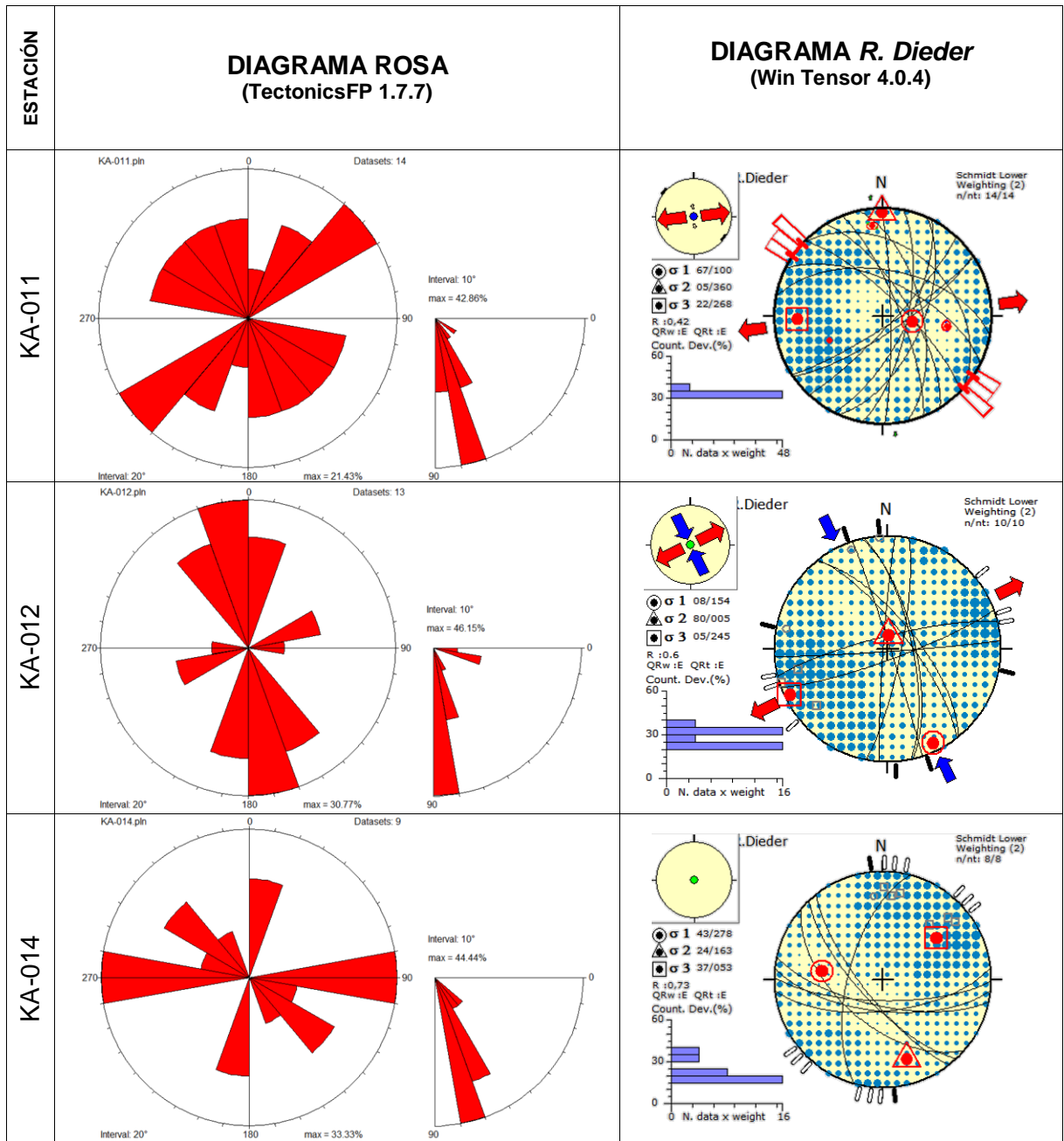


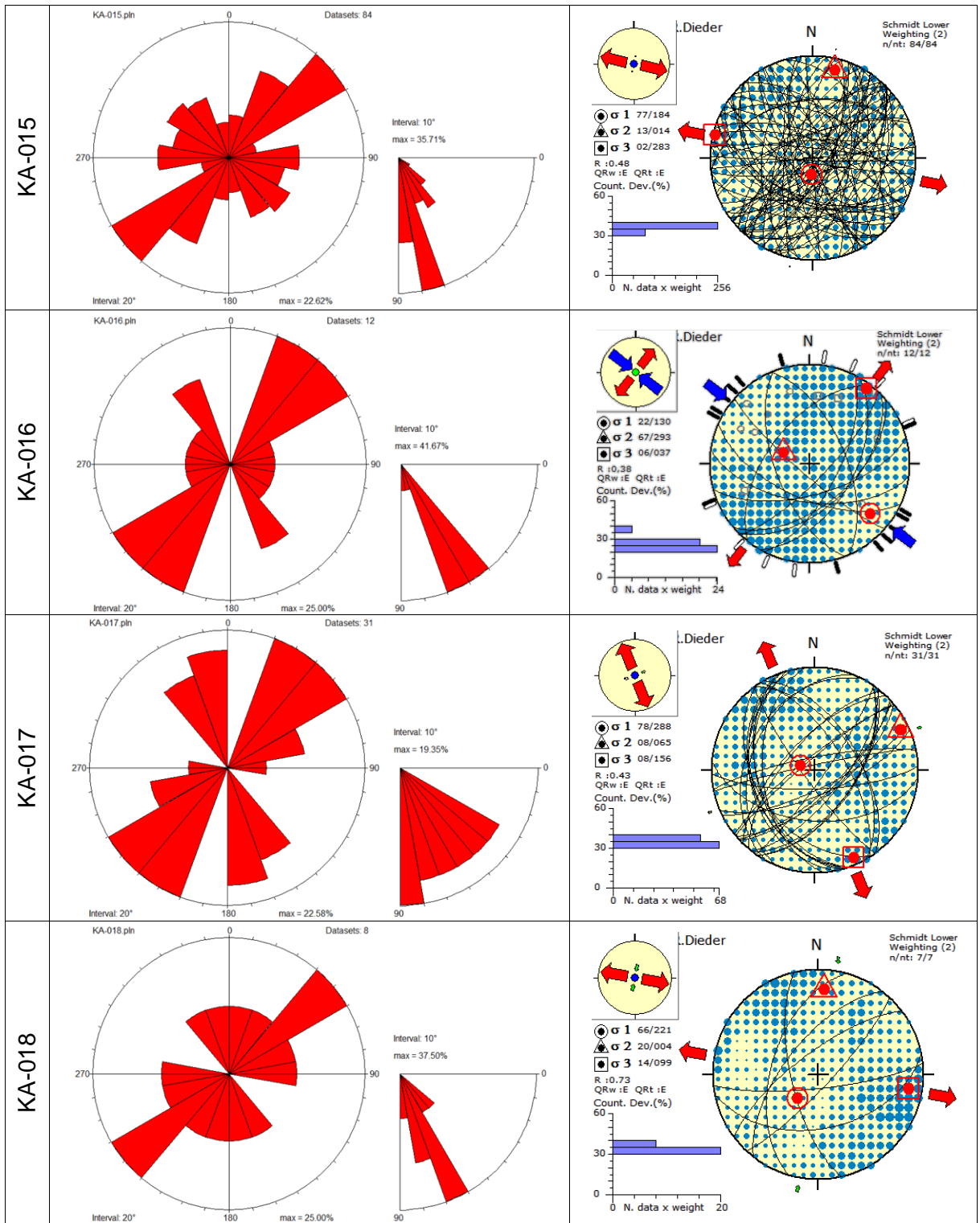
Con este mapa se asocian los planos graficados en los diagramas de diedros rectos y la dirección preferencial de buzamiento de las estructuras, mostrada en los diagramas de Angelier, con las fallas cartografiadas en mapa del área de estudio. En las estaciones KA-015, KA-021, KA-028, KA-41 y KA-045 los diagramas NDA generados a partir de los datos procesados, poseen un plano principal en dirección N-S, dirección en la que se presentan las fallas longitudinales que se desarrollan hacia los flancos del Sinclinal del Servitá. La estación KA-20 tiene un plano principal en dirección NE-SW, que concuerda con el rumbo de las estructuras Tunebo y Las Puertas, que se observan en el núcleo del Sinclinal del Servitá y son consideradas rampas laterales. Por otra parte, la estación KA-36 representa fallas normales, probablemente relacionadas a su ubicación en la charnela del Sinclinal del Servitá, mientras que las estaciones KA-16, KA-18 y KA-23 representan fallas transversales con rumbo NW-SE, las cuales se desarrollan en su mayoría al este del área de estudio.

