
Cinemática, dinámica y modelo deformacional de la falla Gramalote en el sector vereda Jacome, en el municipio de Gramalote, Norte de Santander.

Kinematics, dynamics and deformational model of the Gramalote fault in the Jacome sector, in the municipality of Gramalote, Norte de Santander.

Julio Cesar Florez Cañizares ^a; Andrea Jhoely Suarez Godoy ^b

^a Departamento de Geología, Universidad de Pamplona, Colombia; Mail: Julio.florez@unipamplona.edu.co

^b Departamento de Geología, Universidad de Pamplona, Colombia; Mail: Andrea.suarez2@unipamplona.edu.co

Resumen

En la sección estructural de la vereda Jacome en el municipio de Gramalote afloran rocas sedimentarias de edad cretácica de la Formación Tibú-Mercedes, Aguardiente, Cogollo, La Luna y Colón-Mito Juan. La zona de estudio tiene un área de 7 km² en los cuales se desarrolló cartografía geológica a escala 1:10.000, allí se registraron 173 datos de planos de estratificación. El control estructural se realizó a lo largo de 71 estaciones de afloramiento en los que resultaron 706 planos de diaclasas medidas. Con esta información se establecen 4 bloques tectónicos cuyos datos fueron analizados y procesados por medio del programa Wintensor 5.9.2, estos indican tres direcciones principales del esfuerzo horizontal máximo, que permiten identificar la temporalidad de los eventos de deformación, el primero con un vector antiguo E-W que ha evolucionado con una rotación del campo de tensiones en el sentido de las agujas del reloj, de NE-SW a NW-SE, esta última más asociada a los actuales regímenes transpresivos de las fallas de Bucaramanga.

Abstract

In the sector of the Jacome trail in the municipality of Gramalote, sedimentary rocks of Cretaceous age of the Tibú-Mercedes, Aguardiente, Cogollo, La Luna and Colón-Mito Juan Formation outcrop. The study area has an area of 7 km² where a geological cartography was developed at a scale of 1:10,000, where 173 stratification planes were recorded. The structural control was carried out along 71 outcrop stations which resulted in 706 measured diacase planes. With this information, 4 tectonic blocks are established whose data were analyzed and processed by means of the Wintensor 5.9.2 program, these indicate three main directions of the maximum horizontal stress, which allow identifying the temporality of the deformation events, the first with an old E-W vector that has evolved with a clockwise rotation of the stress field, from NE-SW to NW-SE, the latter more associated to the current transpressional regimes of the Bucaramanga faults.

Palabras clave: Estructural, cinemática, dinámica, deformación.

Keywords: Structural, kinematics, dynamics, deformation.

1. Introducción

En un estudio dentro del ámbito de la geología estructural, el examen de la cinemática y dinámica es esencial para comprender el movimiento, la deformación de las rocas y estructuras geológicas a lo largo del tiempo geológico [1,2]. La cinemática se centra en investigar los desplazamientos, movimientos y cambios geométricos de las unidades rocosas y las estructuras geológicas. Utiliza conceptos como fallas, pliegues, cabalgamientos, fracturas, lineaciones, entre otros, con el objetivo de identificar la conexión entre las diferentes unidades de roca en una zona y reconstruir su historia de deformación [3]. Por otra parte, la dinámica se enfoca en los esfuerzos y procesos que provocan el movimiento y la deformación en las rocas y estructuras geológicas. Analiza las fuerzas tectónicas como la compresión, extensión y cizallamiento, así como su interacción con las propiedades mecánicas de las rocas para generar las deformaciones [3]. En conjunto, la combinación de la cinemática y la dinámica proporciona una comprensión profunda de la evolución geológica de la zona estudiada, revelando los procesos que contribuyeron de manera integral a la deformación de la corteza terrestre y la formación de las formas geológicas actuales. Este estudio se llevó a cabo en el municipio de Gramalote, Norte de Santander, una ubicación importante para comprender la evolución geológica de la Cordillera Oriental en Colombia. Las unidades rocosas expuestas pertenecen a la Formación Tibú-

Mercedes, Formación Aguardiente, Formación Cogollo, Formación La Luna y Formación Colón [4] [5][6].

Es importante estudiar la geología estructural en el territorio Norte Santandereano, debido a que se evidencian 2 regiones de deformación por el complejo estilo estructural, uno de fallamiento en bloques en la región occidental y otro de fallamiento inverso y plegamientos amplios en la región oriental asociados al sistema de Falla Las Mercedes, Falla de La Bateca y la Falla de Bucaramanga [7].

En esta zona la Falla de Gramalote es una estructura menor, satélite al sistema de Fallas de Las Mercedes, con una dinámica de cabalgamiento de escama de piel delgada [8].

El área de estudio abarca 7 km² donde se realizó cartografía geológica a escala 1:10.000, se recolectaron datos estructurales y descripciones litológicas de las unidades rocosas presentes, y se efectuó un levantamiento poligonal a escala 1:500 a lo largo de la sección estructural del Cementerio en la vereda Jacome. En este levantamiento se registraron datos estructurales de fracturas, junto con la descripción de las diversas estructuras geológicas presentes en el área. Toda esta información se analizó y procesó utilizando WinTensor 5.9.2, con el objetivo de obtener la cinemática y dinámica del área y comparar estos resultados con el contexto geológico regional para proponer la evolución geológica del área de estudio.

2. Generalidades

2.1 Localización

El estudio se encuentra localizado en el municipio de Gramalote, consta de 7 km², enmarcando zonas como el cementerio, las veredas Jacome, Las Delicias, y La Hoyada, estas se encuentran localizadas en el Departamento de Norte de Santander, a una distancia de 53,3 km de Cúcuta, capital del departamento; sobre la vía que conduce a El Zulia-Santiago. En el recorrido se encuentran los municipios de El Zulia, Santiago, Convención. La localización del área de trabajo se hace sobre la plancha 87IIID a escala 1:25.000 de cartografía básica del departamento de Norte de Santander recuperado de la base de datos del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC).

2.2 Vías de acceso

En el área de estudio (Fig 1.) se encuentra al este la carretera principal que dirige de Gramalote a Lourdes. Para el acceso a la zona delimitada, se hace uso de la vía principal de Cúcuta al Antiguo Gramalote, de allí se hace uso de vías secundarias, donde la más usada es la que va en sentido sureste – noroeste que conduce a la Vereda Jacome, de la cual se desprenden vías alternas como caminos reales y caminos entre predios, aparte de usar quebradas y ríos para cubrir el máximo del área estudiada.

2.3 Alcances y limitaciones

Esta investigación presenta aportes a la base de datos de la geología estructural al sur occidente del departamento de Norte de Santander (Flanco oriental de la Cordillera Oriental). Mediante la cual se da a conocer la cinemática, dinámica y modelo deformacional de la falla Gramalote, en el municipio de Gramalote-Norte de Santander, basados en la información cartográfica y estructural recopilada y posteriormente analizada.

En la fase de campo en algunas zonas fue un desafío poder encontrar afloramientos en los cuales se pudiesen medir planos, ya que eran zonas afectadas estructuralmente en un alto grado. Además de que, en 2010 en el municipio ocurrió una remoción en masa, por lo que aproximadamente 1,16 km² de la zona de estudio se encuentra cubierta, representando un reto ya que no se encontraron en estas partes rocas aflorantes, dificultándose para recolectar datos estructurales y así contrastar con las zonas aledañas.

3. Metodología

Esta investigación se realizó bajo el desarrollo de seis (6) fases siguiendo el método científico.

3.1 Fase recopilación y análisis bibliográfico

En esta fase hizo una revisión bibliográfica de datos existentes para el municipio de Gramalote, Norte de Santander y la falla de Gramalote. Esta información fue obtenida de diversas fuentes acreditadas, como el Servicio Geológico Colombiano (SGC), investigadores destacados,

instituciones académicas, asociaciones geológicas, así como entidades ambientales y territoriales. Entendiendo la notable variabilidad temporal, lo que brindó la oportunidad de discernir los ajustes en la configuración de pliegues, el buzamiento y espesor de las unidades geológicas. Asimismo, se logró obtener una comprensión de los eventos históricos.

3.2 Fase de foto interpretación

Partiendo del uso del mapa geológico de la plancha 87-Sardinata a escala 1:100.000 y la aplicación de sensores remotos en los cuales se obtuvieron las fotografías aéreas del vuelo C-2731-0091, C-2731-0092 y C-2731-0093, con las cuales se realizó el proceso de fotointerpretación con ayuda de un estereoscopio de espejos, enfocado en la caracterización de drenajes, geología y geomorfología (Fig 2.), lo que generó un mapa fotogeológico preliminar (Fig 3.).

3.3 Fase de campo

La recolección de datos fue de manera secuencial registrada en la libreta de campo y en el mapa de la zona (número de estaciones, coordenadas, número de muestras con sus respectivas nomenclaturas y la descripción detallada del lugar donde fueron recolectadas, dibujo geológico, descripción litológica, textural, datos estructurales, caracterización de estructuras, contactos litológicos, muestras de deformación), sustentado por fotografías tomadas en el lugar de cada estación.

3.3.1 Caracterización geomorfológica

En el desarrollo del modelo deformacional, se tuvo en cuenta una serie de aspectos fundamentales, como la identificación de diversas geoformas, por ejemplo, facetas triangulares, deslizamientos, patrones de drenaje, silletas de falla, entre otros (Fig 2.). Además, se examinó la historia de eventos pasados, deslizamientos y movimientos en masa, para poder correlacionarlos. La identificación de elementos geomorfológicos contribuye a la comprensión de los procesos de movimientos en masa, sedimentación y otros fenómenos.

3.3.2 Cartografía geológica

Se lleva a cabo a escala 1:10.000 donde se busca obtener la información de las rocas y depósitos presentes en la zona, se tomaron datos estructurales (173 planos de estratificación), se recolectaron las muestras de las rocas y se registró la descripción litológica, textural y estratigráfica de las mismas que resulta indispensable para completar y tener evidencias de la cinemática y dinámica propuestas en el modelo deformacional de la zona de estudio.

3.3.3 Pavimentos

En cada estación se llevó un control de metro y medio cuadrado (1.5m x 1.5m) dando origen a los llamados pavimentos, en cada pavimento se tomaron datos de diaclasamiento y pliegues que arrojan el resultado de la cinemática y dinámica de la zona de estudio. Además del

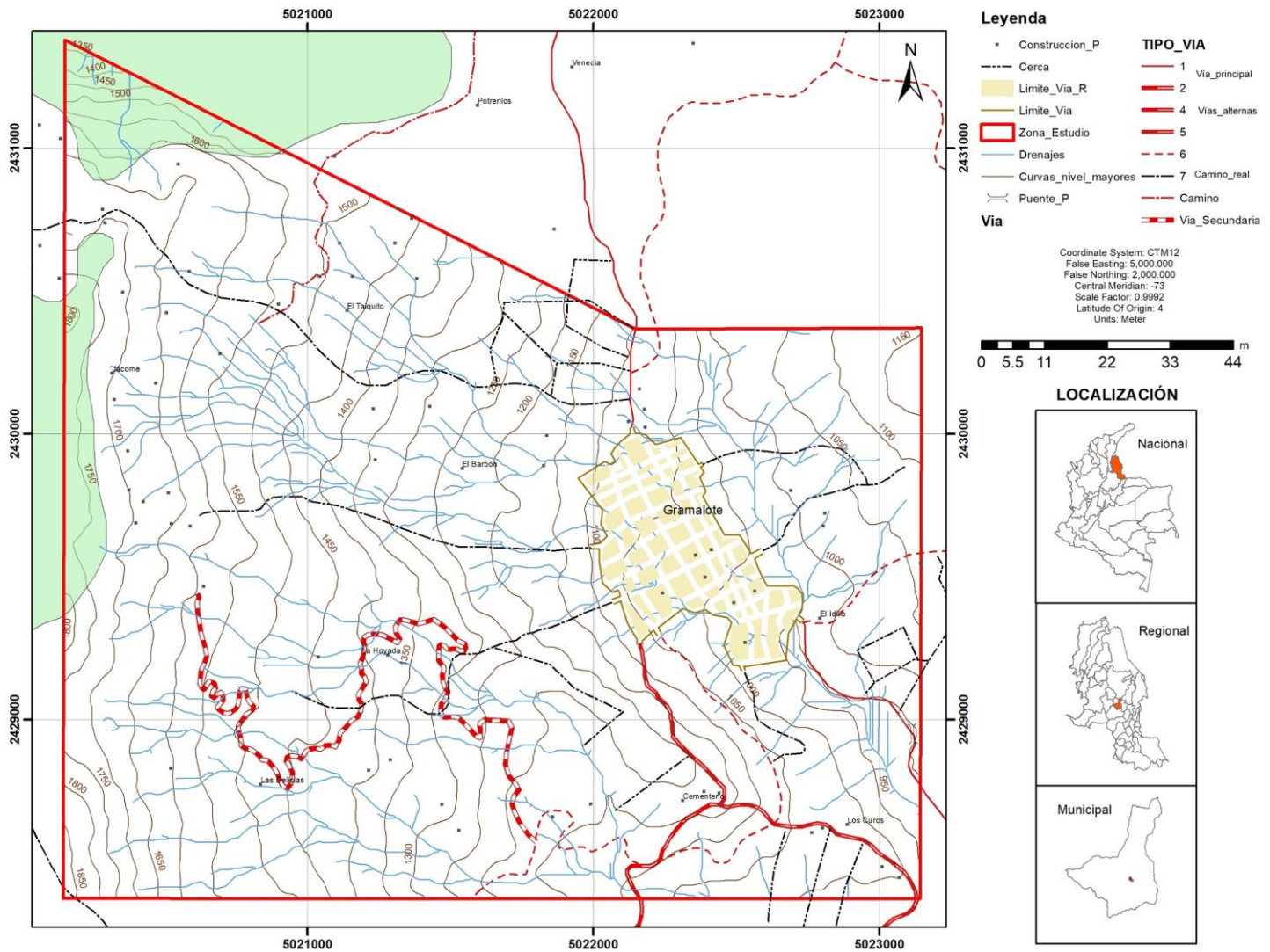


Figura 1. Localización y delimitación del área de estudio.
 Fuente: Autor(es).

control por pavimentos se dividió el área de estudio en bloques tectónicos, limitados por la ubicación de las estructuras geológicas identificadas en el área, tales como fallas geológicas, pliegues y diaclasas, siendo estas últimas las más comunes. Para poder describirlas de forma correcta se tuvieron en cuenta las siguientes consideraciones: la clasificación geométrica, el análisis en estratos con buzamiento uniforme, análisis es estratos plegados y la clasificación de las características superficiales (Orientación, espaciado/frecuencia, longitud, persistencia, apariencia, planitud relativa y rugosidad relativa, apertura, grado y material de relleno).

3.4 Fase de laboratorio

Se usan todos los datos de la fase de campo, las estructuras como diaclasas para procesarlos por medio de software como

WinTensor 5.9.2, que permite hacer el análisis de tensores de esfuerzos y deformaciones en rocas. Además de modelar y analizar la distribución de esfuerzos y deformaciones en diferentes condiciones geológicas, lo que ayuda a comprender mejor la tectónica de placas, la formación de fallas y la deformación de la corteza terrestre. El otro software usado es Stereonet 1.1, donde se realizaron análisis estadísticos, trazando diagramas de rosas y proyecciones estereográficas, permitiendo la interpretación de la orientación de las estructuras en el espacio tridimensional. Esto fue crucial para la caracterización de la deformación de la corteza terrestre y, por último, en FaultKin 8.3 se hicieron análisis detallados de la geometría de las fallas, para determinar su cinemática, calculando la deformación asociada y evaluar su influencia en la distribución de esfuerzos en la corteza terrestre, para posteriormente ser graficados en diagramas de balón de playa. En estos se

pueden representar la dirección de los esfuerzos presentes en la zona, y así se establecieron los tensores a partir de los indicadores cinemáticos y dinámicos.

3.5 Fase de interpretación y análisis de resultados

Se recopilan todos los datos y productos obtenidos en las fases anteriores para hacer la debida interpretación y análisis de las diaclasas y fallas por medio de las gráficas de los balones de playa, generando las conclusiones para comprender la cinemática y dinámica de la zona de estudio. Los análisis de estos resultados se desarrollaron teniendo en cuenta los pavimentos, bloques tectónicos y datos estructurales, dando como resultado el mapa geológico local, perfiles geológicos y la solución a la pregunta de investigación: ¿Cuál es la cinemática, dinámica y modelo deformacional de la falla Gramalote en el sector vereda Jacome, en el municipio de Gramalote, Norte de Santander?

3.6 Fase de escritura

En esta fase final se redactaron los resultados obtenidos en las fases anteriores. Se genera la información y conclusiones finales sobre el estudio realizado en la zona. El producto resultante es la escritura de la tesis siguiendo las direcciones del formato BISTUA, que cuenta con los modelos esquemáticos finales realizados en programas como Stereonet, WinTensor y Faultkin, por otra parte, los mapas y perfiles en los que se usó ArcGIS 10.5.

4. Antecedentes y justificación

La investigación geocientífica se recopila en este apartado, para poder tener una base de información sobre la zona. Notestein, F., et al. [4]. describen las principales fallas y estratigrafía general de la zona, los planos de falla observados se inclinan bruscamente hacia el oeste, con el levantamiento hacia el este. Así mismo, (INGEOMINAS) [5] realiza la cartografía geológica del cuadrángulo G13 representando rasgos geomorfológicos regionales. En el área occidental un complejo ígneo metamórfico, el cual está delimitado por la falla Las Mercedes, que presenta un rumbo N-S y un buzamiento hacia el oeste, cabe recalcar que esta presenta un cabalgamiento al este sobre los estratos Cretáceos y Terciarios. Después, Julivert, M. [9] en sus observaciones a lo largo de la Cordillera Oriental integra un modelo del cual los principales rasgos estructurales de esta cordillera se interpretan como resultado de la interacción entre el basamento y la cobertura. Después Ward, D. & Goldsmith, R. [10] incluyen las principales formaciones afectadas por el sistema de fallas de las Mercedes permitiendo conocer los movimientos que describen la falla de Gramalote. Por otro lado, Ponce, A. [11] aporta en la discusión de la complejidad de la conformación de la cordillera y la definición de los terrenos y provincias geológicas. Etayo-Serna, F. [12] concluye que el territorio del Departamento de Santander forma parte del “supraterreno de la Cordillera Oriental”. Posteriormente Page, W. [13] contribuye diciendo que este sistema de fallas desplaza rocas paleozoicas y cretácicas, y además, parecen tener desplazamiento cuaternario. Unos

años más tarde, Clavijo, J. [7] describe algunas fallas y su dinámica en la zona, lo que permitió diferenciarlo en dos regiones con estilos estructurales propios. Sin embargo, se habla de una región geológicamente compleja y tectónicamente dinámica que hace parte de una zona de transición entre las placas Suramericana y Caribe. Para Kellogg, J. et al. [14] tectónicamente, el área se sitúa al oriente y en proximidades del límite oriental de una miniplaca tectónica, dinámicamente compleja, denominada Bloque Norandino y la Placa Suramericana, cuyo límite ha sido objeto de controversia y estaría marcado aproximadamente por la sutura del sistema de fallas Frontal de la Cordillera Oriental-Guaicáramo-Chucarima-Chitagá; aunque ha sido considerado en trabajos de autores como Toussaint, J., et al. [15] interpretan las mega estructuras de la corteza terrestre definiendo cinco bloques suturados entre sí en diversas épocas por medio de mega fallas profundas. Esta porción de la cadena está bordeado al E por la placa Suramericana que subduce por debajo de los Andes y al W por la placa Nazca que también subduce por debajo de la región norandina. Y Kammer, A. [16] analiza los patrones de plegamiento regionales de la Cordillera Oriental y los contrasta con los campos de deformación frágil determinados mediante análisis de planos de falla estriados y diaclasas. Las direcciones de acortamiento de las fallas estriadas definen dos provincias de deformación, separadas tajantemente por la Falla de Bucaramanga. Para el siguiente año, se realizan dos grandes aportes Audemard, F. et al. [17] caracterizan la zona como un conjunto de fallas en el extremo noreste de la Cordillera Oriental Colombiana, que forman parte de una amplia zona de fallas curvas que cambian de tendencia de NO a N y NE al entrar en Venezuela. Se cree que son fallas inversas en Colombia que están asociadas con la extensión hacia el suroeste de la falla de Boconó. Por su parte, Paris, G. et al. [18], expone la expresión característica de las fallas que incluye silletas de falla, lagunas de hundimiento, colinas alineadas y desplazadas, fallamiento y plegamiento de lechos cuaternarios. Presentando un conjunto prominente de rasgos geomorfológicos alineados, detalla el sistema de fallas de Morronegro-Las Mercedes con una tendencia cambiante de NW a NE, geometría de falla tipo inverso con vergencia al este, y de rumbo en el extremo norte (dextral) y sur (sinistral). Posteriormente, Diederix, H. et al. [19] añade la evolución tectónica y morfodinámica durante el cuaternario en la zona de Cúcuta y alrededores, donde la deformación del orógeno andino está registrada en las estructuras de plegamientos de las formaciones pre-cuaternarias que tienen una orientación de sus ejes predominantemente NNE-SSO. Más adelante, INGEOMINAS [8] aporta que la falla de Gramalote es de cabalgamiento que pone en contacto rocas jurásicas con rocas cretáceas y terciarias, y tiene una inclinación al oriente. Siguiendo con la definición del sistema de fallas, López, N. [20] obtuvo para el sistema de fallas de las Mercedes un régimen transpresivo con dirección de máxima compresión P 121/39, eje medio B 178/22 y máxima tensión T 025/17. El balón de playa refleja el rumbo N-S de la falla y su buzamiento al oeste. La solución obtenida para

el tensor de esfuerzos sugiere un movimiento inverso con componente sinistral. Con una dirección NW-SE para el eje de presión máxima, sugiriendo una relación genética entre estas estructuras, manifestada en un estilo estructural de escamación de piel delgada que afecta la secuencia sedimentaria Cretácica y escamación de piel gruesa que afecta el Macizo de Santander en un arreglo en abanico imbricado con vergencia hacia el este. Así, Oviedo, J. [21] describe que a grandes rasgos las fallas de Las Mercedes, Gramalote y Aguardiente en el oeste se presentan como las estructuras de mayor influencia en la deformación de la región a causa de la compresión regional con una fuente ubicada en el occidente del país por el Bloque Choco-Panamá. El (SGC) caracteriza la falla Gramalote como parte del Sistema de Fallas Las Mercedes; una estructura de cabalgamiento con componente sinistral. En la zona de estudio el trazo de falla tiene una longitud total de 23.15 km con rumbo N22°W, inclinación al oeste y vergencia este. Y añade, que, en el sector de Gramalote y Lourdes, la Falla Gramalote pone en contacto rocas de la Formación Aguardiente y La Luna, al norte afecta la Formación Aguardiente repitiendo su secuencia. En estudios más recientes, Ovallos, L. et al. [22] muestran un modelo de distensión en bloques, asociados muy posiblemente a zonas transtensivas relacionadas intrínsecamente con la cinemática activa de los Sistemas de Fallas de Bucaramanga, el sistema de Fallas de las Mercedes y La Falla Gramalote. Así mismo, Pacheco, R. et al. [6] divide la formación la Luna en miembros de base a tope: La Aguada, Chejendé, Tímbetes y Ftanita del Táchira.

5. Fotointerpretación

5.1 Unidades fotogeológicas

Se identificaron dos tipos de unidades principales en el área de la interpretación fotogeológica, estas unidades se ven reflejadas en las (Fig 2 y 3).

5.1.1 Unidades rocosas

Corresponden a las Unidades A, B, C, D, E, F, G, H identificadas como rocas sedimentarias por la distinción hecha a partir de los siguientes parámetros: las tonalidades de gris medio (rocas clásticas) a gris claro (rocas carbonatadas), la red de drenajes que es característicamente paralela regidos por estructuras geológicas como fallas y planos de estratificación. Los drenajes paralelos forman valles en V poco profundos y escarpes de pendientes suaves a medias, la vegetación es abundante a media alrededor de los drenajes, y muy densa hacia el este. Las unidades se muestran como lomos alargados heterogéneos N-S, con rocas resistentes y permeables (Unidad H), variando a rocas de baja permeabilidad y resistencia uniforme, lo que permite distinguir el contraste predominante entre rocas de distinta composición, es decir, clásticas de diferentes tamaños y carbonatadas.

5.1.2 Unidades de depósito

Se identifican dos tipos de depósitos, se distinguen principalmente por esas zonas de baja pendiente que presentan colores grises muy claros y escasa vegetación, el depósito flujo de escombros (Unidad I) de forma alargada concentrada sobre el valle fluviales de drenajes, depósito coluvial (Unidad J) trazado en una zona adyacente a una ladera de alta pendiente, pudiéndose asociar a la zona de falla que exhibe morfología ondulada.

5.2 Geología estructural

Un factor determinante es que las unidades rocosas se encuentran deformadas por fallamiento en lineaciones en dirección N-S A NE-SW, así, las secuencias de rocas sedimentarias son fáciles de identificar sobre las fotografías, sobre todo porque se detectan desplazamientos entre los bloques desplazados y en algunas zonas existen discordancias con respecto a las rocas infrayacentes.

La geomorfología exhibe patrones de drenaje paralelos, silletas de montar, facetas triangulares, cambios de tonos y texturas, y marcadas zonas con cambios de patrones de vegetación lo que permiten el análisis de las diferentes estructuras desarrolladas sobre las litologías y dónde la expresión morfológica contribuye a su identificación e interpretación. Existe una clara alternancia de rocas sedimentarias clásticas duras y blandas y estas se encuentran plegadas (Unidad B) y falladas (Unidad D, E, G) en las que se pueden diferenciar claramente los escarpes de las zonas más suaves.

6. Resultados

6.1 Marco geológico

6.1 Marco Geológico global

La configuración tectónica del extremo norte de América del Sur, es controlado por la interacción de las placas oceánicas Nazca y Caribe con la placa continental Sudamericana, siendo las responsables de la conformación de la Cordillera de los Andes. Esta es Cordillera es clasificada como Andes del sur, Andes centrales y Andes del Norte (Fig 4.) [23][24]. Dentro de los Andes del Norte (Bloque Norandino), ocurrieron diferentes episodios de subducción y acreción de terreno registrado al menos desde el Cretácico superior – Paleógeno temprano [24], resultando en las tres cadenas montañosas que componen el Orógeno Andino Norte, es decir, Cordillera Occidental, Cordillera Central y Cordillera Oriental [24].

6.2 Marco Geológico Regional

La Cordillera Oriental (CO) de Colombia se extiende a lo largo de 750 kilómetros, desde la frontera con Ecuador hasta la frontera con Venezuela.

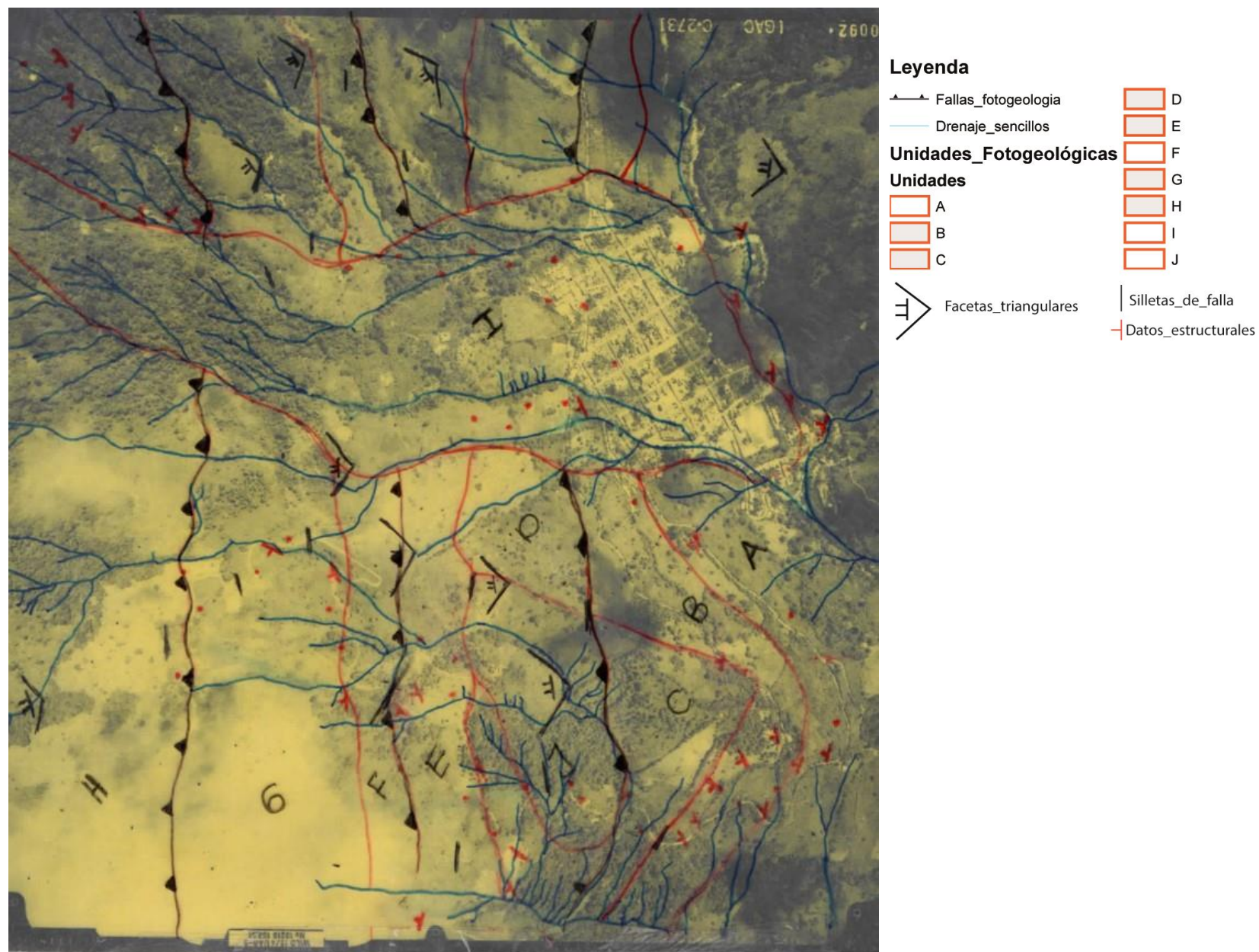


Figura 2. Interpretación fotogeológica sobre la fotografía aérea 092 del vuelo C-2731.
Fuente: Autor(es).