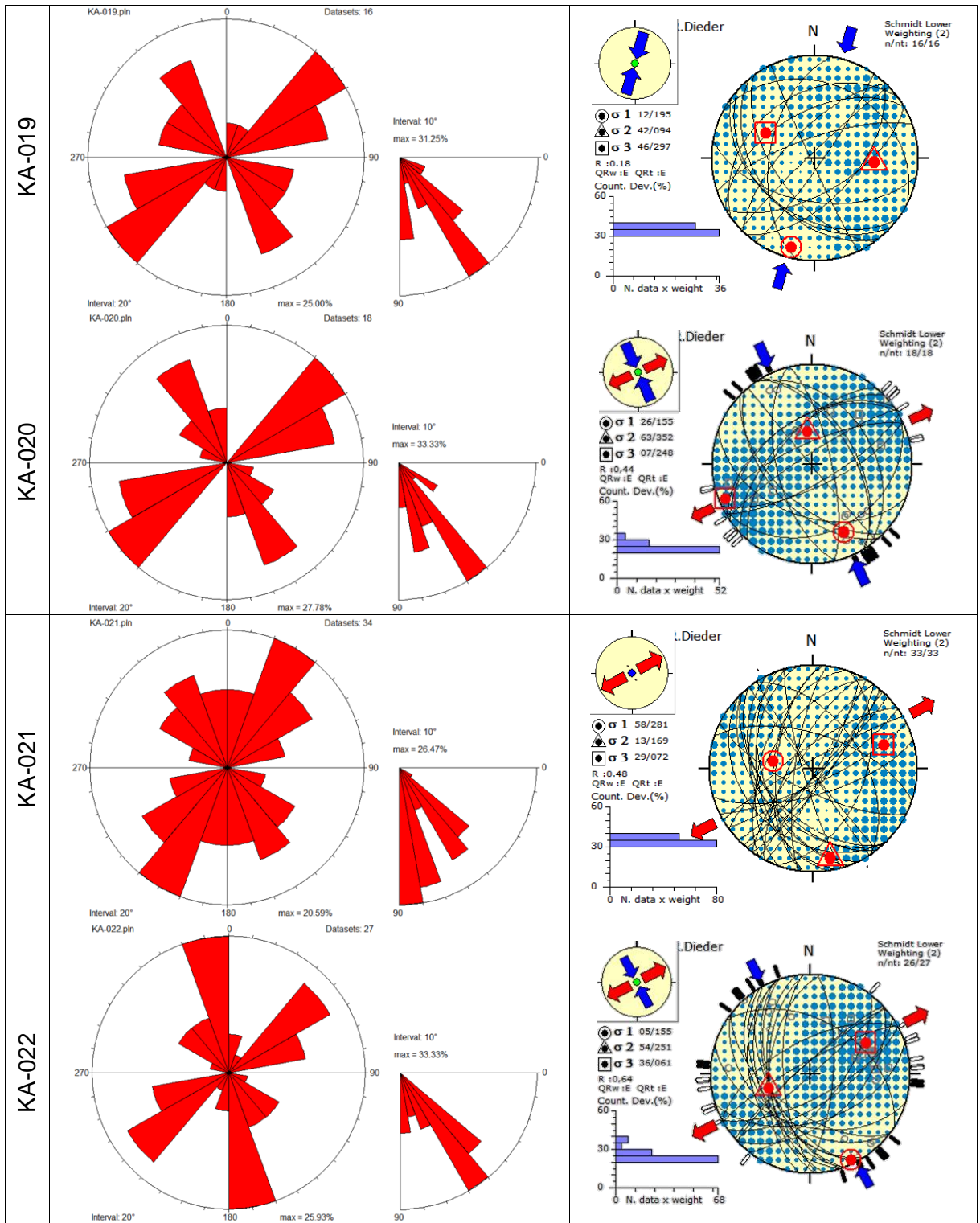
5.7.2. Diaclasas

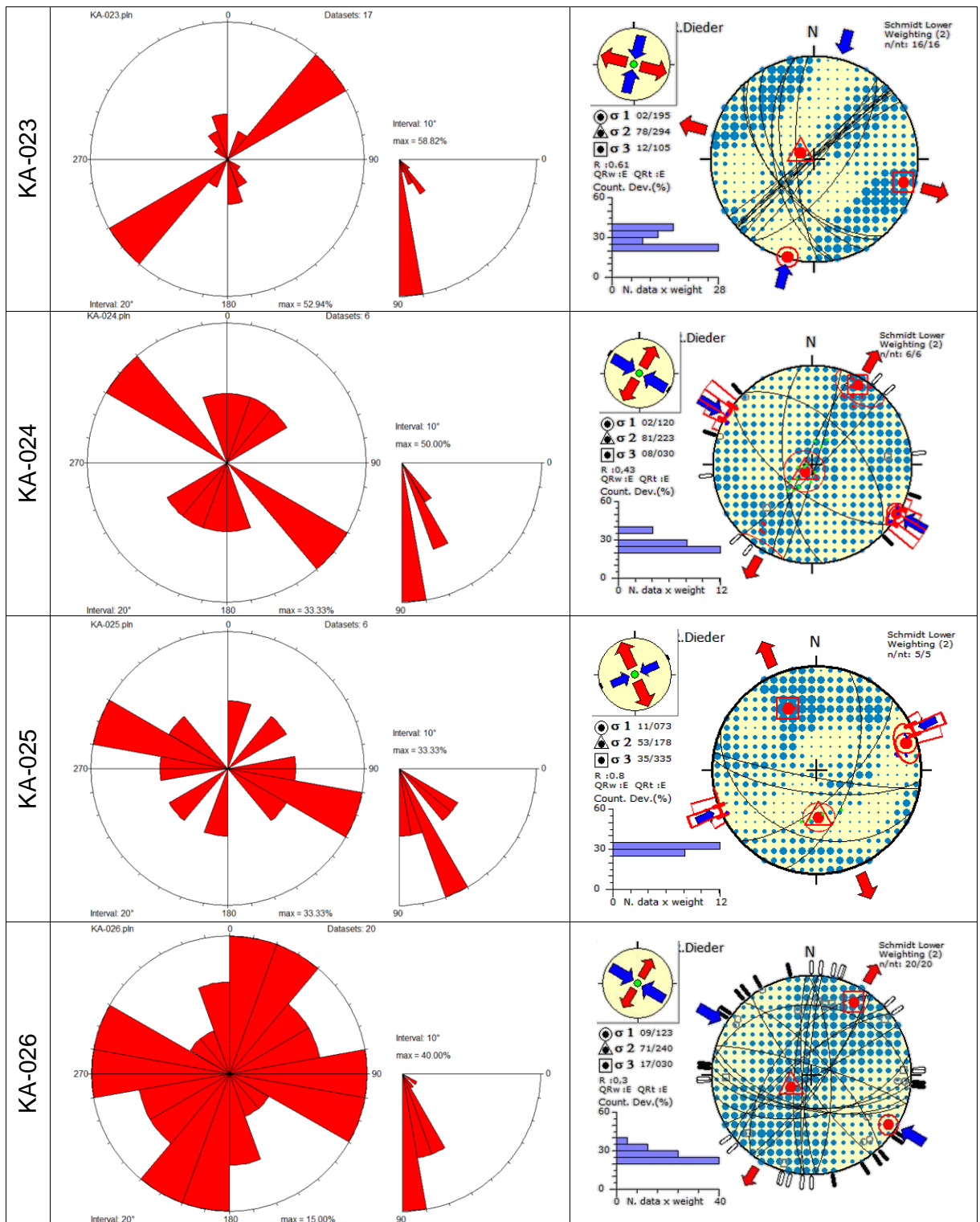
Con el fin de afianzar y complementar el análisis de las estructuras que se presentan en la área de estudio se examinan los resultados obtenidos a través del procesamiento de los datos de diaclasas medidos en campo para observar las direcciones principales de los planos de diaclasas a partir de los diagramas rosa generados en el programa TectonicsFP 1.7.7, así como las direcciones de los tensores principales locales hallados con los diagramas *R. Dieder* generados en el software Win Tensor 4.0.4 (Tabla 2).

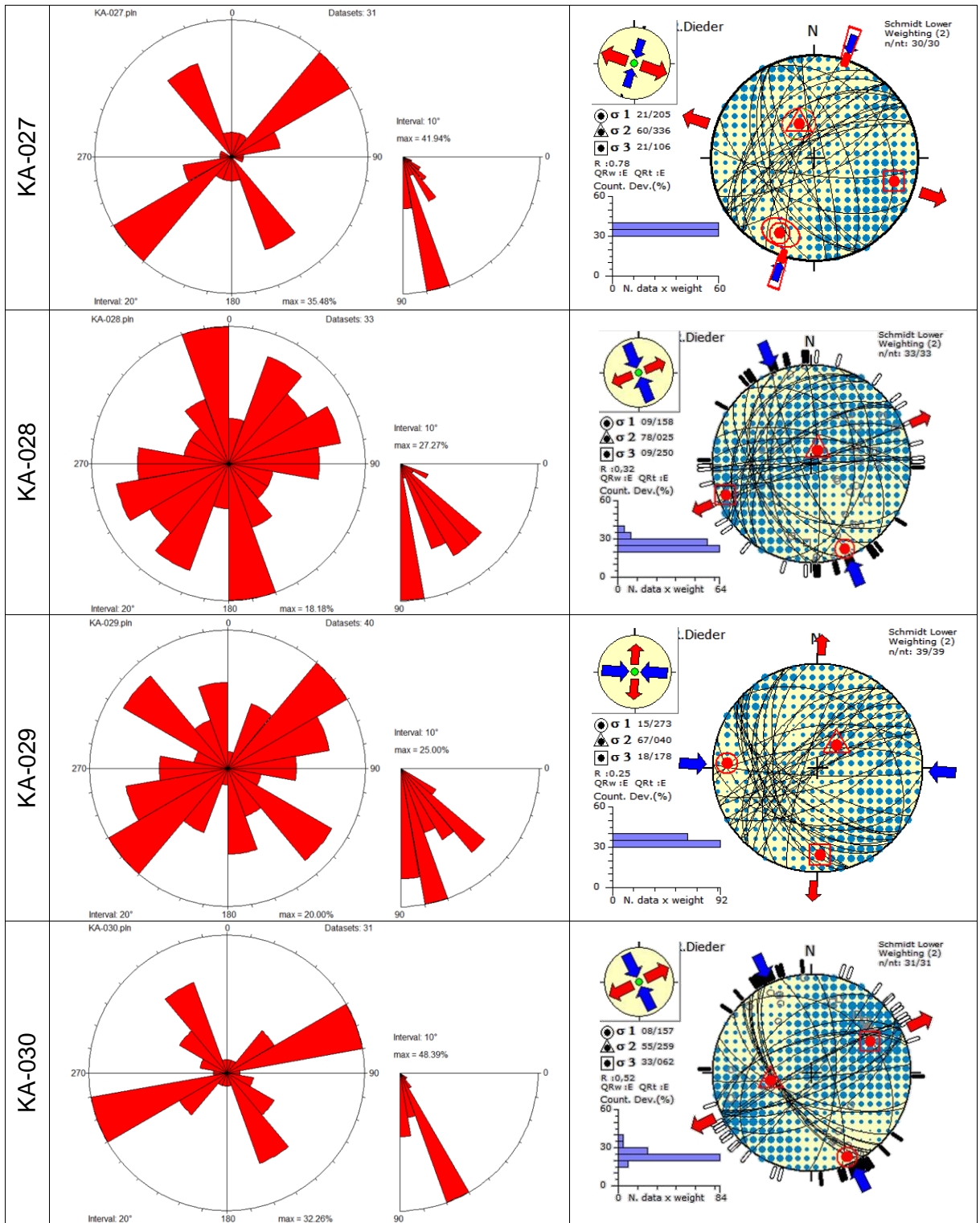
Tabla 2. Diagramas rosas y diagramas NDA de los datos de diaclasas divididas de acuerdo a las estaciones realizadas en campo