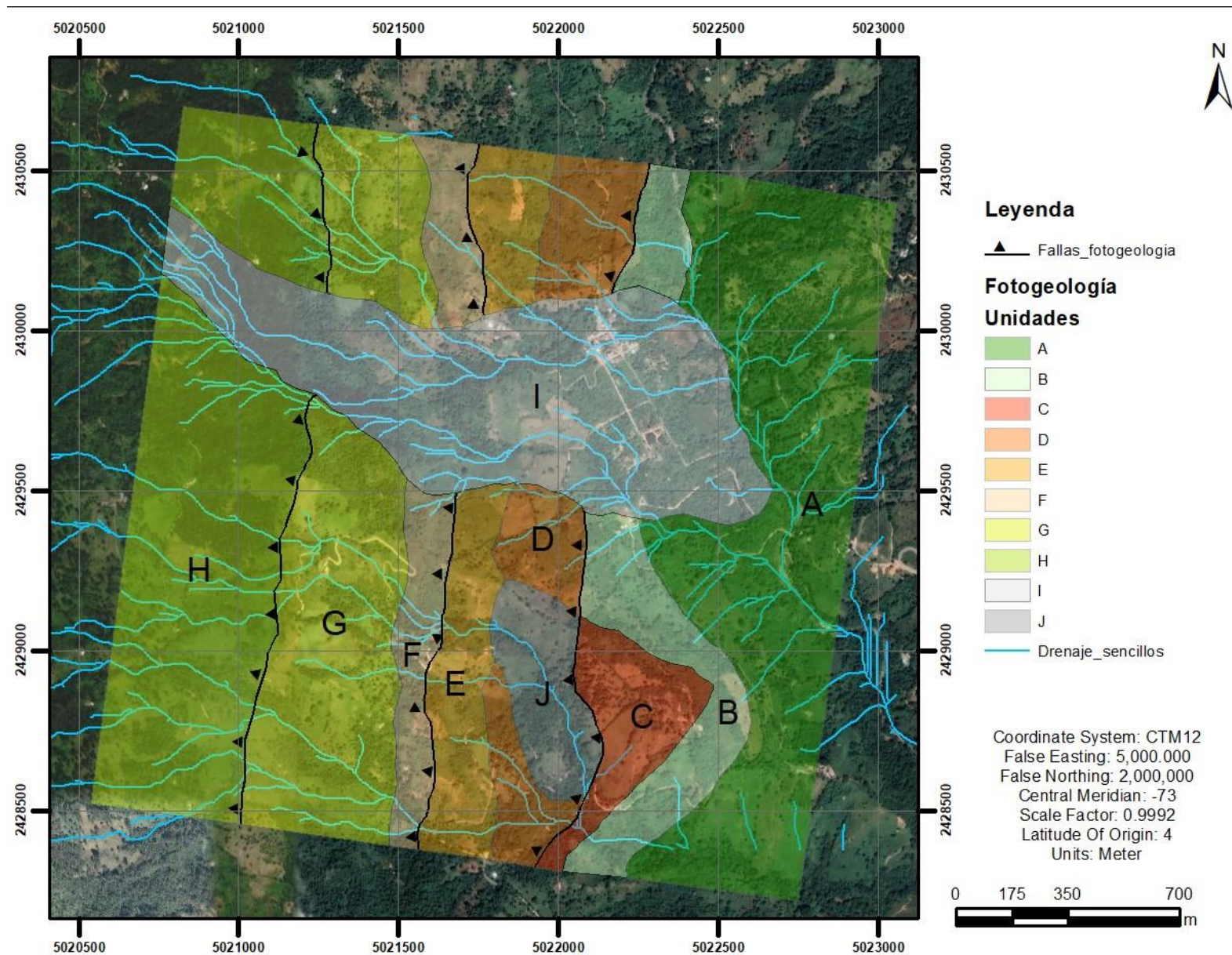


Figura 3. Mapa fotogeológico.
 Fuente: Autor(es).

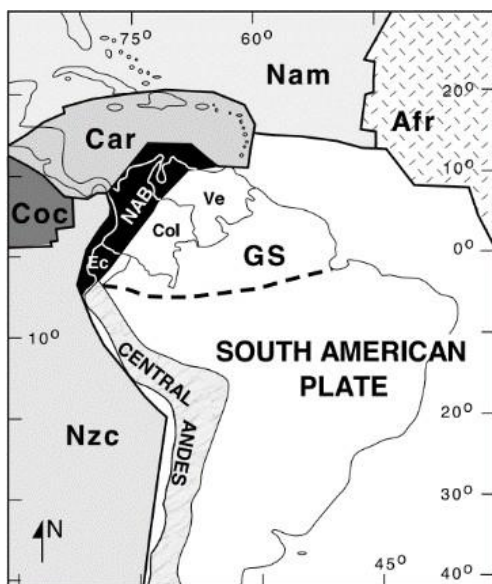


Figura 4 Marco tectónico del noroeste de América del Sur. NAB = Bloque Andino Septentrional; Car = Placa Caribe; Nzc=Placa de Nazca; Coc = Placa de Cocos; Nam = Placa Norteamericana; Afr = Placa Africana; GS = Escudo Guayanés; Ec, Col, Ve = límites geográficos de Ecuador, Colombia y Venezuela, respectivamente. Fuente: [23]

La tendencia general de la Cordillera Oriental cambia de SW-NE a SE-NW en un área de inflexión alrededor de la Cordillera El Cocuy [25]. Esta inflexión se atribuye a la estructura heredada de fases tectónicas extensionales previas (rift Jurásico-Cretácico) y al efecto de contrafuerte ejercido por la rígida Placa Sudamericana contra el orógeno más blando de la Cordillera Oriental [25][26][27][28]. Se encuentra en la región oriental de los Andes septentrionales y se eleva abruptamente sobre las tierras bajas del cratón del Sur de América. La altitud promedio de esta cordillera es de alrededor de 3000 metros, con picos que alcanzan los 5500 metros sobre el nivel del mar. [24] Geológicamente (Fig 5.), está compuesta por un basamento metamórfico continental que va desde bajo grado hasta alto grado, ubicado principalmente al este, en los macizos de Garzón y Quetame, así como en su eje axial en los macizos de Santander y Floresta [29]. Las rocas del basamento están cubiertas por una gruesa secuencia de rocas sedimentarias Mesozoicas y Cenozoicas, fuertemente deformadas durante el Neógeno por cabalgamientos y plegamientos [30].

En el Macizo de Santander se han identificado tres dominios morfotectónicos regionales: el primero, caracterizado por actividad transpresiva y transcurrente asociada al sistema de fallas de Bucaramanga en el flanco occidental; el segundo, que conserva vestigios de la superficie de peniplanización del Plioceno y se encuentra en la zona axial de la cordillera; y el tercero, donde se evidencia deformación compresiva con plegamiento en rocas sedimentarias y cabalgamientos con orientación al este y oeste, ubicado en el flanco oriental de la cordillera. Las estructuras principales que definen este último

dominio son las fallas Las Mercedes, Mutiscua y Chucarima.. [31].

La cordillera Oriental está limitada hacia el norte por una importante falla lateral izquierda de deslizamiento de rumbo conocida como la falla Santa Marta-Bucaramanga (SMB) [29]. La falla SMB también está conectada a fallas inversas con vergencia al este situadas dentro de la zona axial de la CO. La geometría general de la falla evoca una terminación compresiva en cola de caballo. El desplazamiento lateral izquierdo total a lo largo de la falla SMB se ha estimado aproximadamente entre 50 km y algo más de 100 km en la parte norte, y generalmente se han asumido cifras redondas de 100 km [29][32][33][34]. Esta falla fue reactivada en el Aptiano-Albiano, debido a la migración del bloque Maracaibo en dirección NW, en el cual la falla constituiría el límite occidental del mismo [23]. La configuración estructural actual de la Cordillera Oriental se logró mediante la combinación de diferentes procesos relacionados con la inversión tectónica positiva [26][27][35][36][37][39], interpretado como transpresión resultado de subducción-acreción oblicua [16][26][38][40][41][42][43][44], o tectónica de piel gruesa y delgada [9][45][46].

6.2.1 Cuenca de Maracaibo-Catatumbo

La cuenca de Maracaibo-Catatumbo forma una depresión estructural bordeada por cadenas montañosas están representadas por los Andes de Mérida al sur, un cordón orogénico con dirección NE/SW constituidas por un basamento el cual está suprayacido por una secuencia de rocas sedimentarias de origen marino y clástico con espesores variables (Fig. 6). Tectónicamente la cuenca se localiza dentro del “Bloque Tectónico de Maracaibo” formado por una cuña tectónica que está “escapando” activamente hacia el norte por la acción ejercida entre los sistemas de fallas Santa Marta – Bucaramanga y Boconó [20].

6.3 Marco Geológico local

En el contexto geológico local afloran rocas de edades del Albiano temprano al Campaniano tardío, de las formaciones Aguardiente, Cogollo, La luna dividida en sus segmentos Laguada, Chejende, Timbetes, Ftanita y la formación Colon, pertenecientes a la cuenca del Catatumbo.

6.3.1 Formación Aguardiente

Formación Uribante: Se divide en tres miembros: Tibú, Mercedes y Aguardiente.

Aguardiente: Areniscas glauconitas, grano fino a grueso, calcáreas que se aproximan a calizas arenáceas [4]. Posteriormente definida como, exclusivamente de areniscas glauconíticas de grano fino y grueso, de color gris a verde claro, muy duras, intercaladas con algunas pocas

láminas de arcilla pizarrosas negras, y delgados lechos de caliza en la parte inferior [5].

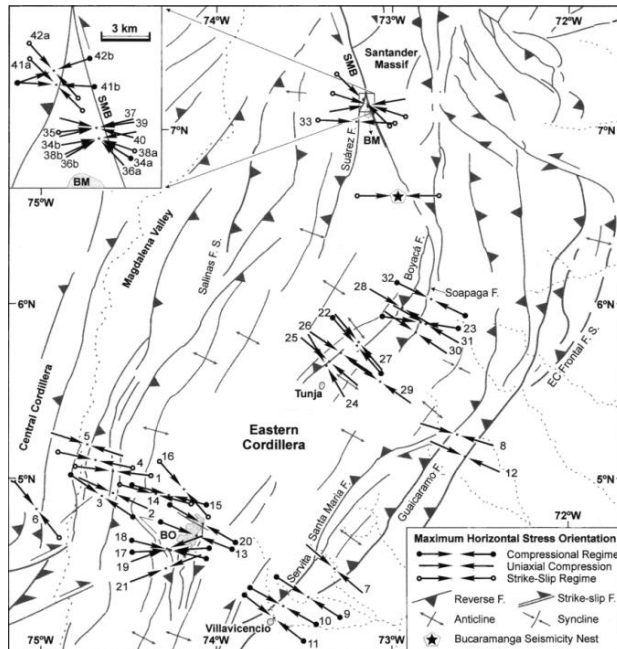


Figura 5. Neotectónica del norte de la Cordillera Oriental.
Fuente: [24].

6.3.2 Formación Cogollo

Shales gris, calizas fosilíferas, limolitas arcillosas grises. Esta se divide en tres miembros. [4]

Inferior: Shale negro calcáreo, orgánica y bituminosa, finos foraminíferos, caliza gris con presencia de foraminíferos.

Medio: Shale no calcáreo color gris-negro, caliza fosilífera argilacea, limolita, shale limoso.

Superior: Caliza pardo grisáceas, gruesas y masivas, shale limoso micáceo, gris oscuro a negro no calcáreo, limolita argilosa.

6.3.3 Formación La Luna

Caliza duras color gris oscuro con abundantes foraminíferos, shales bituminosos, bandas de chert negro en la parte superior y presenta concreciones de calizas grises [4]. Se encuentra dividido en cuatro segmentos según Pacheco, R. *et al.* [6].

La Aguada: Capas tabulares de biomicritas a micritas presencia de foraminíferos.

Chejendé: Capas tabulares a lenticulares, shales y limolitas calcáreas, calizas biomicriticas a micriticas color gris oscuro, concreciones calcáreas con presencia de foraminíferos y ammonites.

Timbetes: Capas de chert tabular intercalado con capas delgadas de calizas biomicriticas a micriticas gris oscuro con concreciones de 80cm y presencia de foraminíferos.

Ftanita del Táchira: Capas de chert con caliza biomicriticas de color gris oscuro con foraminíferos.

6.3.4 Formación Colón-Mito Juan

El nombre de la Formación es por la ciudad de Colón, Estado de Táchira, Venezuela. Se divide en dos miembros: [4]

Miembro inferior: Comprende capas de areniscas glauconíticas gris claro con foraminíferos.

Miembro superior: Comprenden capas de shales gris oscuro con la presencia de nódulos ferruginosos, corresponde a una edad del Campaniano superior al Maastrichtiano. El espesor varía entre 306 metros y 334 metros en los anticlinal Tibú y Socuavó y en el anticlinal del Río de Oro es de unos 400 a 460 metros [4].

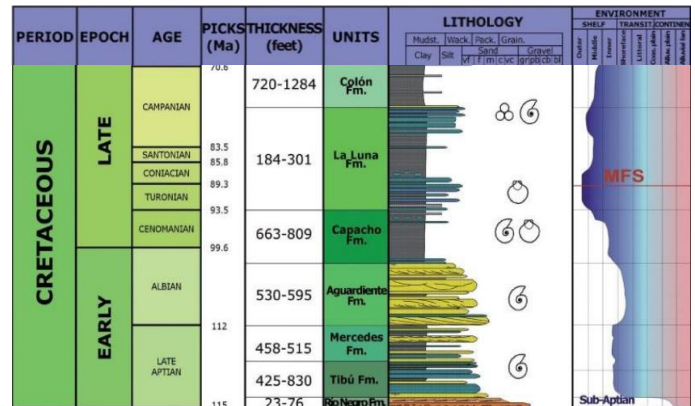


Figura 6. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca del Catatumbo.
Fuente: [47]

6.4 Geología estructural

En el área de estudio La Falla Gramalote hace parte del Sistema de Fallas Las Mercedes que constituye la principal estructura, es caracteriza como una estructura de cabalgamiento con componente sinistral. Presenta un rumbo N-S y buzando al oeste, que cabalga al este sobre los estratos Cretáceos y Terciarios. El desplazamiento de dicha falla es del orden de los 2400 m. [5].

En el sector de Gramalote y Lourdes, la Falla Gramalote se define como una falla de cabalgamiento con componente sinistral que pone en contacto rocas Jurásicas con rocas Cretácicas y Terciarias, así mismo esta presenta una inclinación preferente hacia el oriente [8] [48]. Según Lopez [20] la traza de la falla Las Mercedes y la falla Gramalote (Fig 7.) se encuentran en un régimen transpresivo con una dirección NWSE [20]. En este sector la falla pone en contacto rocas de la Formación Aguardiente y La Luna, norte afecta la Formación Aguardiente repitiendo su secuencia [48].