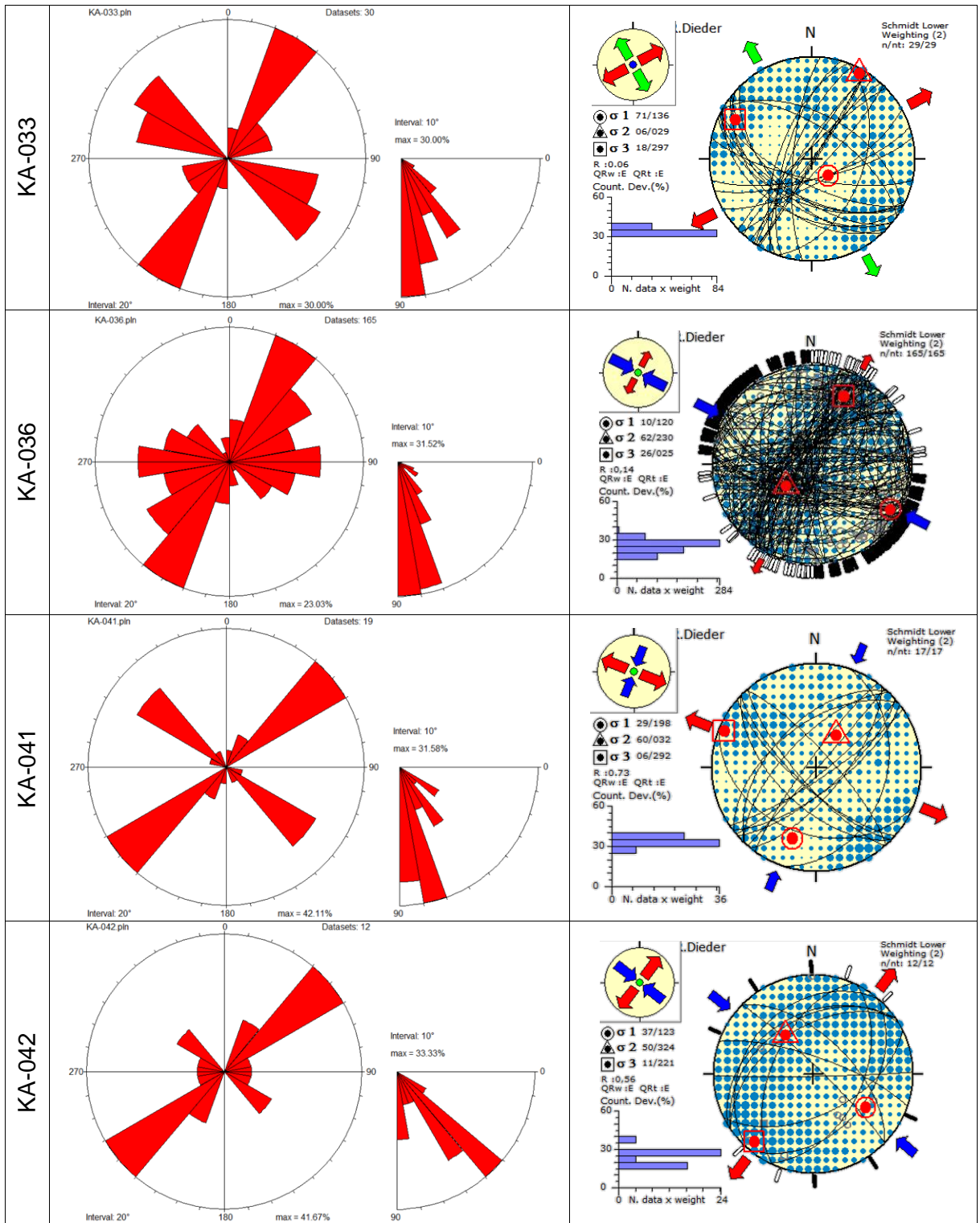


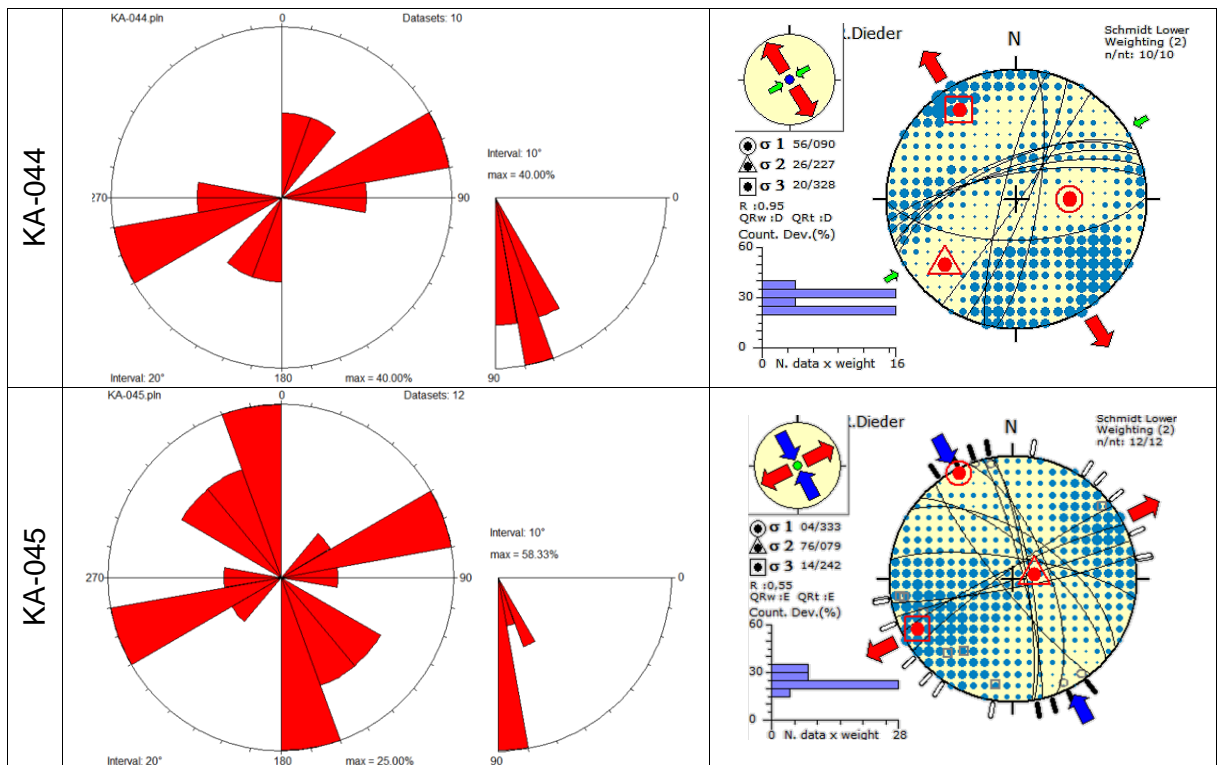










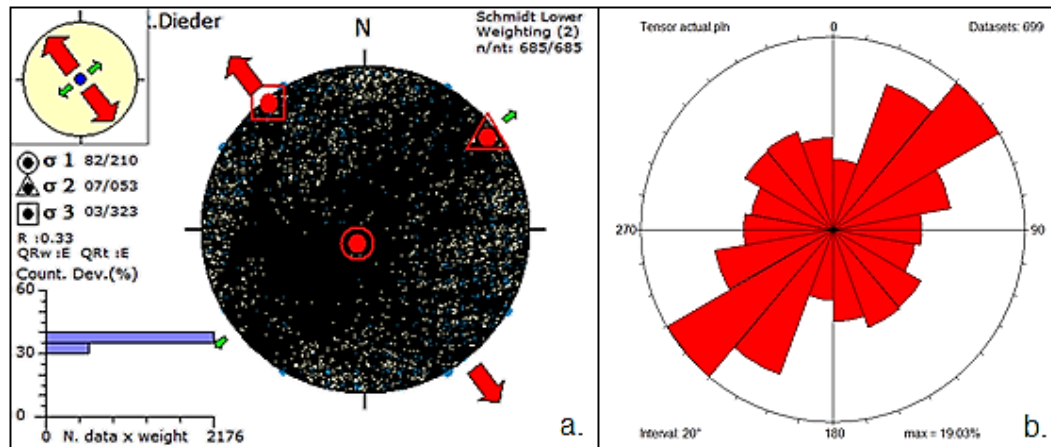


En la mayoría de los resultados se observa que la dirección de los planos de fractura es NE-SW, perpendicular a la tendencia general de la máxima compresión horizontal obtenida en los gráficos *R. Dieder*, aunque también se presenta en algunas estaciones que esta dirección de fractura es paralela a la dirección de máxima compresión horizontal obtenida en los gráficos *R. Dieder*, estas diaclasas estarían representando fracturas de tensión, ya que su desplazamiento es paralelo al esfuerzo principal menor (Burg, 2011); vale la pena resaltar que estas fracturas se encuentran ubicadas sobre la ventana al Paleógeno presente en la zona de estudio.

Se procesa la totalidad de los datos con el fin de observar el rumbo predominante de los planos de diaclasas y la dirección de compresión y distensión que las afecta (Figura 65). A partir de la gráfica generada se puede observar que se presenta distensión en dirección NW-SE (Figura 65a), y que la dirección principal de los

planos de diaclasas (Figura 65b), es paralela tanto a la dirección del esfuerzo máximo horizontal como al rumbo de las estructuras transversales que se presentan en el área de trabajo.

Figura 65. Resultado final del procesamiento total de los datos. **a.** Elipse de deformación a partir del diagrama de NDA (Programa Win Tensor). **b.** Diagrama de rosa (TectonicsFP 1.7.7).



Fuente: autoras, a partir de TectonicsFP 1.7.7 y Win Tensor 4.0.4

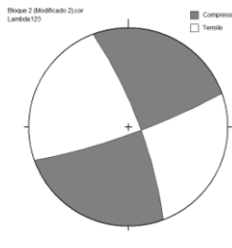
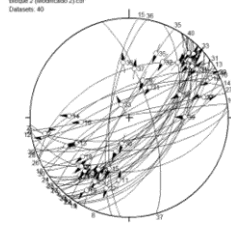
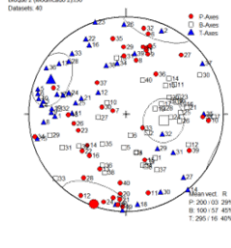
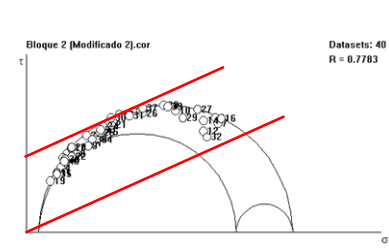
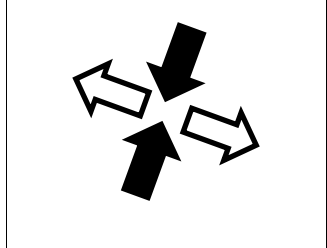
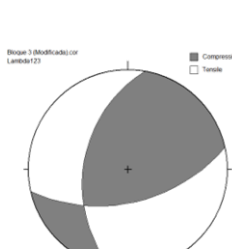