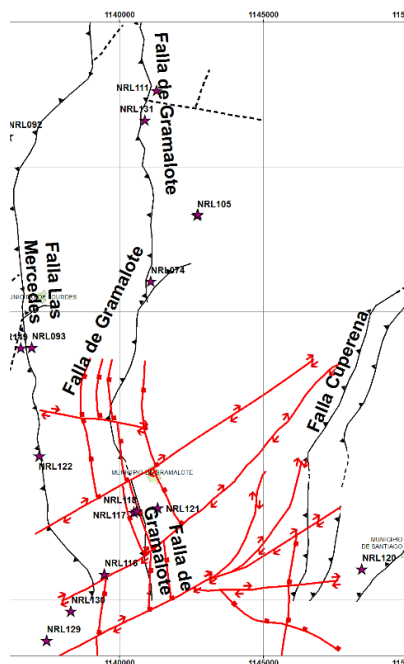


Figura 7. Mapa estructural de la plancha 87III. Las fallas rojas son las cartografiadas en el mapa de unidades geológicas superficiales del sector de Gramalote. Fuente: Servicio Geológico Colombiano. Fuente: [20]

6.5 Mapeo Geológico

La geología del municipio de Gramalote se presenta en la Figura 9, delimitada por la Falla Gramalote al oeste. Es importante notar el efecto de la Falla y otras fallas longitudinales, configurando el estilo estructural del área. Estas fallas controlan el desarrollo de casi todos los pliegues. Del mapeo geológico se reconoce la división en miembros de la formación la Luna [6], el desarrollo de pliegues amplios al este, el cambio de litologías relieves y topografía distintiva.

La asimetría de los pliegues en las secciones transversales (Fig 10.), marca una clara vergencia hacia el este. Otros pliegues relacionados menores están presentes en la parte oriental de la Falla, relacionados a otras fallas que pertenecen a este sistema. El relieve es menos pronunciado que en el este, el plegamiento está más desarrollado que el fallamiento en esta zona. En el oeste, la Falla Gramalote se relaciona con las unidades geológicas más antiguas que afloran (Formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente).

6.5.1 Estratigrafía

En el levantamiento cartográfico y estructural que se llevó a cabo en las rocas aflorantes a lo largo de 7 km², se ubicaron espacio-temporalmente las rocas sedimentarias de las Formaciones Tibú-Mercedes, Aguardiente, Colón-Mito Juan, La Luna y Cogollo. La sucesión de la Formación La Luna, se ha dividido en cuatro miembros, según su litología y facies [6]. La siguiente descripción litológica, está basada

en la clasificación de rocas según de Dunham (1962) y Folk (1972).

6.5.1.1 Formación Tibú-Mercedes

Conformada por caliza de color gris oscuro (Fig. 8) con Alquímicos 61% y Ortoquímicos 39%, compuesto por Micrita 7%, Esparita 32% y el 56% de biomineralizados (bivalvos 49%, foraminíferos 7%) y el 5% de no biomineralizados (intraclastos 5%). Y también por arenitas cuarzosas (Fig 12.) de color blanco, presenta un tamaño de grano arena gruesa 78%, arena media 22%, clastos subangulosos 71% a subredondeados 29%, de baja esfereicidad, bien seleccionado, contacto de completo, clasificándose con una madurez textural madura.

Compuesto mineralógicamente por cuarzo 96%, líticos 1%, feldespatos 3%, moscovita 1%.



Figura 8 Afloramiento de la Formación Tibú-Mercedes. Fuente: Autor(es).

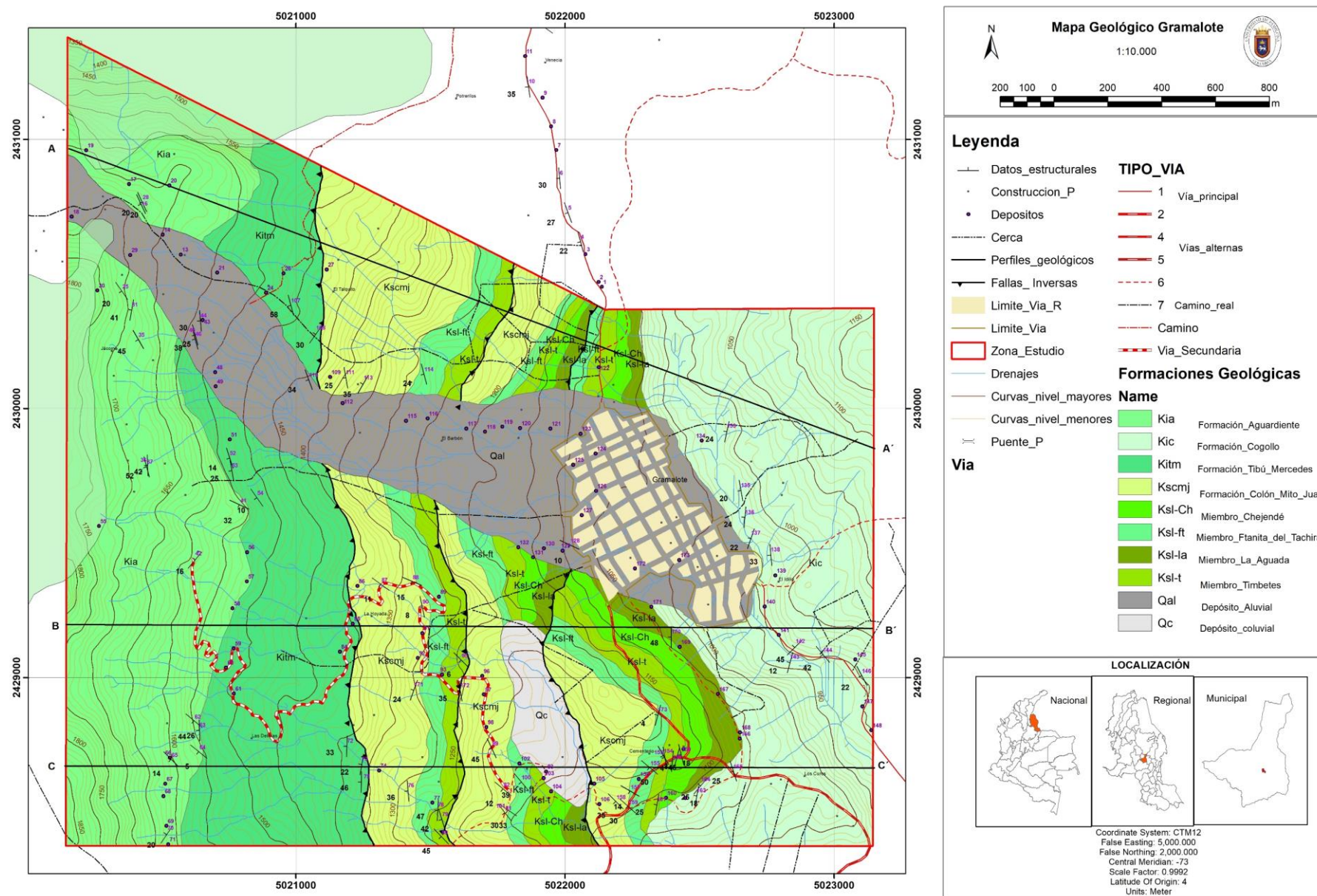


Figura 9. Mapa geológico de la zona de estudio en el municipio de Gramalote. Las secciones transversales se presentan en la figura 10.

Fuente: Autor(es).

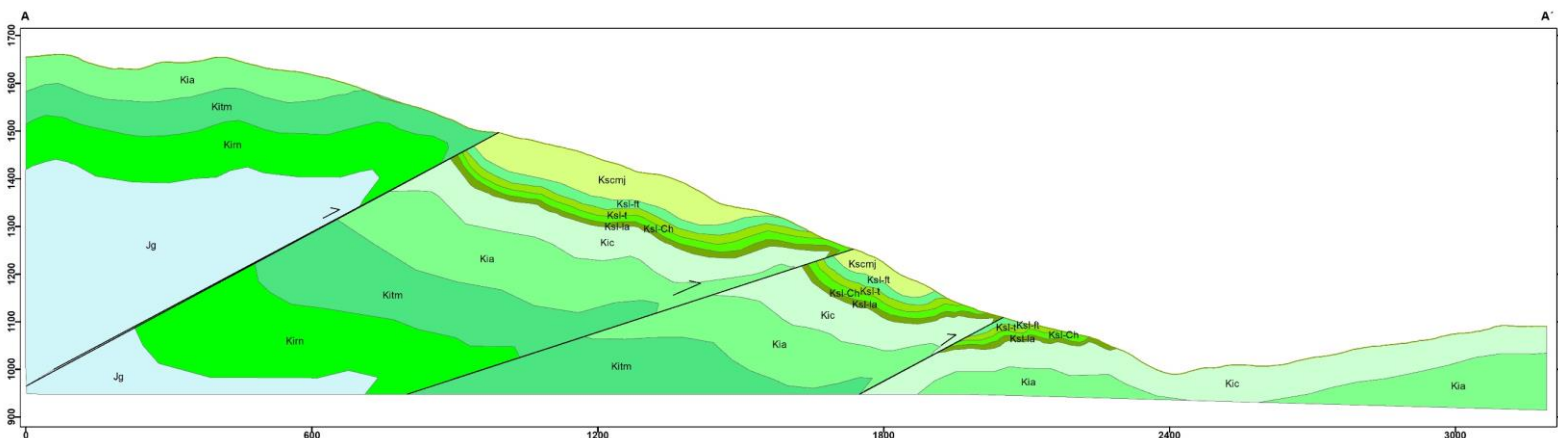


Figura 10a Sección transversal A-A' en dirección NW-SE como se indica en la figura 9 . Se observan la variación en la inclinación de las fallas con vergencia al E, conformando un abanico imbricado con un estilo estructural de piel delgada
Fuente: Autor(es).

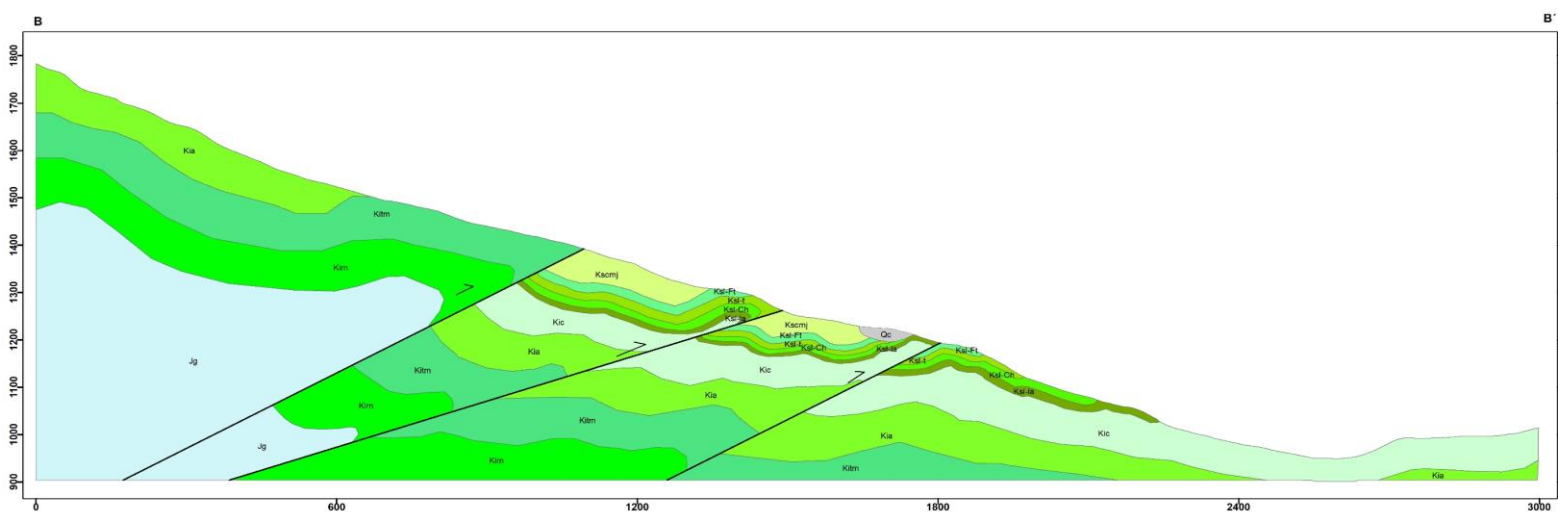


Figura 11b Sección transversal B-B' de la zona central del área de estudio como se indica en la figura 9 . Las variaciones estructurales locales muestran los cambios de esfuerzos que configuran el estilo estructural de la región.
Fuente: Autor(es).

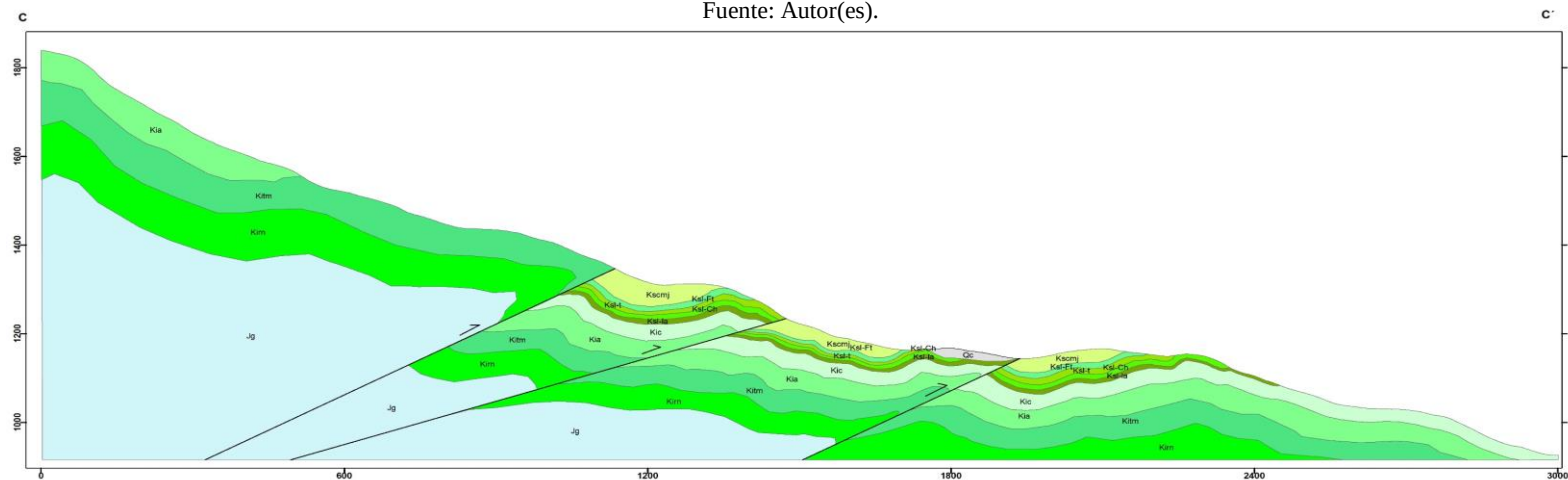


Figura 12c Sección transversal C-C' del área de estudio en dirección W-E como está representado en la figura 9 . La leyenda es usada como en el mapa geológico. Esta figura la configuración estructural de la zona sur del área mostrando el desarrollo de pliegues locales.
Fuente: Autor(es).

6.5.1.2 Formación Aguardiente

Está compuesta litológicamente (Fig 11.) por arenitas líticas de color gris claro, presenta un tamaño de grano fino en 55% y 45% de arena media, con clastos subanguloso a subredondeados, con baja esfereicidad, bien seleccionado, no presenta friabilidad, de porosidad alta, con madurez textural madura, presenta laminación interna. Compuesta mineralógicamente por líticos 67%, cuarzo 25%, feldespatos 5%, moscovita 3%, clasificándose como una arenita lítica. Y calizas tipo Wackstone de color gris oscuro con Alquímicos 57% y Ortoquímicos 43%, compuesto por Micrita 6%, Esparita 37% y el 49% de biomineralizados (bivalvos 37%, foraminíferos 22%) y el 8% de no biomineralizados (intraclastos 8%).