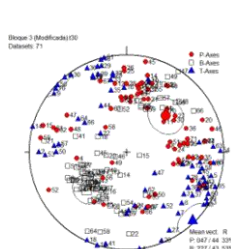
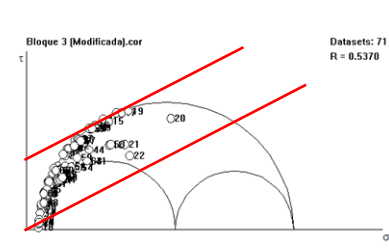
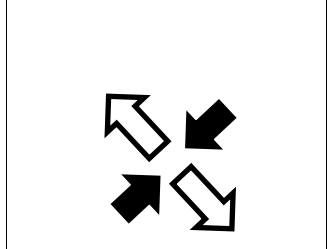
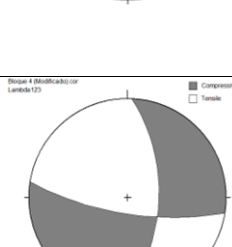
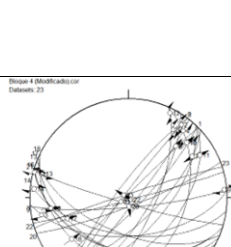
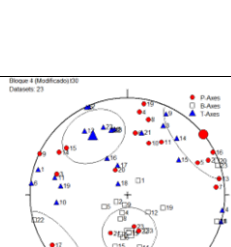
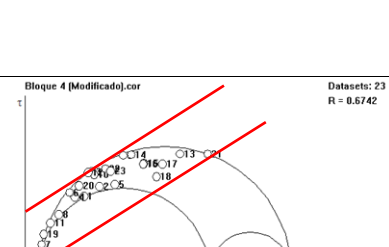
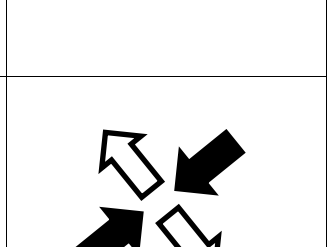
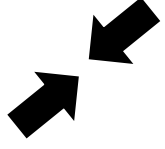
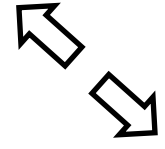
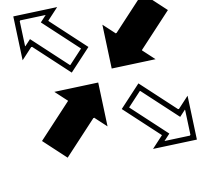
5.8. Análisis cinemático de las estructuras y tensor local

A partir del procesamiento, análisis e interpretación de los datos tomados en campo se generan tablas con los diagramas NDA, Angelier y ejes P-T (por bloques y formaciones) y se determina el tensor de esfuerzos local, con el fin de relacionarlo con los rasgos estructurales presentes en el área de estudio.

5.8.1. Análisis cinemático de las estructuras por bloques

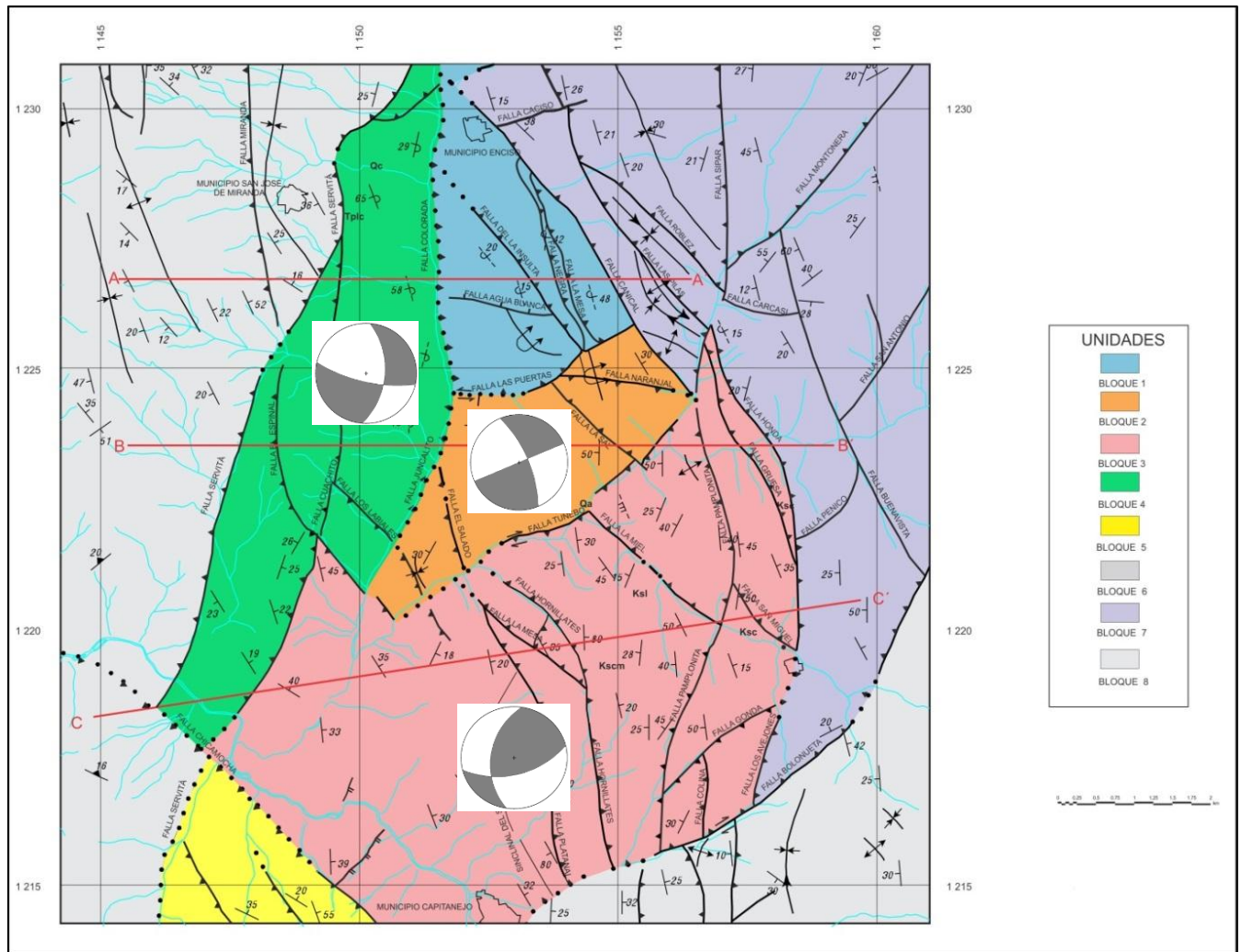
Con el fin corroborar los resultados obtenidos a partir de datos divididos por estaciones, se hace una nueva discriminación de datos por bloques estructurales, cuyo tratamiento permite determinar la dirección preferencial de compresión y distensión para cada bloque; a partir de la información obtenida en los diagramas NDA, Angelier y ejes P-T (Tabla 3). Cabe resaltar que solo se tienen datos de los bloques dos, tres y cuatro, por lo que sólo se grafican los diagramas para estos.

Tabla 3. Bloques de la zona de estudio con sus respectivos números de estrías, diagramas y dirección del esfuerzo máximo horizontal.

NUMERO DE BLOQUES	NÚMERO DE ESTRÍAS DE FALLA	DIAGRAMA NDA	DIAGRAMA ANGELIER	EJES P-T	CÍRCULO DE MOHR	TENSOR (MÁXIMO HORIZONTAL)
2	40					
3	71					
4	23					
LEYENDA						
						
Régimen compresivo		Régimen distensivo			Régimen transcurrente	

Para visualizar con mayor facilidad la relación entre los diagramas presentados en la Tabla 3 y las estructuras cartografiadas se genera un mapa con los gráficos NDA discriminados por bloques estructurales (Figura 66).

Figura 66. Mapa de diagramas NDA por bloques estructurales; solo se tienen datos de los bloques 2, 3 y 4



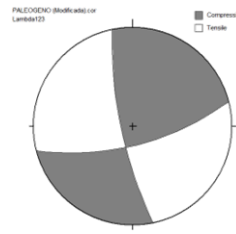
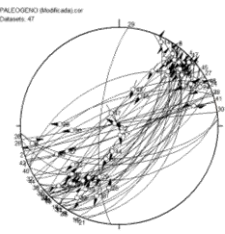
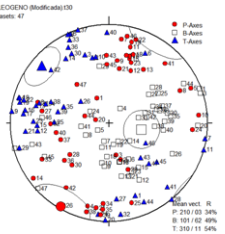
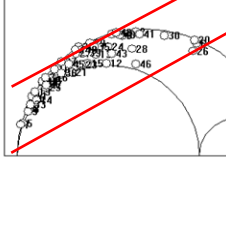
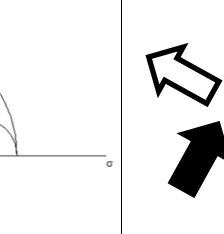
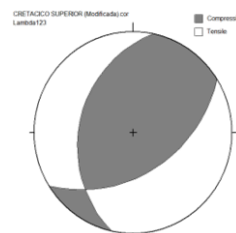
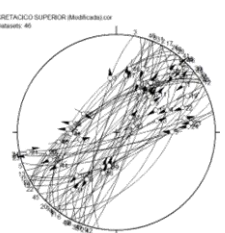
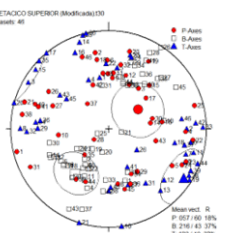

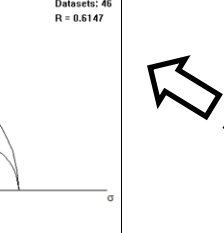
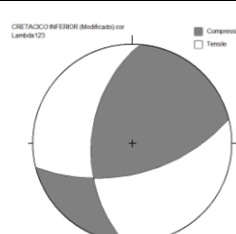
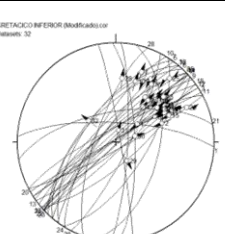
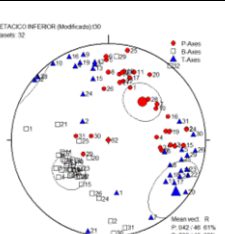
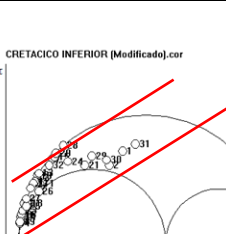
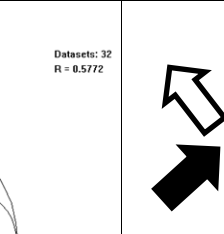
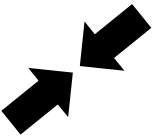
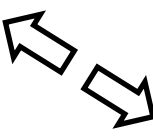
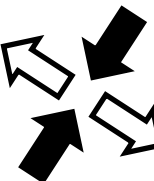
Fuente: autoras

A partir de la tabla y del mapa generado se puede determinar que las estructuras presentes en el bloque dos tienen una dirección principal de NW-SE, aunque al integrar los diagramas NDA, Angelier y ejes P-T se aprecian estructuras con rumbo NE-SW, las cuales podrían representar la dirección de las rampas laterales (Fallas Las Puertas y Tunebo). Las fallas ubicadas en este bloque están afectadas por un campo de esfuerzos con distensión en dirección NW-SE y compresión en dirección NE-SW, el cual permite que se desarrolle una cinemática en sentido dextral en la Falla Tunebo. Al igual que en el bloque dos, el bloque tres presenta estructuras en dirección principalmente NW-SE, aunque al integrar los diagramas NDA y Angelier se aprecian fallas con rumbo NE-SW, las cuales podrían representar las Fallas Tunebo y Bolonueta, que están afectadas por un campo de esfuerzos con distensión en dirección NW-SE y compresión en dirección NE-SW, que permite que las estructuras tengan una cinemática en sentido dextral; finalmente en el bloque cuatro se mantiene la misma dirección de compresión y distensión de los bloques dos y tres, que le imprime una cinemática en sentido dextral a las estructuras longitudinales allí se presentan.