Figura 13 Afloramientos de la Formación Aguardiente.
Fuente: Autor(es).

6.5.1.3 Formación Cogollo

Formación compuesta litológicamente por caliza Wackstone de color gris oscuro con Alquímicos 71% y Ortoquímicos 29%, compuesto por Micrita 19%, Esparita 10% y el 69% de biomineralizados (foraminíferos 66%, bivalvos 3%) y el 2% de no biomineralizados (intraclastos 2%). Y capas gruesas de shale color gris oscuro, que presenta fisilidad (Fig 12.).



Figura 12. Afloramiento de la Formación Cogollo.
Fuente: Autor(es).

6.5.1.4 Formación La Luna

Está dividida en 4 miembros:

Miembro La Aguada

Caliza de color gris oscuro con Alquímicos 81% y Ortoquímicos 19%, compuesto por Micrita 5%, Esparita 14% y el 65% de biomineralizados (foraminíferos 55% y bivalvos 10%) y el 16% de no biomineralizados (intraclastos 16%) (Fig 13.).



Figura 13. Afloramiento de la Formación La Luna -
Miembro La Aguada.
Fuente: Autor(es).

Miembro Chejendé

Shale color gris oscuro, que presenta fisilidad, intercalada con caliza (Fig 14.) de color gris oscuro con Alquímicos 63% y Ortoquímicos 37%, compuesto por Micrita 27%, Esparita 10% y el 62% de biomineralizados (foraminíferos 62%) y el 1% de no biomineralizados (intraclastos 1%).



Figura 14. Afloramiento de la formación La Luna - Miembro Chejendé.

Fuente: Autor(es).

Miembro Timbetes

Intercalación de caliza de color gris oscuro con Alquímicos 62% y Ortoquímicos 38%, compuesto por Micrita 23%, Esparita 15% y el 60% de biomineralizados (foraminíferos 59%, bivalvos 1%) y el 2% de no biomineralizados (intraclastos 2%), en contacto con un chert color gris oscuro con laminación interna (Fig 15.).



Figura 15. Formación La Luna - Miembro Timbetes.

Fuente: Autor(es).

Miembro Ftanita del Tachira

Compuesta litológicamente por intercalación de caliza de color gris oscuro con Alquímicos 88% y Ortoquímicos 12%, compuesto por Micrita 8%, Esparita 4% y el 86% de biomineralizados (foraminíferos 82%, bivalvos 4%) y el 2% de no biomineralizados (intraclastos 2%), contacto con un chert color gris oscuro con laminación interna (Fig 16.).



Figura 16. Afloramiento de la Formación La Luna - Miembro Ftanita del Tachira.

Fuente: Autor(es).

6.5.1.5 Formación Colón-Mito Juan

Intercalación de shale color gris oscuro, que presentan fisilidad con *caliza de tipo Wackstone*, color gris oscuro con Alquíminos 81% y Ortoquímicos 19%, compuesto por Micrita 14%, Esparita 5% y el 79% de biomineralizados (foraminíferos 77%, bivalvos 2%) y el 3% de no biomineralizados (intraclastos 3%). (Fig 17.)



Figura 17. Afloramiento de la Formación Colón-Mito Juan.
Fuente: Autor(es).

6.6 Geología Estructural

A lo largo de los 7 km² del municipio de Gramalote, se determinaron 4 bloques tectónicos, los cuales se encuentran limitados por la ubicación de las estructuras geológicas identificadas en el área (Fig 9.). Para desarrollar el análisis de cada bloque tectónico se realiza la cinemática y dinámica de los pavimentos presentes en dicho bloque, procesando la información estructural de diaclasas por pavimento y finalmente en conjunto como bloque tectónico.

6.6.1 Bloque tectónico 1

Los tensores de esfuerzo obtenidos para el bloque tectónico 1, entre las veredas Jacome y Las Delicias (Fig 19.) muestran un régimen de compresión dominante, como lo demuestran las fallas inversas y los pliegues locales. Las fallas transversales con rumbo NE y cinemática inversa están especialmente relacionadas con el tensor de esfuerzos (sets 1, 2, 3, 4 en la Fig. 20). La orientación sistemática NW-SE de los ejes de compresión horizontales (o tensión máxima horizontal: Sh_{max}) (set 3 y 4) parece estar relacionada con el tensor de esfuerzos actual impuesto por la cinemática sinistral de la Falla de Bucaramanga, por otra parte la orientación NWW-SEE, en el set 2, se puede asimilar a la tendencia del levantamiento de la Cordillera Oriental en el Oligoceno tardío-Mioceno, asociado a un tensor de acortamiento en dirección 118° (NWWSEE), posiblemente relacionado al inicio de la acreción del bloque Chocó-Panamá.

Los tensores de esfuerzo del set 1 en la Fig. 20 muestran ejes de compresión horizontales orientados NEE-SWW, bajo un

régimen de compresión. Las diferencias en los ejes de compresión de este tensor de esfuerzos anterior indican cierta rotación en el sentido de las agujas del reloj de NE-SW a NEE-SWW, concluida de acuerdo con la cinemática local de las estructuras, y que incluso han sido reactivadas con componentes de tensor de esfuerzos NW-SE. Relacionado con la interpretación de [49] como la convergencia hacia el Macizo de Santander de la Cuña de Pamplona (Indentor de Pamplona según Boinet *et al.* [50] y la distribución radial que causa en los tensores de esfuerzos.

En el análisis dinámico se encuentra la ubicación de los esfuerzos principales, mostrando que para el set 1 el esfuerzo principal (σ_1) tiene un sentido SWW-NEE, ubicado en 19/248 (azimut de rumbo) y el esfuerzo mínimo (σ_3) ubicado en 71/079, en el set 2 el esfuerzo principal está ubicado en 14/292, para el set 3 el σ_1 es 02/167 y el esfuerzo principal para set 4 en este bloque está ubicado en 11/319.

6.6.2 Bloque tectónico 2

El bloque tectónico 2, limitado por la falla 1 sobre el bloque yacente (Fig. 21). En este bloque se obtuvieron varias orientaciones de los tensores de esfuerzo, esto significa que hasta las diferencias locales en la orientación del plano de diaclasas pueden estar relacionadas con cambios en los esfuerzos que afectan esa región (Fig. 22). Mediante el tensor de esfuerzos interpretado en el bloque 1, se logra relacionar para este bloque, debido a que la cinemática de la Falla de Bucaramanga induce un tensor NW-SE por el arrastre del bloque, como en el set 2 (Fig. 22) bajo regímenes compresionales. La orientación de tensores de esfuerzo NW-SE previos interpretados obtenidos para los otros cuatro sitios (sets 1, 3 y 4 en la Fig. 22), cuyos regímenes de esfuerzo en rumbo-deslizamiento y extensión explican las fallas transtensionales. A su vez, en el set 1 de fallas normales transversales están relacionadas con fallas de rumbo como lo revelan los planos proyectados en el balón de playa.

En el análisis dinámico se encuentra la ubicación de los esfuerzos principales, mostrando que para el set 1 el esfuerzo principal (σ_1) tiene un sentido SSW-NNE, ubicado en 36/205 (azimut de rumbo), el esfuerzo máximo para el set 2 se encuentra en 34/236, en el set 3 el σ_1 está ubicado en 14/028 y en el set 4 está ubicado en 02/233.

6.6.3 Bloque tectónico 3

El bloque tectónico 3, limitado por la falla 2 sobre el bloque yacente (Fig. 23). En este bloque se obtiene el tensor de esfuerzos en sentido NWW-SEE cerca de la Falla de Gramalote se obtuvo a partir de diaclasas oblicuas con la misma tendencia del tensor y con un régimen de rumbo y deslizamiento (set 1 y 2 en la Fig. 24). Esto puede corresponder a la acomodación local de la Falla. Este tensor NWW-SEE también está relacionado con el tensor de esfuerzos regional de la falla sinistral de rumbo-deslizamiento de Bucaramanga [51] [52].

Los tensores de esfuerzo obtenidos para los sets 3 y 4 (Fig. 24) muestran un régimen de tensión de compresión

dominante, como lo demuestran las fallas inversas y los pliegues locales. Las fallas transversales con rumbo NO y cinemática inversa están especialmente relacionadas con el tensor de esfuerzo impuesto por la reactivación de los componentes del tensor de esfuerzo NE-SW, impuestos por el indor de Pamplona.

6.6.4 Bloque tectónico 4

El bloque tectónico 4, limitado por la falla 3 sobre el bloque yacente (Fig. 25). Este bloque se muestra con un régimen de esfuerzos de compresión dominante, como lo demuestran los pliegues locales, que están especialmente relacionadas con el tensor de esfuerzos de los sets 1 y 2, así como fracturas con

tendencia NNW-SSE con movimiento sinistral (conjugadas de la falla de Bucaramanga) (sitio 4 en la Fig. 26). La orientación sistemática NW-SE de los ejes de compresión horizontales parece estar relacionada con el tensor de tensión actual impuesto por la cinemática sinistral de la Falla de Bucaramanga. El set 3 muestra componentes del tensor de esfuerzo NE-SW, impuestos por el indor de Pamplona.

Bloques	Set	Coordenadas		Unidad Geológica	Ejes de estrés			R	R'	Smax	Régimen de esfuerzos
		Norte	Este		σ_1	σ_2	σ_3				
1	1	2429638	5020787	Aguardiente	19/248	03/339	71/079	0.6	2.5	66	Oblicua con componente compresional
	2	2430366	5020384	Aguardiente	14/292	17/198	68/059	0.73	2.5	122	Oblicua con componente compresional
	3	2428941	5020770	Tibu-Mercedes	02/167	23/258	67/072	0.73	2.5	166	Oblicua con componente compresional
	4	2430382	5020976	Tibu-Mercedes	11/319	35/221	53/063	0.53	2.0	143	Compresional pura
2	1	2428381	5020526	Colon	36/205	42/335	28/093	0.67	0.72	9	Extensional pura
	2	2430115	5021179	Colon	34/236	20/340	48/095	0.57	1	34	Oblicua con componente compresional
	3	2429062	5021610	Colon	14/028	68/261	17/122	0.51	1.5	30	Rumbo pura
	4	2428535	5021508	La Luna	02/233	88/046	00/143	0.2	1.76	53	Rumbo pura
3	1	2428736	5021723	La luna	15/174	24/078	62/293	0.44	2.5	178	Compresional pura
	2	2428504	5021783	La Luna	05/155	58/253	31/062	0.41	1.5	154	Oblicua con componente compresional
	3	2429489	5022014	La Luna	09/206	32/111	56/310	0.67	2.14	31	Compresional pura
	4	2429932	5021767	Colon	08/199	32/104	57/302	0.67	2.26	24	Compresional pura con deslizamiento de rumbo
4	1	2429695	5022646	Cogollo	26/245	09/150	62/042	0.77	2.5	95	Compresional pura
	2	2428690	5022393	La Luna	14/282	28/185	58/036	0.72	2.5	112	Compresional pura con deslizamiento de rumbo
	3	2428518	5022229	La Luna	18/225	07/133	71/023	0.68	2.5	51	Compresional pura con deslizamiento de rumbo
	4	2429158	5022794	Cogollo	10/176	23/270	65/063	0.56	2.5	172	Rumbo pura

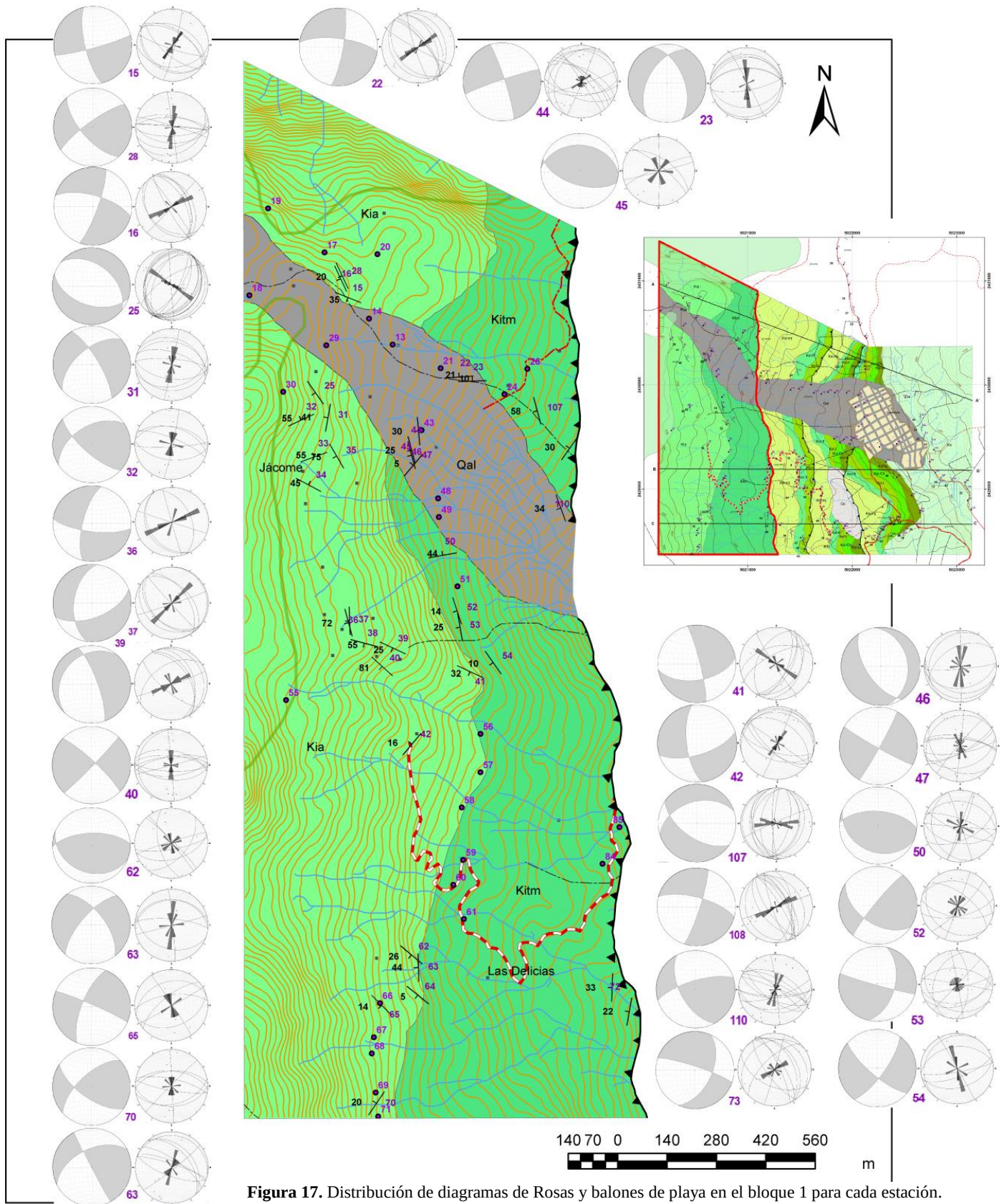


Figura 17. Distribución de diagramas de Rosas y balones de playa en el bloque 1 para cada estación. También se trazan gráficos de Angelier [53] para una mejor visualización de los planos de diaclasas.

Leyenda y convenciones como en el mapa geológico.

Fuente: Autor(es).