5.8.2. Análisis cinemático de las estructuras por formaciones

Se decide hacer una discriminación de datos de acuerdo a las formaciones (Cretácico tardío, Cretácico temprano y Paleógeno) presentes en el área, con el fin de observar la dirección preferencial de compresión y distensión que se registra en cada una de estas y compararla con las obtenidas en los análisis anteriores. Para ello se genera una tabla con los diagramas NDA, Angelier y ejes P-T de los datos (Tabla 4).

Tabla 4. Unidades geológicas con el número de estrías de falla, formaciones litológicas que abarca y sus respectivos diagramas NDA, Angelier, ejes P-T, Círculo de Mohr y tensor con el máximo horizontal

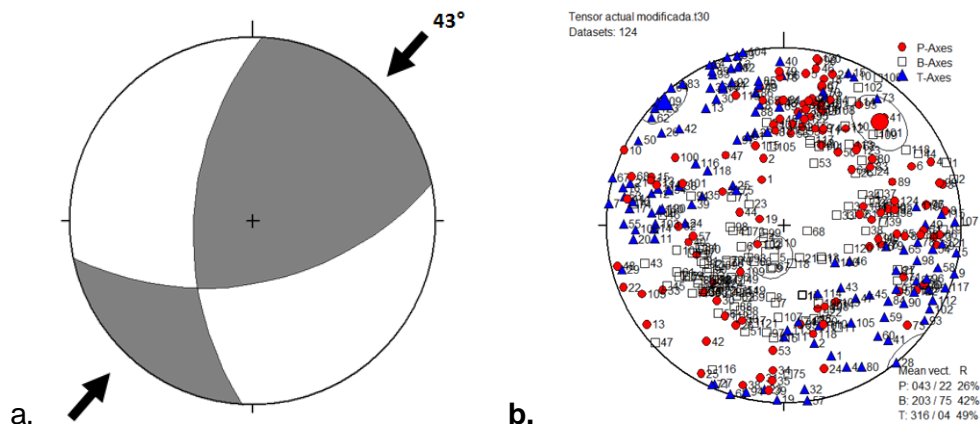
UNIDAD GEOLOGICA POR TIEMPOS	FORMACIONES GEOLÓGICAS	NÚMERO DE ESTRÍAS DE FALLA	DIAGRAMA NDA	DIAGRAMA ANGELIER	EJES P-T	CIRCULO DE MOHR	TENSOR (MAXIMO HORIZONTAL)
Paleógeno	Barco Los cuervos Mirador	47					
Cretácico tardío	La Luna Colón y Mito-Juan	46					
Cretácico temprano	Aguardiente Capacho	32					
<p>LEYENDA</p> <div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> <div style="text-align: center;">  <p>Régimen compresivo</p> </div> <div style="text-align: center;">  <p>Régimen distensivo</p> </div> <div style="text-align: center;">  <p>Régimen transcurrente</p> </div> </div>							

A partir de la interpretación de los diagramas NDA, Angelier y ejes P-T, se deduce que en las rocas del Cretácico tardío, las estructuras se ven afectados por una dirección preferencial de compresión NE-SW y una distensión en dirección NW-SE, con un componente principalmente de rumbo; en las rocas del Cretácico temprano, las estructuras están afectadas por esta dirección de distensión NW-SE, mientras el componente vertical es más representativo (normal), y en las rocas del Paleógeno vuelve a ser más notorio el componente en rumbo conservando las mismas direcciones de compresión y distensión determinadas para los dos periodos geológicos anteriores.

5.8.3. Tensor local

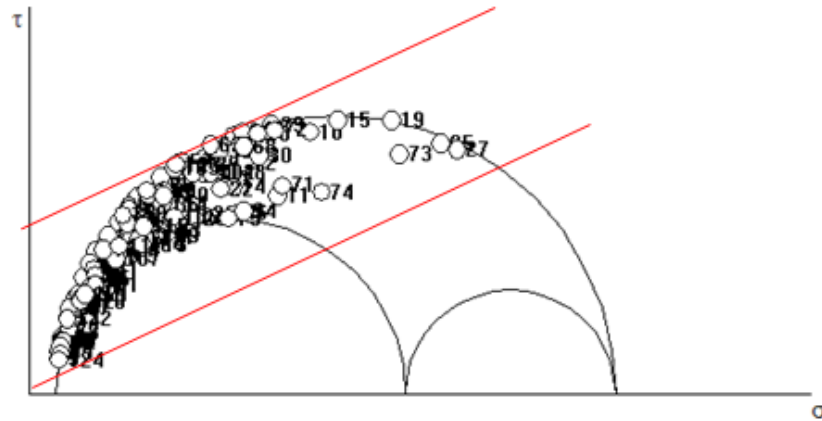
El procesamiento de datos de estrías de falla se realizó a partir del método de diedros rectos en el software TectonicsFP 1.7.7, con el fin de determinar el régimen tectónico que afecta la zona de estudio. El tensor de esfuerzos (Figura 67) generado a partir de los datos de estrías neoformados y reactivados (Figura 68) desarrolla compresión en dirección NE-SW y distensión en dirección NW-SE, lo cual se refleja en las estructuras que se presentan el área de trabajo.

Figura 67. Representación grafica del procesamiento de la totalidad de los datos de estrías de falla. **a.** Diagrama NDA, en el que se observa la dirección del tensor local. **b.** Diagrama ejes P-T, se aprecia la dirección preferencial de los ejes de esfuerzo.



b. Fuente: autoras, a partir de TectonicsFP 1.7.7

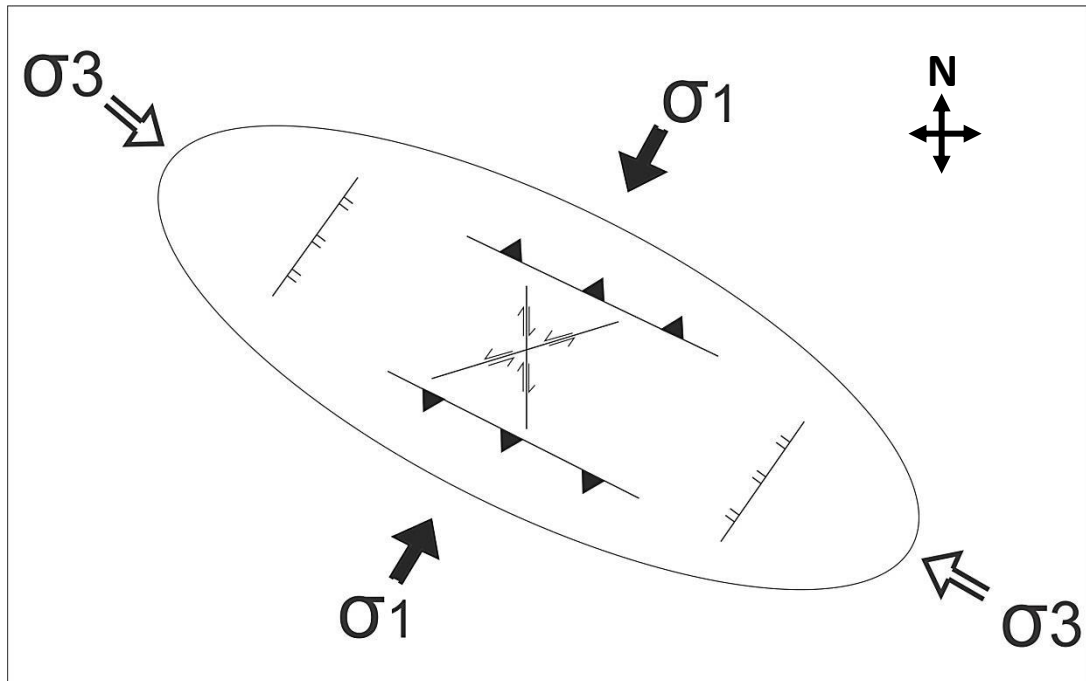
Figura 68. Círculo de Mohr para el tensor local determinado para la zona de esfuerzos, a partir del cual se aprecian los datos de estrías de fallas neoformados (localizados en el borde del círculo mayor) y reactivados (ubicados entre las líneas rojas).



Fuente: autoras

A partir del tensor de esfuerzos determinado con los datos de estrías de fallas y diaclasas se hace una representación geométrica, es decir, la elipse de deformación para la zona de estudio (Figura 69), en la que se observa compresión en dirección NE-SW y distensión en dirección NW-SE. Este elipsoide presenta fallas normales paralelas a la máxima dirección de compresión como se observa en la estación KA-036, fallas inversas perpendiculares a la misma, como las Fallas Canical, Los Labiales, El Espinal, El Salado; estructuras longitudinales en dirección N-S, con una componente dextral como las Fallas Juncalito, Cuachito, entre otras; y estructuras transversales con cinemática sinistral como la Falla Las Puertas.

Figura 69. Elipse de deformación para la zona de estudio



Fuente: autoras

5.8.3.1. Otras discriminaciones de datos para el tensor local

Dada la dirección del tensor de esfuerzos obtenido para la zona de estudio, con compresión en dirección NE-SW y distensión en dirección NW-SE, se decide hacer un nuevo procesamiento de datos con el fin de determinar hasta qué punto se sigue reflejando este resultado; para lo cual se discriminan los datos de dos formas: (a) se procesan los datos localizados en flancos no invertidos y con inclinación de estratificación menor a 40° ; (b) se procesan los datos por tipos de fallas, es decir, fallas normales, inversas y de rumbo.

a. Datos localizados en flancos no invertidos y con una inclinación de estratificación menor a 40°

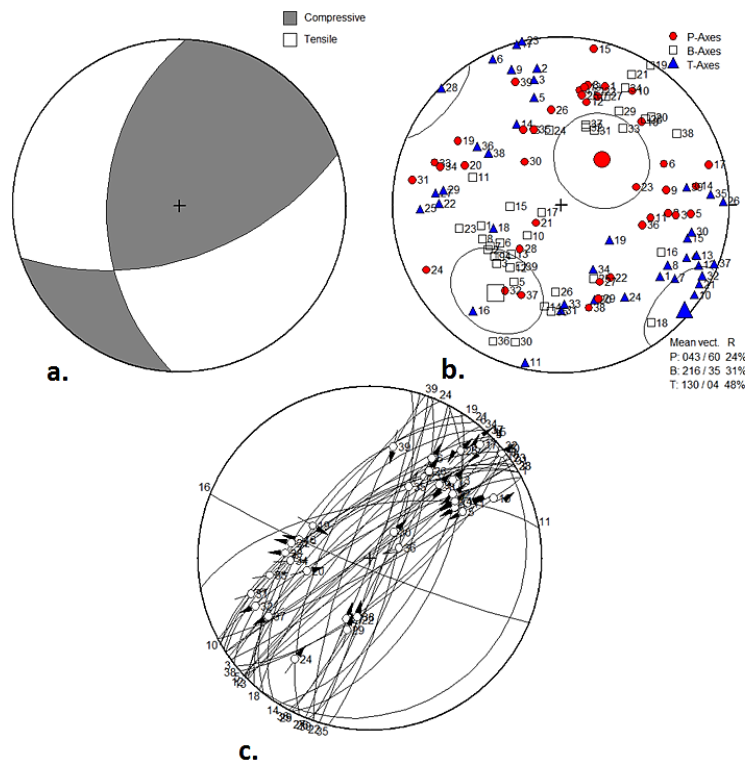
En este nuevo tratamiento, solo se procesan los datos de las estaciones KA-029 y KA-036, pues son los únicos que cumplen con las dos condiciones dadas: se localizan en flancos no invertidos y poseen una inclinación de estratificación menor a 40°, lo que indica relativamente poca deformación (Tabla 5). Este análisis se hace con el fin de comparar la fase de deformación finita y progresiva con la etapa inicial de deformación.

Tabla 5. Se relacionan los datos de cada estación con su localización en flancos invertidos y su inclinación de estratificación.

ESTACIÓN	NÚMERO DE DATOS	DATOS LOCALIZADOS EN FLANCOS INVERTIDOS	INCLINACIÓN DE ESTRATIFICACIÓN
KA-015	15	NO	50
KA-016	11	NO	42
KA-017	23	NO	49
KA-018	5	NO	65
KA-020	9	NO	54
KA-021	15	NO	50
KA-023	5	NO	49
KA-028	11	NO	44
KA-029	15	NO	39
KA-036	24	NO	20
KA-041	4	NO	42
KA-045	5	SI	34

Se generan los diagramas NDA, Angelier y ejes P-T para los 39 datos, correspondientes a las estaciones KA-029 y KA-036 (Figura 70).

Figura 70. Diagramas de las estaciones KA-029 Y KA-036 **a.** Diagrama *NDA* **b.** Ejes P-T **c.** Angelier



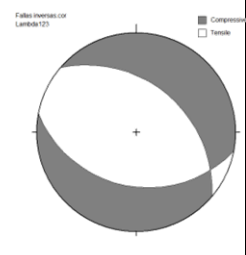
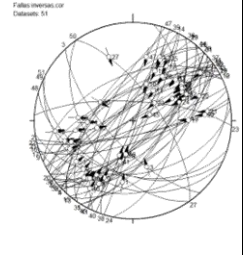
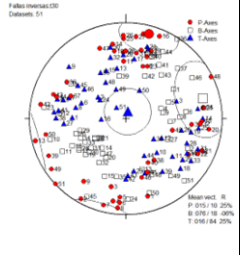
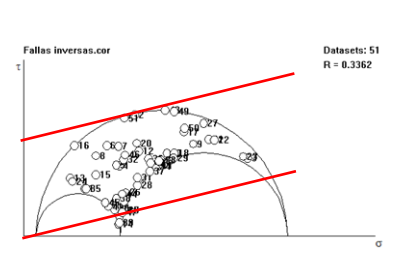
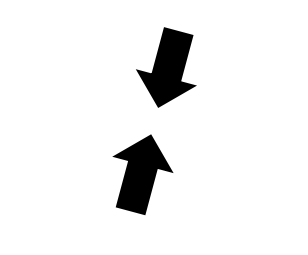
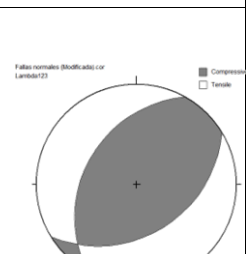
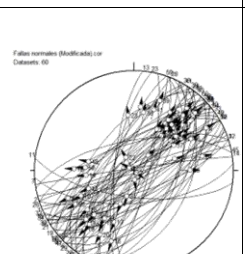
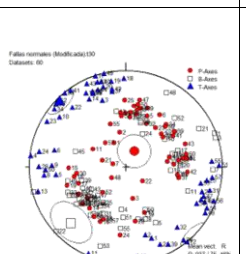
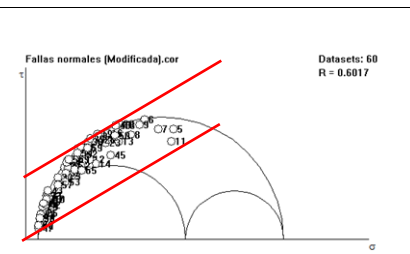
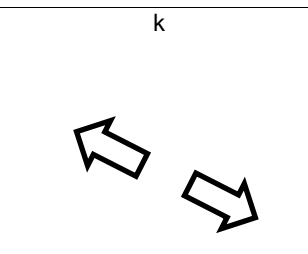
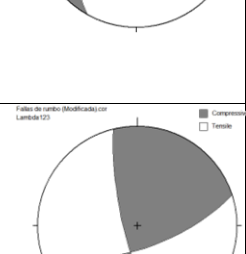
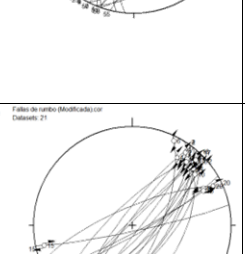
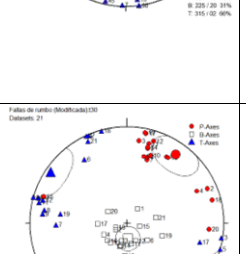
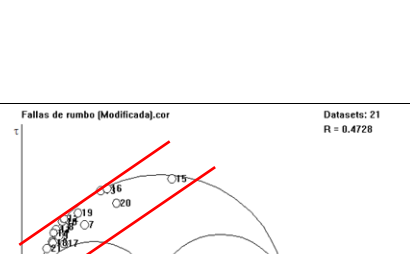
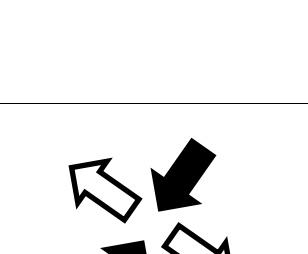
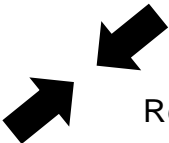
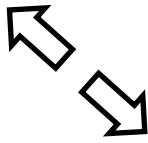
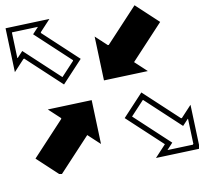
Fuente: autoras

A partir de los diagramas generados en este procesamiento de datos se deduce un campo de esfuerzos con distensión en dirección NW-SE y una compresión en dirección NE-SW, es decir, continua reflejándose el tensor deducido en el análisis anteriores.

b. Procesamiento de datos de acuerdo al tipo de falla (fallas normales, inversas y de rumbo).

En este tratamiento se procesan todos los datos de estrías, haciendo una discriminación de acuerdo al tipo de falla, es decir, normal, inversa y de rumbo; con el fin de analizar la coherencia de los datos, al relacionar la dirección del tensor de esfuerzos con las direcciones de compresión y distensión determinadas para cada tipo de falla (Tabla 6).

Tabla 6. Tipo de fallas con el número de estrías de falla, y sus respectivos diagramas NDA, Angelier, ejes P-T, Círculo de Mohr y tensor con el máximo horizontal

TIPO DE FALLA	NÚMERO DE ESTRÍAS DE FALLA	DIAGRAMA NDA	DIAGRAMA ANGELIER	EJES P-T	CÍRCULO DE MOHR	TENSOR (MÁXIMO HORIZONTAL)
INVERSAS	51					
NORMALES	60					
DE RUMBO	21					
LEYENDA						
						
Régimen compresivo		Régimen distensivo			Régimen transcurrente	

De acuerdo a los resultados obtenidos se determinó una coherencia de la dirección del tensor de esfuerzos con las direcciones de compresión y distensión de cada tipo de falla. El tensor de esfuerzos determinado para la zona de estudio presenta una compresión en dirección NE-SW, paralelo al esfuerzo máximo horizontal de las fallas inversas (estructuras con rumbo NW-SE), presentes en la zona de estudio, tales como Falla La Sal, Falla Insulta, Falla La Mesa, Falla La Miel, Falla Las Pilas, Falla Los Labiales y Fallas El Espinal, Canical y El Salado; la dirección de este tensor también es perpendicular al esfuerzo máximo horizontal de la Falla La Playa, falla normal con rumbo NE-SW; adicionalmente este tensor de esfuerzo está relacionado con el movimiento en rumbo que se presenta en las fallas longitudinales con dirección N-S (Fallas Juncalito, Cuachito y Colorada) y en las rampas laterales (Falla Tunebo) ya que su dirección oblicua a las estructuras le imprime una cinemática en sentido dextral a las mismas.

6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En este capítulo se discuten los resultados obtenidos anteriormente, haciendo hincapié en la reinterpretación del mapa geológico de la Plancha 136 de Málaga, la deformación, el tensor de esfuerzos que afecta la zona de estudio, y su relación respecto a los trabajos realizados por Corredor (2003) y Kammer (1993) en cercanías al área del presente proyecto de investigación, en los que se plantea que durante el evento compresivo ocurrido en la Orogenia Andina (Mioceno – Plioceno) se produjo la inversión de la Falla Servitá dando lugar a la formación de fallas que replegaron las estructuras pre-existentes