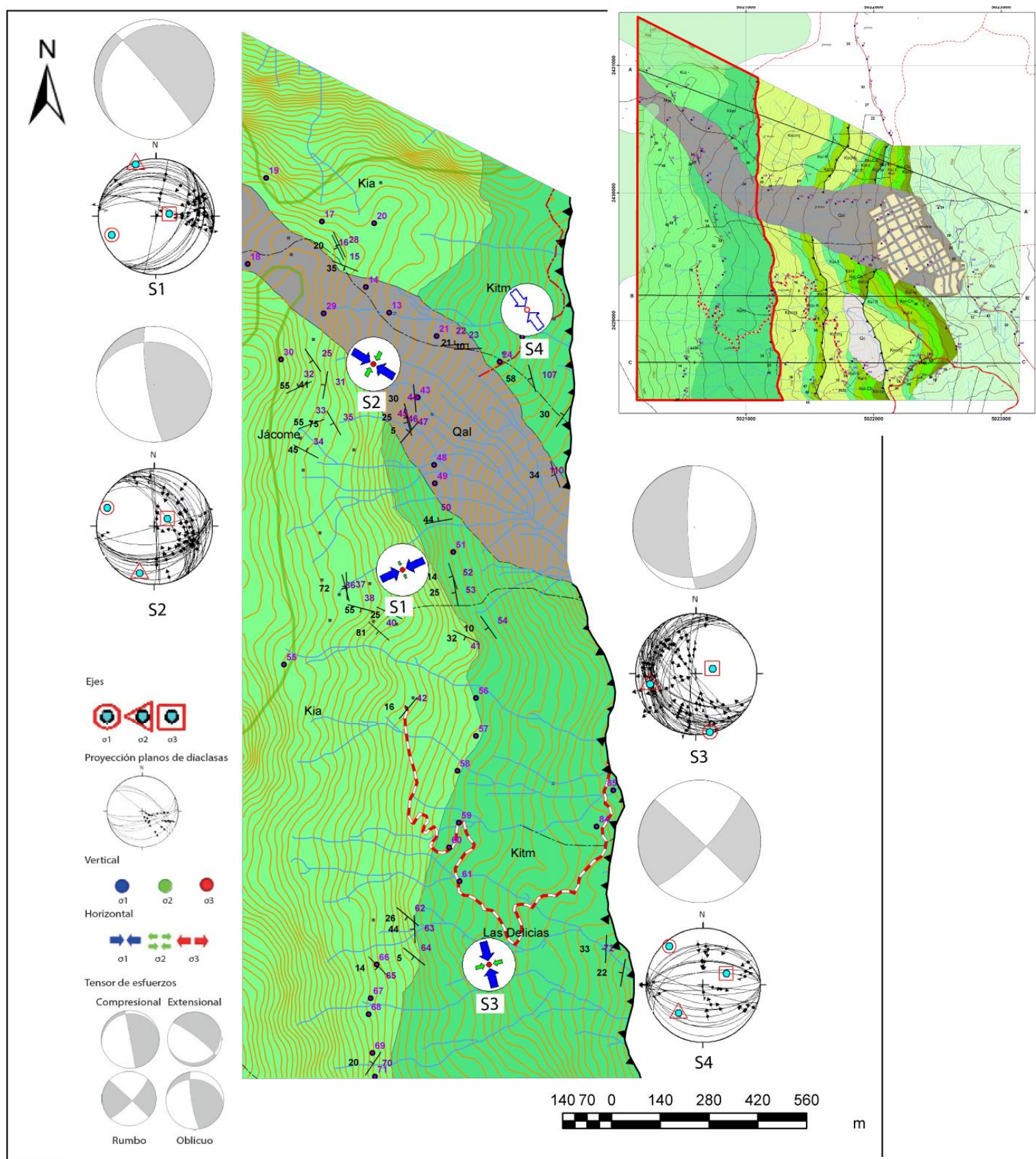


Figura 18. Distribución de tensores y balones de playa en el bloque 1. También se trazan gráficos de Angelier [53] para una mejor visualización de los sets conformados por las familias de diaclasas. El cuadrado, el triángulo y el círculo representan σ_1 , σ_2 y σ_3 , respectivamente. Leyenda y convenciones como en el mapa geológico. Fuente: Autor(es).

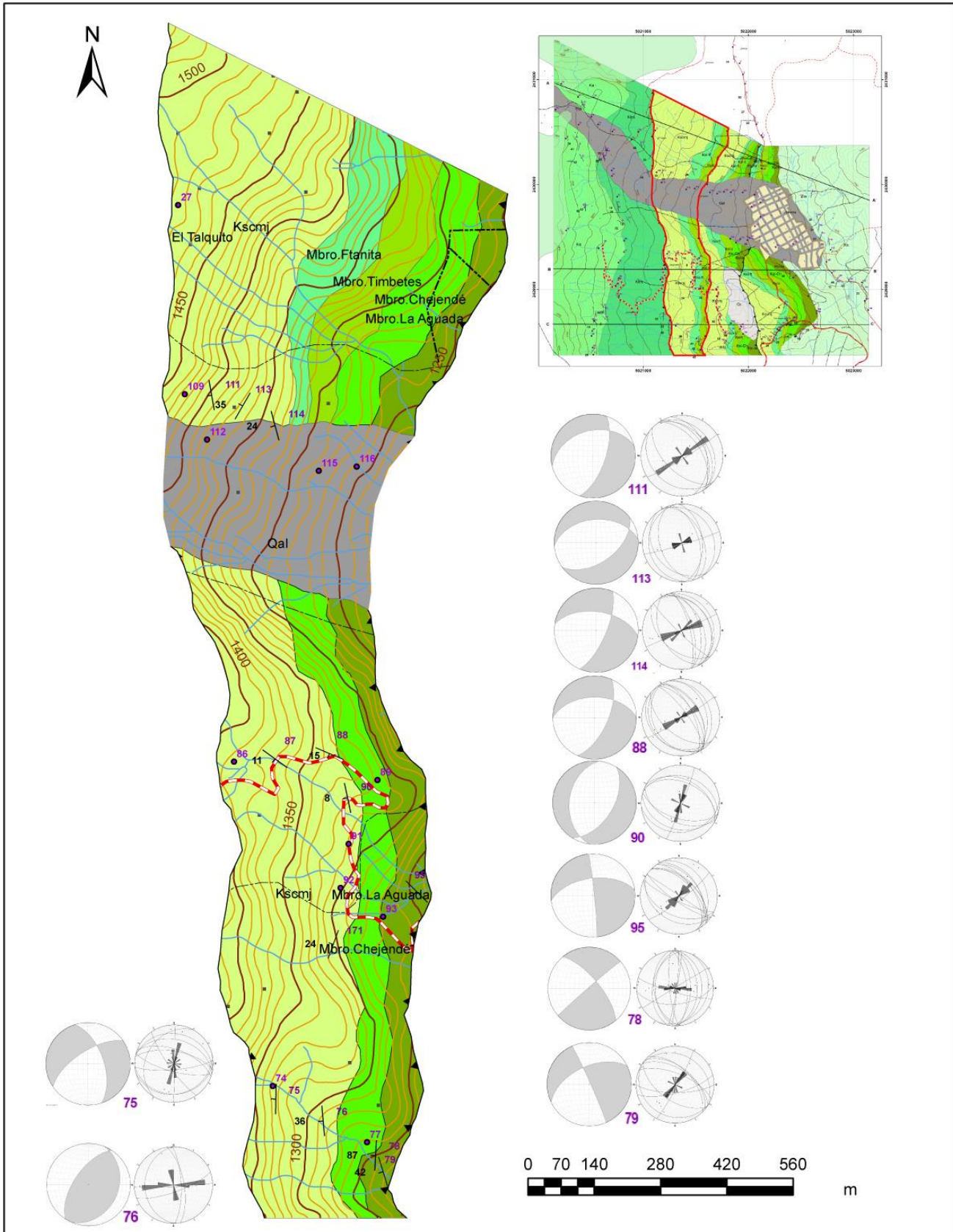


Figura 19. Distribución de diagramas de Rosas y balones de playa en el bloque 2 para cada estación. También se trazan gráficos de Angelier [53] para una mejor visualización de los planos de diaclasas. Leyenda y convenciones como en el mapa geológico.

Fuente: Autor(es).

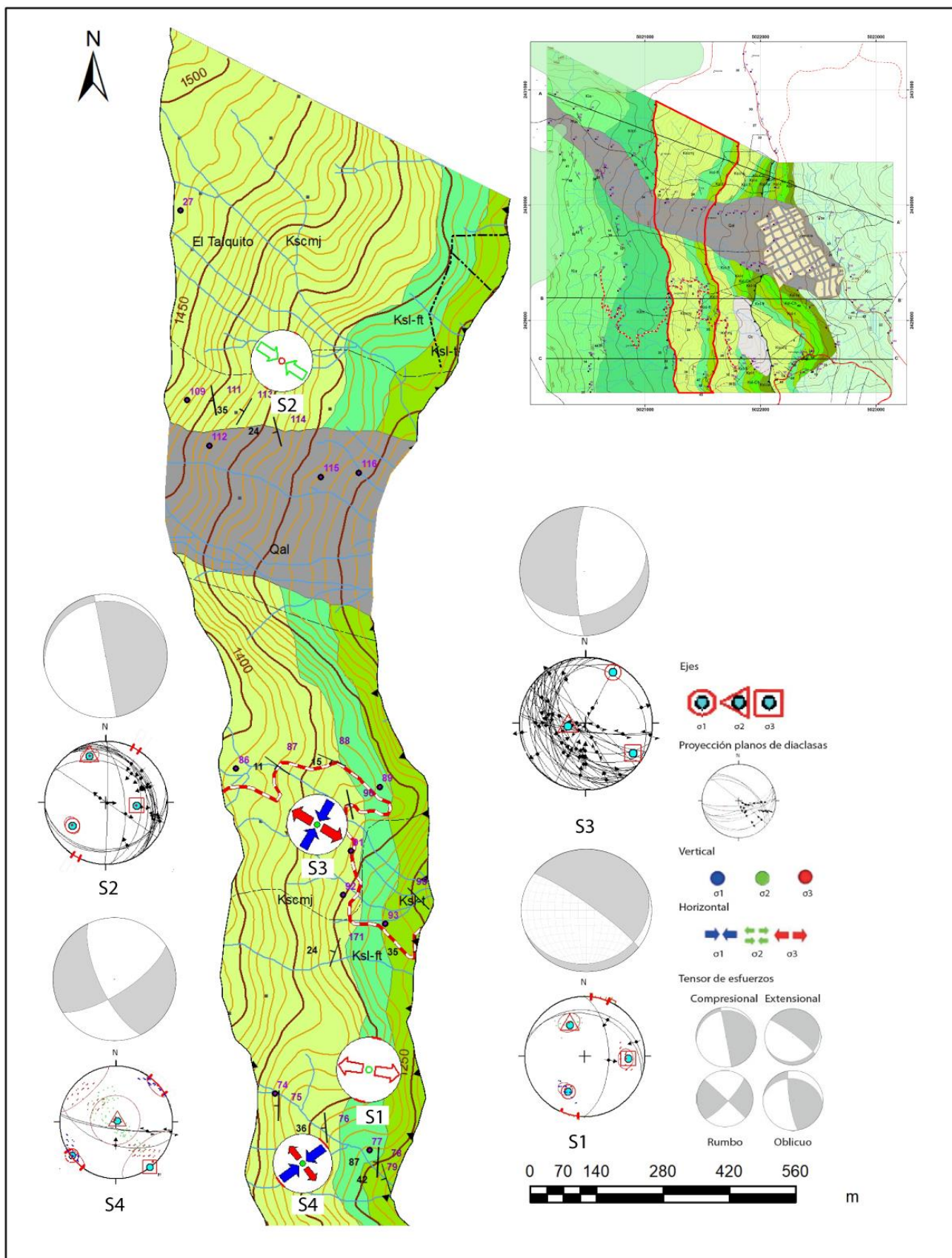


Figura 20. Distribución de tensores y balones de playa en el bloque 2. También se trazan gráficos de Angelier [53] para una mejor visualización de los sets conformados por las familias de diaclasas. El cuadrado, el triángulo y el círculo representan σ_1 , σ_2 y σ_3 , respectivamente. Leyenda y convenciones como en el mapa geológico. Fuente: Autor(es).

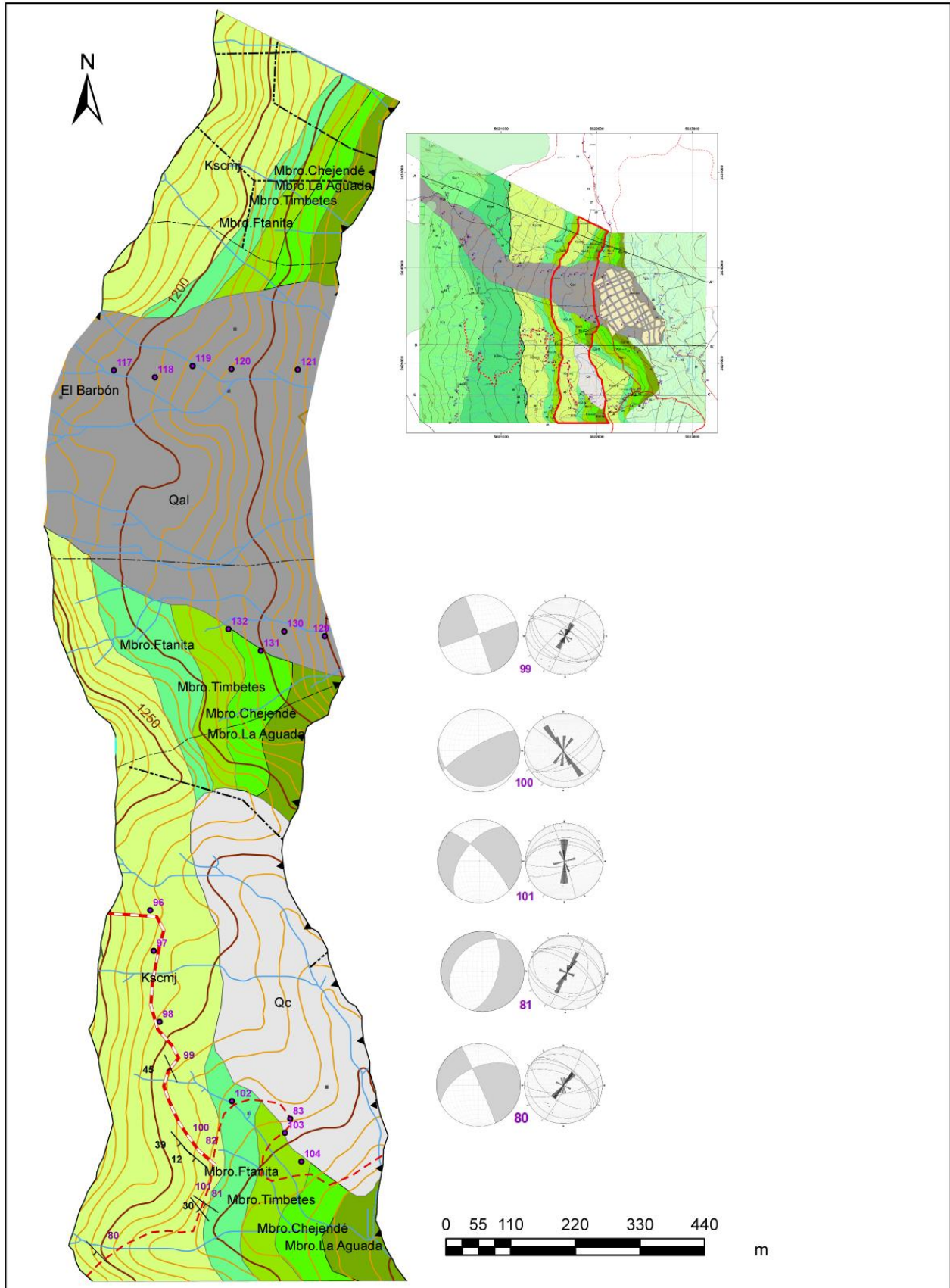


Figura 21. Distribución de diagramas de Rosas y balones de playa en el bloque 3 para cada estación. También se trazan gráficos de Angelier [53] para una mejor visualización de los planos de diaclasas. Leyenda y convenciones como en el mapa geológico. Fuente: Autor(es).