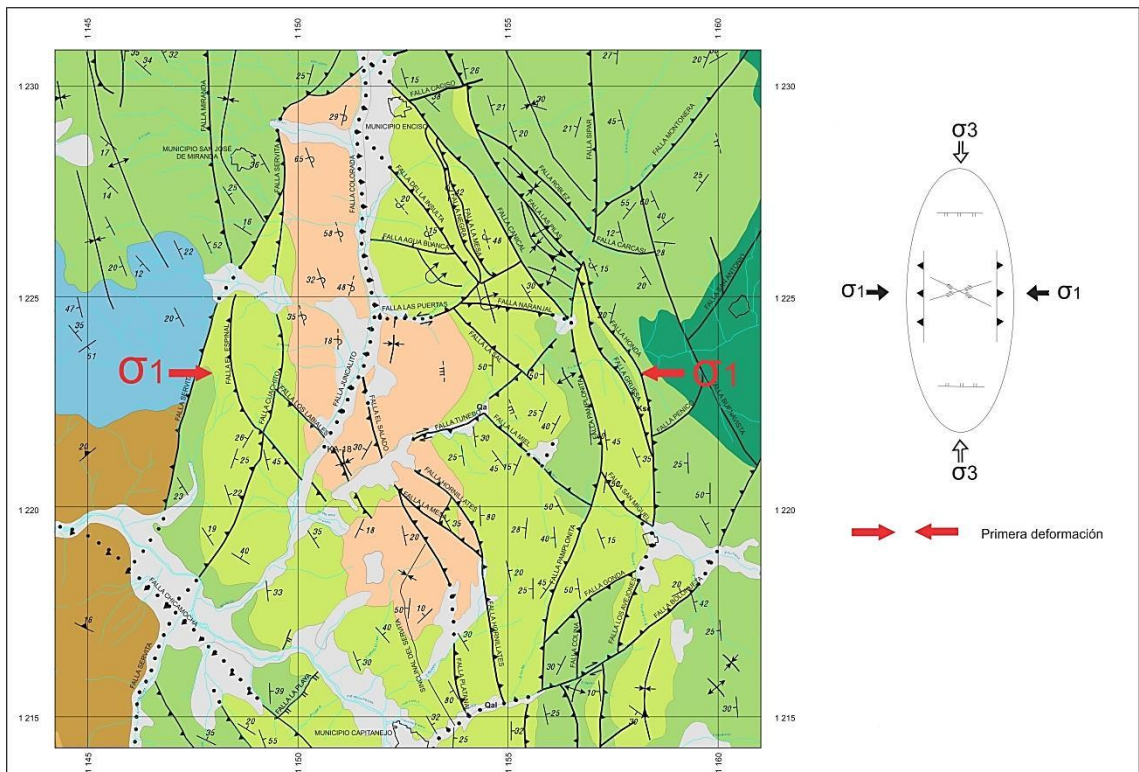
Con el presente trabajo de investigación se aporta a la cartografía realizada en el mapa geológico de la Plancha 136 de Málaga: las vergencias de las diferentes estructuras que se presentan en el área, el trazo de fallas que estaban cartografiadas como inferidas, así como la eliminación de fallas que son lineamientos geomorfológicos y la corrección del trazo de algunos contactos litológicos.

A partir de los resultados obtenidos en el procesamiento, análisis e interpretación de datos se deduce que en el área de trabajo se observan dos tipos de deformación: la primera, al oeste de la zona de trabajo, presenta un estilo estructural de piel gruesa, caracterizado por estructuras longitudinales profundas con rumbo N-S como la Falla Servitá que contribuyen al levantamiento del basamento de edad Devónica y Jurásica, lo cual es soportado por el trabajo realizado por Kammer (1993), en el que se plantea que la Falla del Servitá es una estructura inversa heredada de la tectónica extensiva Jurásica, que posteriormente fue reactivada durante el periodo compresivo Neógeno y que exhuma basamento Jurásico, reflejado en los 500 m de espesor de la Formación Girón en el bloque colgante de esta estructura. La segunda deformación se desarrolla al este del área de trabajo, caracterizada por un estilo estructural de piel

delgada, que da lugar a la formación de estructuras en dirección NW-SE, las cuales forman abanicos imbricados, retrocabalgamientos y estructuras *pop-up*.

Con base en la reinterpretación de la cartografía y el análisis cinemático de las estructuras se puede plantear una evolución de los tensores de esfuerzos locales a partir de eventos regionales, se propone que estas deformaciones se pueden relacionar temporalmente, donde la más antigua es la que se presentan al oeste de la zona de estudio y está representada especialmente por la Falla Servitá; para esta deformación se define un tensor de esfuerzos con compresión E-W y distensión en dirección N-S (Figura 71), que es el responsable de la exhumación del basamento así como la formación de las estructuras inversas longitudinales al eje del Sinclinal de Servita con rumbo N-S que se observan en la zona de estudio.

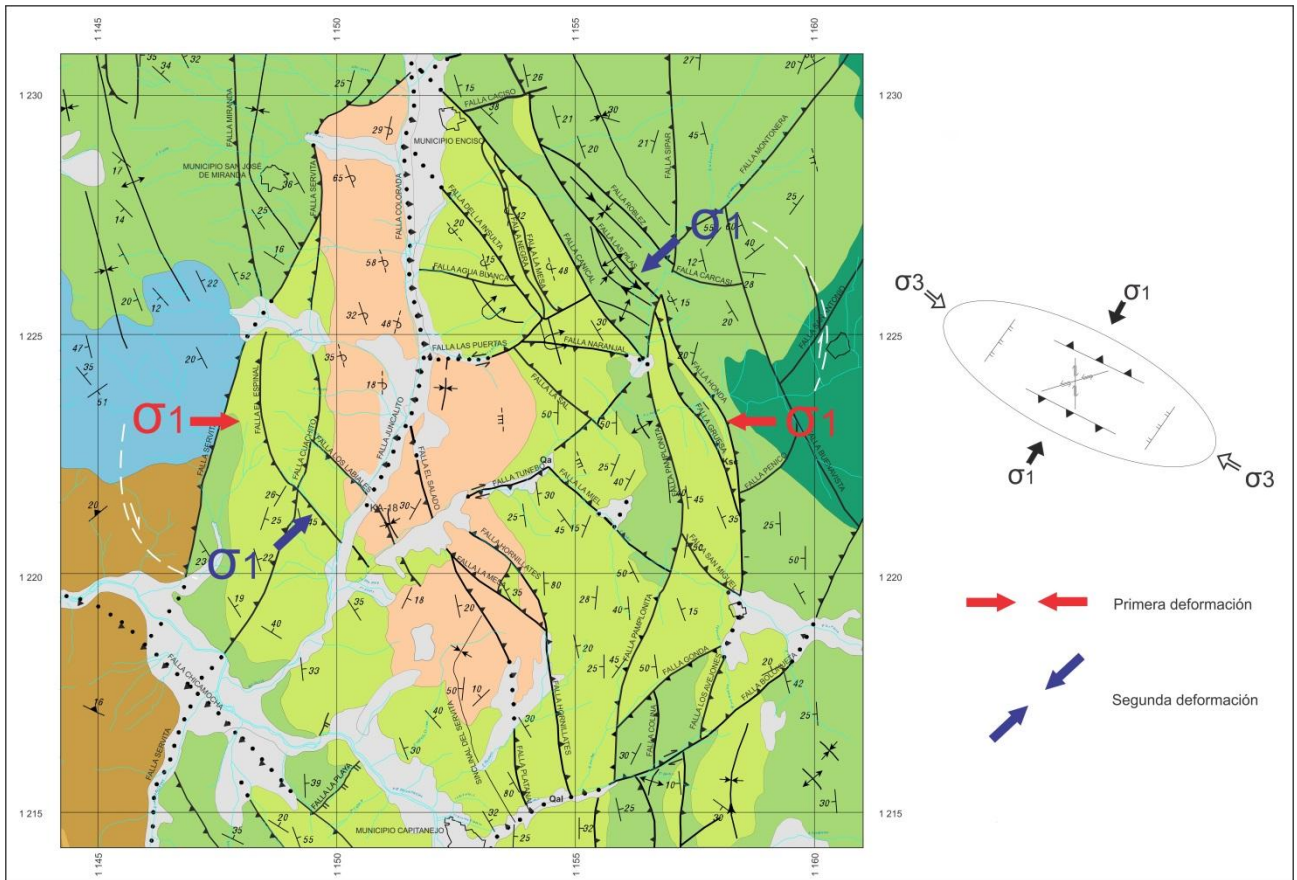
Figura 71. Orientación del esfuerzo máximo horizontal en la primera fase de deformación (E-W).



Fuente: autoras

Este tensor ha rotado con en el tiempo hasta llegar a la posición actual, generando un campo de esfuerzos con compresión en dirección NE-SW y distensión en dirección NW-SE (Figura 72), que da lugar a la segunda fase de deformación, la cual presenta mayor actividad y afecta el este del área de trabajo, desarrollando una vergencia al SW por los cabalgamientos con rumbo NW-SE, estos se constituyen por fallas reactivadas y neoformadas (Figura 66), que producen deformación de piel delgada, especialmente la inversión de flancos de pliegues y solapan la deformación antigua, tal como se observa en la ventana al Paleógeno limitada por rampas laterales (Fallas Las Puertas y Tunebo), que permite observar una porción de la primera deformación que se presenta al oeste de la zona.

Figura 72. Rotación del esfuerzo máximo horizontal en la zona de estudio. Actualmente se presenta en dirección NE-SW.

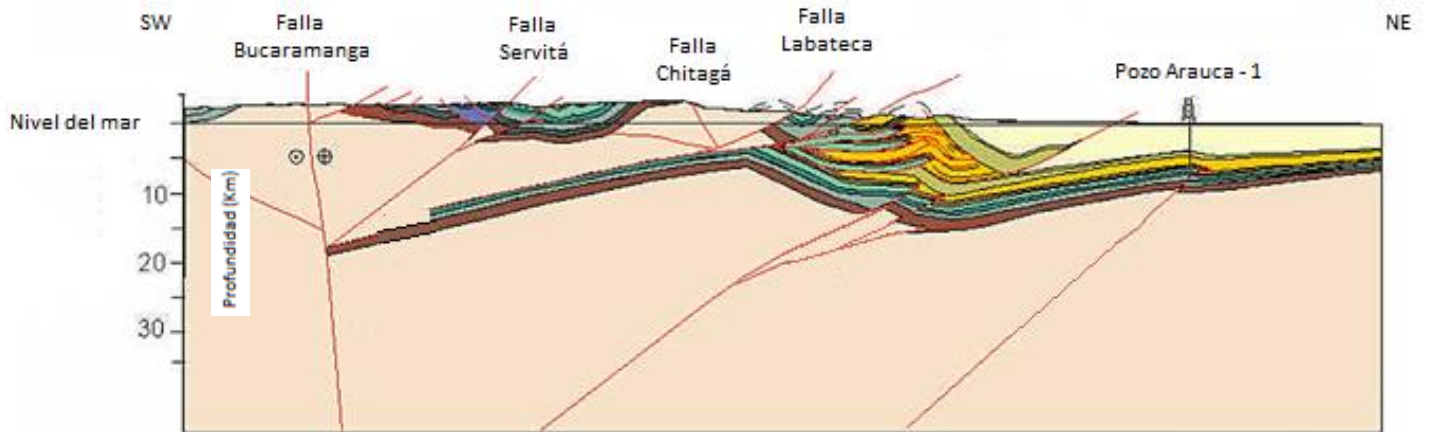


Fuente: autoras

Este tensor imprime principalmente un movimiento de rumbo en sentido dextral de las fallas longitudinales con dirección N-S formadas durante la primera fase de deformación que junto al componente vertical sugieren una tectónica transtensiva en la zona de estudio, también permite el desarrollo de fallas normales (Falla La Playa) paralelas al esfuerzo de compresión.