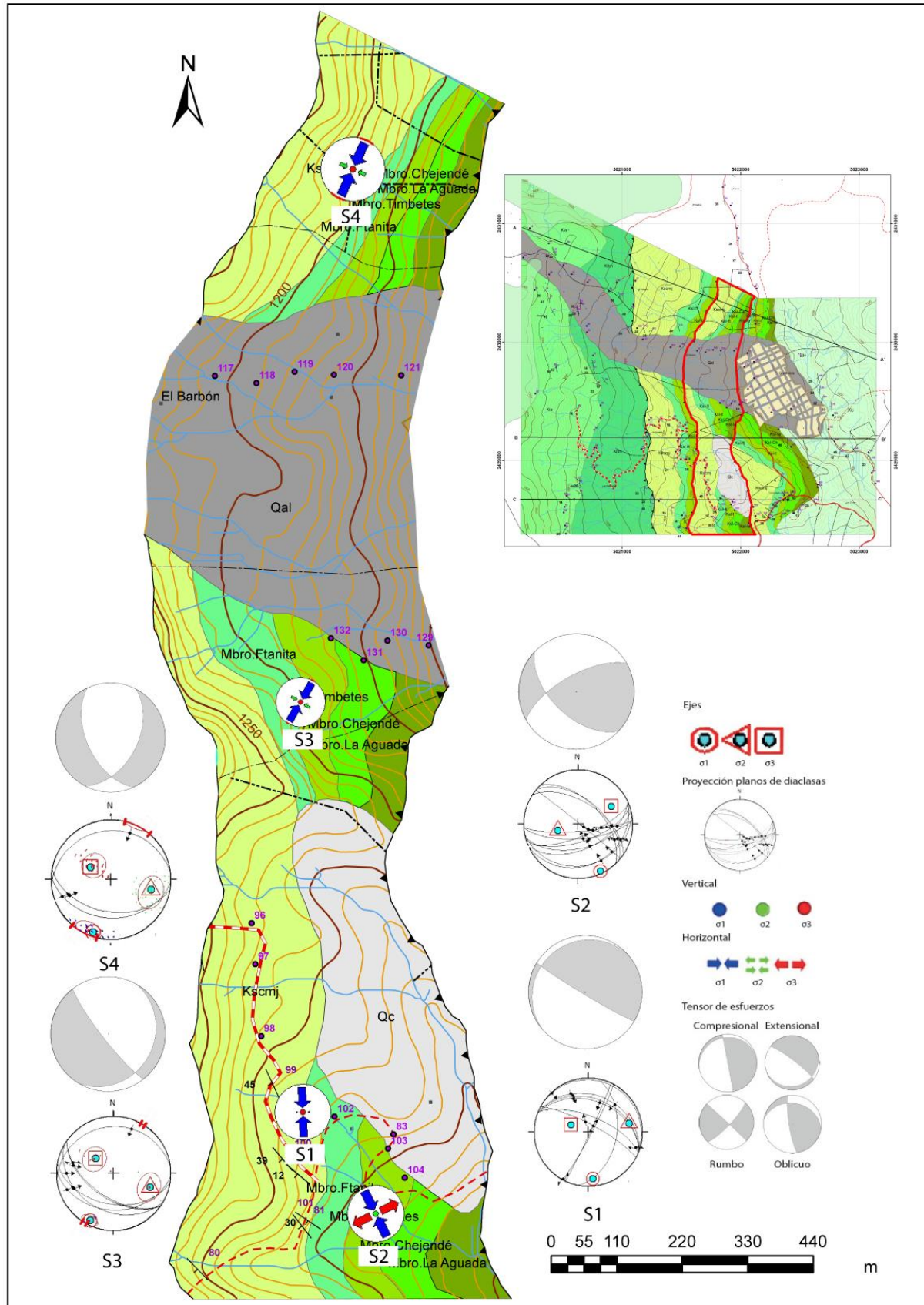


Figura 22. Distribución de tensores y balones de playa en el bloque 3. También se trazan gráficos de Angelier [53] para una mejor visualización de los sets conformados por las familias de diaclasas. El cuadrado, el triángulo y el círculo representan σ_1 , σ_2 y σ_3 respectivamente. Leyenda y convenciones como en el mapa geológico. Fuente: Autor(es).

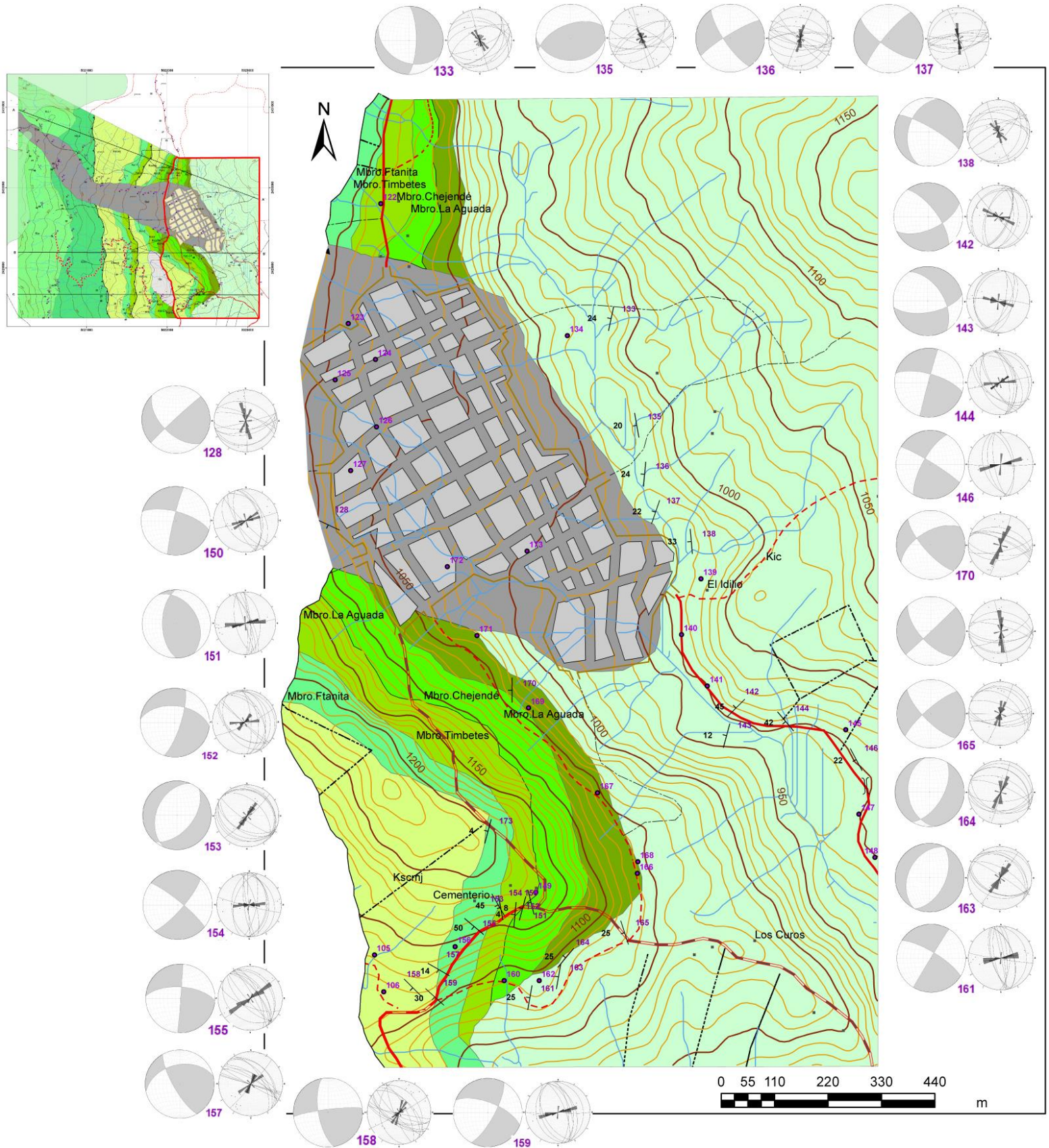


Figura 23. Distribución de diagramas de Rosas y balones de playa en el bloque 4 para cada estación. También se trazan gráficos de Angelier [53] para una mejor visualización de los planos de diaclasas. Leyenda y convenciones como en el mapa geológico. Fuente: Autor(es).

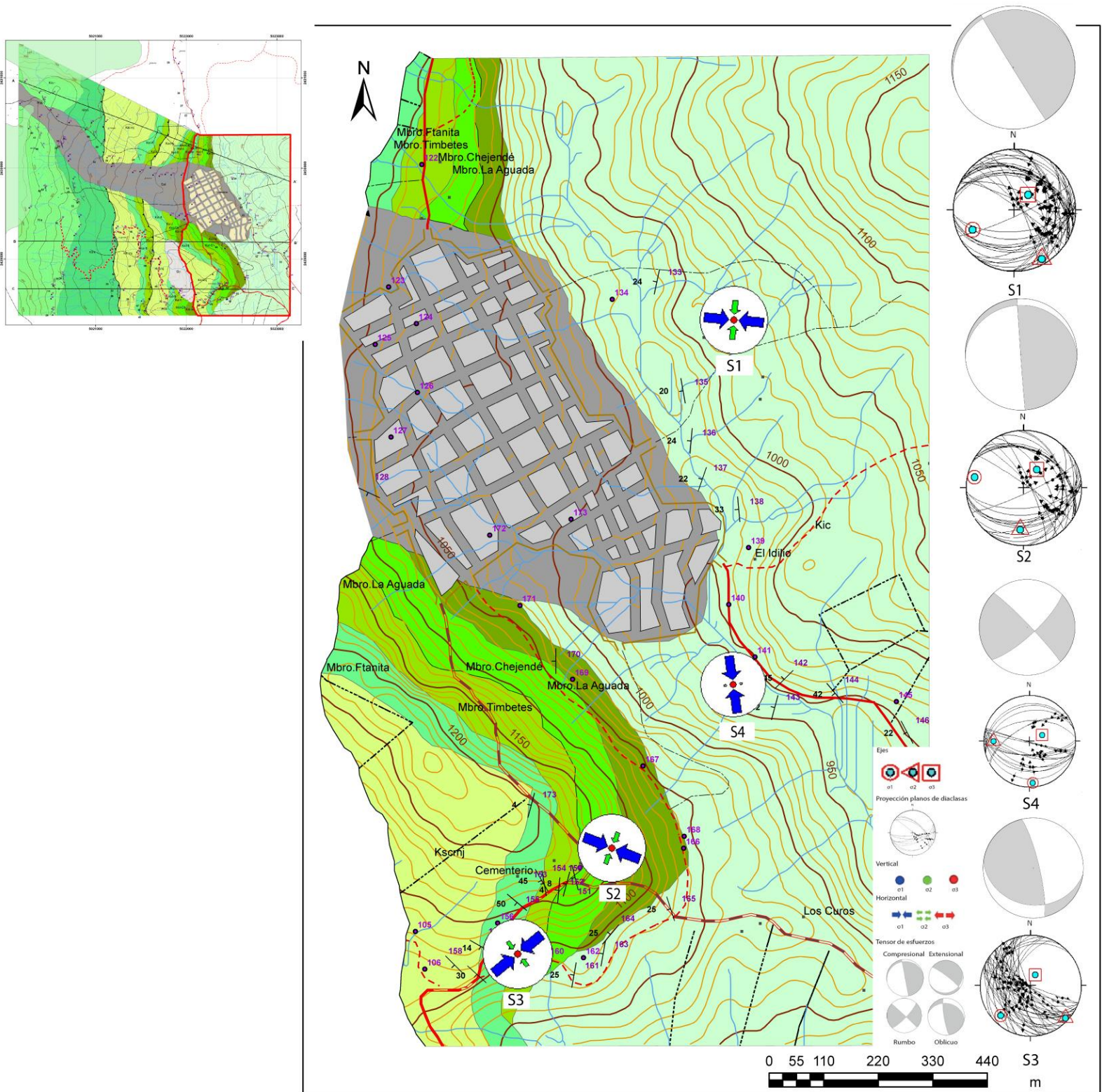


Figura 24. Distribución de tensores y balones de playa en el bloque 4. También se trazan gráficos de Angelier [53] para una mejor visualización de los sets conformados por las familias de diaclasas. El cuadrado, el triángulo y el círculo representan σ_1 , σ_2 y σ_3 respectivamente. Leyenda y convenciones como en el mapa geológico. Fuente: Autor(es).

6.8 Desarrollo de sistema de fracturas

Teniendo en cuenta el marco estructural del área y la ubicación de las estaciones con diaclasas medidas, es posible agrupar datos alrededor de acuerdo a familias ortogonales y familias oblicuas entre sí para cada bloque. Para el primer dominio, analizamos los datos distribuidos en el área del bloque 1 delimitada por la falla 1 (Fig. 27). Estas muestran una tendencia principal de NE a NNE paralela a la Falla de Gramalote, la principal estructura de la zona. Las uniones de segundo orden de este grupo consisten en fracturas conjugadas, que al analizarlas juntas configuran un patrón de corte simple que confirma la cinemática sinistral de la falla. En el bloque estructural 1 se identificaron cuatro conjuntos de fracturas (Fig 28). El conjunto noreste-suroeste es paralelo al trazo de la falla y muestra planos que son perpendiculares. Las paredes de la fractura son rugosas y se desarrollan estructuras que indican la propagación de la fractura en modo de apertura. En la parte del bloque estructural 2, el conjunto noroeste-sureste se encontró en casi todos los bloques (Fig 27). Las fracturas son perpendiculares al plano de la falla principal. Se pueden encontrar como planos que cruzan fracturas del este-oeste establecidos en ángulos agudos o confinados por fracturas del sistema noreste-suroeste. El conjunto este-oeste está presente en todos los bloques y muestra rastros de fractura continuos contra los cuales se truncan las fracturas de los otros conjuntos (Fig 27). En el bloque 3, las fracturas son continuas asociadas con fracturas noreste-suroeste y noroeste-sureste (Fig 27). A pesar de encontrarse en toda la estructura, el conjunto norte-sur normalmente está confinado por fracturas de otros conjuntos. Estas fracturas muestran longitudes de trazas que van desde unos pocos centímetros hasta decenas de centímetros. Además de las características generales descritas, se encontraron patrones de fractura locales. En el bloque 3 y 4, el conjunto noroeste-sureste muestra rastros de fractura que forman terminaciones en forma de Y, que muestran la rotación del plano de fractura hacia la orientación de los conjuntos noreste-suroeste.