Con el fin de dar una posible explicación a la segunda fase de deformación que se presenta al este del área de estudio se proponen dos modelos en los que se genera un sistema de abanicos imbricados a causa de la influencia del tensor actual, con compresión en dirección NE-SW y distensión en dirección NW-SE. El primer modelo, plantea la formación de un sistema de abanicos imbricados con vergencia al oeste a partir de una posible falla profunda, que da lugar a la deformación superficial que se presenta en el área. El segundo modelo involucra un estilo estructural de escamación tanto de piel gruesa como de piel delgada, en donde se desarrolla un *shortcut* de la Falla del Servitá, a partir del cual se genera un sistema de abanicos imbricados, que a causa de la compleja deformación que se presenta en el área, producen la formación de retrocablagamientos con vergencia al oeste, siendo estos los responsables de la inversión de los pliegues más superficiales. Este último modelo se basa en el trabajo realizado por Corredor (2003), ya que este autor propone que las deformaciones presentes en el margen oriental de la Cordillera Oriental de Colombia pueden ser atadas a un “*foot-wall shortcut*” de la Falla del Servitá, la cual permite el desarrollo de fallas inversas que involucran basamento, movimiento en rumbo de las estructuras y deformación de piel delgada (Figura 73).

Figura 73. Sección estructural regional balanceada de la Cordillera Oriental de Colombia, se muestra la deformación actual.



Fuente: modificado de Corredor, 2003

7. CONCLUSIONES

- El área de estudio presenta estructuras principalmente en tres direcciones: N-S, correspondientes a fallas longitudinales paralelas al eje del Sinclinal de Servita, NW-SE correspondientes a fallas transversales y NE-SW correspondientes a las rampas laterales. Siendo predominantes las fallas longitudinales al oeste del área; y las fallas transversales y las rampas laterales al este de la misma.
- La zona se encuentra afectada por sistemas de cabalgamientos de piel delgada representados por abanicos imbricados, así como retrocabalgamientos ubicados principalmente al este del área, mientras que al oeste la deformación está representada por un estilo estructural de escamación de piel gruesa, que permiten la exhumación del basamento a partir de fallas inversas de alto ángulo.
- El tensor de esfuerzos que afecta la zona de estudio deducido a partir de los diferentes tratamientos de datos realizados en el presente trabajo, presenta compresión en dirección NE-SW y distensión en dirección NW-SE, que sumado a la componente vertical sugieren una tectónica transtensiva, bajo la cual las fallas longitudinales con orientación N-S se mueven a lo largo del rumbo en sentido dextral, tal como se observa en la Falla Juncalito. Adicionalmente, esta dirección de máxima compresión horizontal genera la inversión de las unidades sedimentarias a partir del cabalgamiento al SW de las estructuras NW-SE.
- En la zona de trabajo se identificaron estructuras secundarias tales como fallas normales y pliegues parásitos ubicados en el cierre de la charnela del Sinclinal del Servitá los cuales son concordantes con la dirección de compresión del tensor de esfuerzos local determinado para el área de estudio.

- Se presentan dos fases de deformación: la primera y más antigua se observa al oeste de la zona, presentando un tensor con compresión en dirección E-W y extensión en dirección N-S, en contraste, la segunda fase se desarrolla al este del área, representada por estructuras transversales con rumbo NW-SE, concordantes con el tensor local (NE-SW) determinado para zona de trabajo. Al este del área se observa una ventana al Paleógeno formada a partir de rampas laterales (Fallas Las Puertas y Tunebo), mediante la cual se puede deducir la temporalidad de las fases de deformación, pues la segunda fase de deformación (al este de la zona) se encuentra solapando a la primera (al oeste de la zona).

BIBLIOGRAFÍA

- Acosta, J. 2002. Estructura Tectónica y Modelos en 3D del Piedemonte Occidental de la Cordillera Oriental y del Valle Medio del Magdalena, Colombia. Londres: Ingeominas. Vol. 25
- Audemard, F., 2001. *Quaternary tectonics* and present stress tensor of the Inverted Northern Falcón Basin, Northwestern Venezuela. *Journal of Structural Geology* Vol.23, pp. 431 – 453
- Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C. & Martínez, J. 2007. *Colombian Sedimentary Basin: Nomenclature, Boundaries and Petroleum Geology, a New Proposal*. ANH.
- Bayona, G., Cortes, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J., & Reyes, A. 2007. La deformación pre- Neógena de la Cordillera Oriental definida por depósitos de antepaís. *Boletín de Geología*. Vol.29, No.1, pp.51-59.
- Boyer, S. & Elliott, D. 1982. *Thrust Systems*. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. V.66, No.9, pp. 1196-1230.
- Burg, J. P. 2011. *Structural Geology and Tectonics: Thrust Systems*. Zürich: ETH Zürich and Universität Zürich.
- Burg, J. P., 2013. *Structural Geology and Tectonics: Brittle Faulting*. ETH Zürich and Universität Zürich.
- Burg, J. P., 2013. *Structural Geology and Tectonics: Faults*. ETH Zürich and Universität Zürich.

- Burg, J. P., 2013. *Structural Geology and Tectonics: Paleo-“Stress” Analysis from Fault Data*. ETH Zürich and Universität Zürich.
- Caballero, V., Parra, M., & Mora, A. 2010. Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno tardío - Oligoceno temprano: proveniencia sedimentaria en el Sinclinal de Nuevo Mundo, Cuenca del Valle Medio del Magdalena. *Boletín de Geología*, 32(1), 45-77.
- Casas, A., Peña, I. & Simón, J. 1990. Los métodos de análisis de paleo esfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geológicos*. Vol.46 pp.385 – 398.
- Castro, E. 2010. Deslizamiento que afecta la vereda Moralito, sector el Horcón, municipio de San José de Miranda, departamento de Santander. Ingeominas.
- Carrillo, E. 1996. Apreciaciones generales sobre inestabilidad y movimientos de masa identificados en los municipios de Carcasí y Enciso – Santander. Ingeominas.
- Cedié, F., Shaw, R., & Cáceres, C., 2003. *Tectonic assembly of the Northern Andean Block*. AAPG. *Memoir* 79, p. 815– 848.
- Colleta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., & Rudkiewicz, J. 1990. *Tectonic Style and Crustal Structure of the Eastern Cordillera (Colombia) From a Balanced Cross-Section*. In *Petroleum and Tectonic in Mobile Belts* (pp. 81-100). París.
- Cooper, M. A., Addison, F. T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.

J. & Taborda, A. 1995. *Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia*. *AAPG Bulletin*, Vol. 10, pp.1421-1443.

- Cortés, M., Angelier, J., & Colletta, B. 2005. *Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region*. *TECTONICS*, Vol.24, pp.1-27.
- Cortés, A. & Casas, A. 1996. Aplicación del análisis de paleoesfuerzos a regiones plegadas; la compresión terciaria en el sector de Cariñena – Belchite (Borde norte de la Cordillera Ibérica). *Estudios Geológicos.*, 52, pp.243-257.
- Corredor, F., 2003. *Eastward extent of the Late Eocene–Early Oligocene onset of deformation across the northern Andes: constraints from the northern portion of the Eastern Cordillera fold belt, Colombia*. *Journal of South American Earth Sciences* Vol.16 pp. 445–457
- Cristallini, E. 1998. Introducción a las Fajas Plegadas y Corridas. III. Sistemas de Corrimiento. Descargado de (http://aviris.gl.fcen.uba.ar/Bibliografia/capitulo_III.PDF)
- Davis, G. & Reynolds, S. 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. Segunda Edición.
- Doblas, M. 1998. *Slickenside kinematic indicators*. Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. ELSEVIER, pp. 187–197

- Kammer, A. 1993. *Steeply Dipping Basement Fault and Associated Structures of the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes*. Geología Colombiana No.18, pp.47-64.
- López, M. 2006. Análisis de deformación tectónica en el piedemonte de las Cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca, Colombia. Trabajo de grado para optar al título de Maestría en Ciencias de la Tierra. Universidad EAFIT.
- Martínez, J.R. 2002 – 2003. Geología estructural y dinámica global. Departamento de Geología, Universidad de Salamanca. Curso adaptado por Gabriel Gutiérrez Alonso. [http:// web.usal.es/gabi/apuntes](http://web.usal.es/gabi/apuntes)
- McClay, K. 1991. *The Mapping of Geological Structures. Geological Society of London Handbook. Handbook Series editor-Keith Cox. Open University Press.*
- Mantilla, L., Valencia, A., Barra, F., Pinto, J., & Colegial, J. 2009. Geocronología U-Pb de los cuerpos porfíricos del distrito aurífero de Vetas-California (Dpto de Santander, Colombia). Boletín de Geología. Vol. 31, No. 1
- Marrett, R. & Peacock, D. 1999. *Strain and stress. Journal of Structural Geology*. Vol.21, pp.1057 – 1063.
- Mitra, S. 2002. *Fold accommodation fault. The American Association of Petroleum Geologists. AAPG Bulletin*. Vol.86, No.4, pp.671-693.

- Nie, J., Horton, B., Saylor, J., Mora, A., Mange, M., Garziona, C., Parra, M. 2012. *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. Earth-Science Reviews, 110, 111-126.*
- Petit, J. P. 1987. *Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. Journal of Structural Geology. Vol.9, No. 5/6, pp.597 – 608.*
- Pohn, H. 1998. *Lateral Ramps in the Folded Appalachians and in Overthrust Belt Worldwide – A Fundamental Element of Thrust – Belt Architecture. U.S. Geological Survey Bulletin 2163.*
- Reiter, F., and ACS, P. 2000. *Tectonics FP. Software for Structural Geology. Microsoft Windows.*
- Rincón, P., Jurado, J. & Vegas, R. 2000. Análisis mesoestructural automático del diaclasado: programa "Joint". Aplicación a un sector del antepaís Bético. GEOGACETA, 27, PP. 147-157.
- Rossello, E. 2008. Influencia de la topografía sobre la vergencia tectónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Vol.63, No.2, pp. 196-203.
- Royero, J. & Clavijo, J. 2001. Mapa geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1:400.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS.
- Sarmiento-Rojas, L., Van Wess, J., & Cloetingh, S. 2006. *Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. Journal of South American Earth Sciences, 21, 383–411.*

- Turienzo, M. &Dimieri, L. 2005. Interpretación de la estructura del frente montañoso en la zona del río Diamante, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Vol.60, No.2, pp. 336-352.
- Turner, F. 1953. *Nature and Dynamic Interpretation of Deformation Lamellae in Calcite of Three Marbles. American Journal of Science, 251, 276-298.*
- Van der Pluijm, B &Marshak, S. 2004. *Earth Structure: an introduction to structural geology and tectonics. SecondEdition. W. W. Norton &Company, Inc.*
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L & Téllez, N. 1981. Geología del cuadrángulo I – 13 Málaga geología plancha 152 Soatá. Escala 1:100.000. Memoria explicativa. Informe No.1712. Vol. 24 – No.3, pp. 1 – 76. Boletín de geología, Ingeominas.
- Ward, D.; Goldsmith, R.; Cruz, J. &Restrepo, A. 1973. Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander y Norte de Santander. Ingeominas. Boletín Geológico, 21 (1-3): 1-32. Bogotá.