Finalmente, el conjunto norte-sur está confinado por fracturas de los demás sistemas, por lo que se supone que fue el último en formarse. Se interpreta que este conjunto responde a rotaciones locales del campo de tensión regional. Además, en el bloque 4 se presentan pliegues (Fig 28.) en el que se muestran series de fracturas secundarias con terminaciones en forma de Y, y la rotación de los planos de fractura se pueden atribuir a la reactivación de la fractura para adaptarse a las variaciones locales del campo de tensión durante el plegamiento.

7. Discusión

La geología estructural regional de la falla de Gramalote muestra la complejidad de un sistema de fallas, el cual no sólo lo conforman fallas longitudinales, sino también estructuras de plegamiento menores transversales. Lo anterior se hace interesante, ya que, permite discutir sobre nuevos modelos de deformación. Debido a que, considerar el



Figura 26. Patrones de fractura en afloramientos representativos de la zona de estudio de la Falla de Gramalote.
Fuente: Autor(es).



Figura 27. Zona de deformación en forma de pliegues (dúctil) en el que se muestran series de fracturas secundarias con terminaciones en forma de Y.

Fuente: Autor(es).

rango como una sola falla para secciones regionales no permite describir los cambios en ángulos de buzamiento de las fallas, ni los pliegues menores relacionados que podrían definir en detalle el estilo estructural de la región.

Se interpreta que el estilo estructural que exhibe la falla de Gramalote es de piel delgada por afectar la cobertura sedimentaria cretácica de las Formaciones Tibú-Mercedes (Kitm), Aguardiente (Kia), Cogollo (Kic), La Luna (Ksl) y Colón-Mito Juan (Kscmj).

Las fallas presentes tienen una vergencia al E y conforman un abanico imbricado. Se asume que las fallas que afectan esta zona, configuran un estilo de piel delgada a medida que su ángulo de inclinación disminuye y afectan a las unidades sedimentarias más jóvenes. Sin embargo, este abanico imbricado puede implicar despegues y convergencia en profundidad con el trazo de la falla principal y tener un estilo estructural de piel gruesa [16][24][27][42].

La deformación también es acomodada a través de fallas transversales SW-NE y SE-NW, así mismo, la deformación es propagada por medio de pliegues asimétricos que se desarrollan paralelos al trazo de las fallas, con ejes principalmente NW-SE.

La cinemática y geometría de las fallas longitudinales que desarrollan una dinámica de piel delgada en un abanico imbricado asociado, representados en las secciones transversales (Fig 9 y 10), permiten relacionarlas con un S_{hmax} W-E. Este tensor de esfuerzos explica principalmente la vergencia al E, del rumbo NNE-SSW de la falla de Gramalote, que probablemente están asociadas a este campo de esfuerzos antiguo. Además, este tensor de esfuerzos W-E indica para la mayoría de estaciones tienen una relación con las fallas transversales NE, que se puede observar en las soluciones de los balones de playa. Esto se interpreta como una reactivación con fallas de rumbo (transversales) del tensor W-E que inicialmente originó las fallas inversas (longitudinales).

Para discutir las implicaciones tectónicas de los resultados del tensor de esfuerzos es necesario considerar que la orientación de S_{hmax} NE-SW, puede estar relacionada con el inicio de la deformación por compresión en la Cordillera Oriental impulsada por la acreción de la Cordillera Occidental hacia el borde continental occidental hace 75-70 Ma [43][25][54]. Aunque se considera el tensor de esfuerzos más antiguo de los obtenidos en la zona [55][56], algunos trabajos proponen la existencia de fases deformacionales previas en la Cordillera Oriental durante el Cretácico Temprano y Tardío para relacionar estos eventos de compresión con una subducción de losa plana dirigida hacia el este (p. ej., Guerrero [57]). Los pocos tensores en la zona muestran este evento en regímenes extensionales locales (S1 bloque 2 en la Fig 22.) y transtensionales (S3 y S4 bloque 2 en la Fig. 22). La orientación de estos tensores de esfuerzos, así como las fallas transversales de la zona, pueden estar relacionadas con la reactivación de las barreras transversales de la antigua cuenca Jurásico-Cretácico; ya que las estructuras transversales asociadas establecen el control como zonas de anisotropía. Jiménez *et al.* [58] explican la variación lateral de los estilos estructurales para un sector de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena en este mismo sentido.

Finalmente, el tensor NW-SE está relacionado con el arrastre que impone la cinemática transpresional y sinistral de las fallas de Bucaramanga (S2, S3, S4 bloque 1 Fig. 20, S2 bloque 2 Fig. 22, S2 bloque 3 Fig 24 y S1 y S2 bloque 4 en Fig. 26), que genera localmente compresión a través de las fallas orientadas perpendicularmente a este último tensor.

Las familias principales de diaclasas corresponden a planos desarrollados en direcciones NE (Fig. 27), sin embargo, se presentan planos NW formados a ángulos entre 80° y 90° , los cuales podrían considerarse como planos de tensión, que están relacionadas con un eje de máximo acortamiento horizontal SW-NE o en dirección ortogonal SE-NW.

En esta parte de la cuenca del Catatumbo se destacan las fallas longitudinales S-N y sus asociadas en abanico imbricado de cabalgamientos con vergencia E, las cuales muestran relación directa con el tensor de esfuerzos W-E. Mientras que, las fracturas asociadas se interpretan con origen en la zona de Chitagá-Pamplona por un tensor SW-NE que Velandia [49] asocia al efecto radial de la Cuña de Pamplona.

El arrastre al NW, generado por la cinemática sinistral del sistema de fallas de Bucaramanga, impone en la zona el tensor SE-NW, el cual reactivaría las fallas longitudinales NE, tanto a lo largo del buzamiento como en el rumbo (fallas oblicuas por transpresión).

Respecto de la temporalidad de los tensores de esfuerzos que dieron lugar a estructuras asociadas con la falla de Gramalote (tensor W-E), a las fracturas NW relacionadas con la cuña de Pamplona (tensor SW-NE) y con la Falla de Bucaramanga (tensor SE-NW), se asume que el primer tensor que afectó el área de estudio está relacionado con los eventos compresivos o transpresivos que causaron la inversión de las cuencas tipo rifting o back-arc del Mesozoico [36][59][60][61]. Sin

embargo, Velandia [49] interpreta el tensor de esfuerzos SW-NE como el más reciente y lo relaciona con la convergencia hacia el Macizo de Santander de la Cuña de Pamplona (Indentor de Pamplona según Boinet, *et al* [50] y la distribución radial que causa en los tensores de esfuerzos.

8. Evolución Geológica

Los datos aquí presentados y discutidos permiten plantear hipótesis sobre la evolución geológica de la región, desde el Cretácico Inferior a medio, época en que se depositó la secuencia sedimentaria de la cuenca del Catatumbo, hasta el Mioceno-Plioceno, época en la que ocurrieron los últimos y principales pulsos orogénicos [25][43].

La zona de estudio se encuentra sobre la CO específicamente sobre el flanco oriental de la misma, la CO hace parte del Bloque Norandino, el cual es controlado por la interacción de las placas oceánicas Nazca y Caribe con la placa continental Sudamericana, al menos desde el Cretácico Superior con la acreción de los terrenos occidentales. La Cordillera Oriental registra la historia de deformación más joven de los tres sistemas montañosos en los Andes colombianos. La mayoría de los autores coinciden en que la formación de la cordillera es producto de una tectónica de inversión sobre una antigua cuenca tipo rifting o back-arc, formada durante el Mesozoico [36][59][60][61].

Los primeros pulsos de deformación están asociados a la reactivación de fallas normales heredadas del régimen extensivo Mesozoico, el desarrollo de sub-cuencas sin-orogénicas y magmatismo, como respuesta a la colisión y posterior subducción de la placa Caribe en el Maastrichtiano-Paleoceno [43].

Las fallas normales de estas cuencas distensionales se reactivaron como fallas inversas durante el Cenozoico por deformación compresiva asociada con la inversión tectónica de la Cordillera Oriental [60][62].

La acreción del Bloque Chocó-Panamá contra el flanco NW de la Cordillera Occidental, durante el Oligoceno-Mioceno, constituye la causa de la reactivación, inversión y/o generación de la mayor parte de las estructuras que se presentan en la cuenca del VMM y en las estribaciones de la Cordillera Oriental, principalmente en el Mioceno medio [56].

Este proceso continuó episódicamente hasta el Mioceno tardío [49][55][62], cuando se registró el máximo levantamiento de la cordillera en respuesta a la colisión del bloque Chocó-Panamá [24][17][63][64]. Estos pulsos orogénicos fueron consecuencia de campos de estrés generados en el borde continental occidental, a medida que se fueron acrecentando diferentes terrenos y probablemente la placa subductora se estaba haciendo poco profunda [57][61], lo que produjo un levantamiento de bloques asincrónico y sistemático desde de O a E en la naciente Cordillera Oriental.

El análisis de los indicadores cinemáticos estudiados en la zona sugiere una variación temporal del vector de máxima compresión. El cual va desde un vector antiguo E-W que dio

origen a la formación del sistema de Fallas de Gramalote, y un segundo pulso de deformación NE-SW que se relaciona con posibles reactivaciones, dando paso a la formación de un modelo transtensivo sobre el corredor de dicha falla; controladas por la interacción de la tectónica activa de los Sistema de Fallas de Bucaramanga. Y por otra parte, la zona es controlada por el Indentor de Pamplona Boinet, *et al*. [50]. interpretada a partir del tensor de esfuerzos SW-NE, que es posiblemente el más reciente, el cual ejerce convergencia hacia el Macizo de Santander de la Cuña de Pamplona, y los tensores que varían en este rango son provocados por la distribución radial que causa en los tensores de esfuerzos. En el Pleistoceno-Holoceno se registra la sedimentación de depósitos cuaternarios que están representados por: terrazas aluviales, abanicos fluviales, coluviones y llanuras aluviales [4]. El cual en la zona de estudio no se encuentran evidencias de deformación reciente, pero en zonas aledañas como el Sinclinal del Río Zulia, se reporta la existencia de procesos Neotectónicos sobre depósitos Cuaternarios que se relacionan con reactivación del Sistema de Fallas del Zulia, Icuperena y Aguardiente [21].

9. Conclusiones

Basados en los indicadores cinemáticos es posible determinar que los tensores de esfuerzos obtenidos en las rocas sedimentarias cretácicas de la cuenca del Catatumbo, los cuales indican tres direcciones principales del esfuerzo horizontal máximo, estos permiten identificar la temporalidad de los eventos de deformación, el primero con un vector antiguo E-W que ha evolucionado a un vector NE-SW y otro NW-SE, estos esfuerzos están asociados a los sistemas de fallas presentes en el área tales como la Falla de Bucaramanga y Las Mercedes. El sistema de fallas de Gramalote tiene vergencia al este, ángulos de inclinación de 28° y 18° en el abanico imbricado, y en sentido NE-SW.

El tensor W-E explica la deformación del estilo de piel delgada y la conformación de un abanico imbricado, donde debido al régimen compresivo y vergencia al E se presenta además un sinclinal.

A esta deformación asociada se sobre imponen fracturas y pliegues que regionalmente muestran vergencia al SW. Esta deformación se relaciona con un tensor SW-NE que se ha interpretado como parte del efecto radial de la cuña o indentor de Pamplona, ubicada al suroriente de la zona de estudio.

La cinemática sinistral de la Falla de Bucaramanga tiene influencia en la zona por el tensor de esfuerzos SE-NW que se presenta en el área (debido al arrastre de la falla). Sin embargo, el carácter transpresivo de la Falla Las Mercedes, también puede imprimir un tensor local SW-NE que se manifiesta en la zona a lo largo de las fallas transversales NE con cinemática de rumbo.

En la zona el intenso fracturamiento transversal (NE y NW) se manifiesta también estadísticamente en los diagramas rosa de las diaclasas medidas.

Reconocimientos

En primer lugar, dar gracias a Dios por permitirnos vivir esta experiencia, agradecerle de manera especial a nuestros padres; Elvira, Domingo, Nelson y Yurley por su apoyo incondicional, a nosotros mismos por seguir adelante siempre como equipo y aunque las cosas no salieron como debían muchas veces, se solucionaba con darnos la mano y resolver el problema juntos, te amo. A nuestros amigos Liliana, Isaac y Saray que nos acompañaron y vivieron con nosotros esta chocoaventura, de igual manera agradecer al Grupo de Investigación Mammoth y a nuestro director de tesis el profesor Illich por su apoyo. A nuestro compadre Hader que desde la distancia estuvo presente en todo este proceso. También a todas las personas que estuvieron con nosotros en algún momento y nos aportaron para nuestra realización profesional. Lo logramos.

Referencias

- [1] Fossen, H. (2010). "Structural Geology."
- [2] De Paor, D. (1990) "Structural Geology, principles, concepts, and problems," Journal of Structural Geology.
- [3] Tarbuck, EJ y Lutgens, FK (2015). *Ciencia de la Tierra*. Pearson.
- [4] Notestein, F., Hubman, C., & Bowler, J. (1944). Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America. Bulletin of the Geological Society of America.
- [5] INGEOMINAS. (1967) Memoria del cuadrángulo G-13 Cúcuta.
- [6] Pacheco, R. (2017). Posición estratigráfica, espesor y génesis de los niveles de roca fosfórica de la Formación La Luna en la Quebrada La Patilla en el municipio de Salazar De Las Palmas, Norte De Santander. Colombia.
- [7] Clavijo, J. (1994). Mapa geológico generalizado de Norte de Santander. Escala 1: 250.000. Mapa interno. Bucaramanga. (INGEOMINAS).
- [8] Fúquen, J., Ceballos, L., Marín, E., Patiño, A. y Pedraza, A. (2011). Geología de las planchas 98-Durania y 99-Villa del Rosario Norte de Santander-Colombia. Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS).
- [9] Julivert, M. (1970). Cover and basement tectonics in the Cordillera Oriental of Colombia, South America, and a comparison with some other folded chains. Geological Society of America Bulletin.
- [10] Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, J., y Restrepo, H. (1973). Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander. Boletín Geológico.
- [11] Ponce, A., 1977. Geología de la Región de Cúcuta (Norte de Santander). Ingeominas, Bogotá, Informe Técnico.
- [12] Etayo-Serna, F. (1983). Mapa de terrenos geológicos de Colombia. El instituto.
- [13] Page, W. (1986). Seismic geology and seismicity of Northwestern Colombia: San Francisco, California, WoodwardClyde Consultant Report for ISA and Integral Ltda., Medellín.
- [14] Kellogg, J., Ogujiofor, I. & Kansakar, D. (1985). Cenozoic tectonics of the Panama and North Andes blocks. En Congreso latinoamericano de geología.
- [15] Toussaint, J., Restrepo, J. y González, H. (1992). Corte geológico cortical en los Andes colombianos. Boletín de Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional de Colombia. Medellín.
- [16] Kammer, A. (1999). Observaciones acerca de un origen transpresivo de la cordillera oriental. Departamento de Geociencias.
- [17] Audemard, F., Machette, M., Cox, J., Dart, R., & Haller, K. (2000). Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions. US Geological Survey.
- [18] Paris, G., Machette, M., Dart, R. & Haller, K. (2000). Map and database of Quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions. U.S. Geological Survey. Denver, USA.
- [19] Diederix, H., Torres, E., Hernández, C. y Bohórquez, O. (2009). Evolución tectónica y morfodinámica durante el Cuaternario en la zona de Cúcuta y alrededores. INGEOMINAS, Bogotá.
- [20] López, N. (2014). Estilo estructural asociado al sistema de fallas Las Mercedes en el sector de Lourdes y Gramalote, Norte de Santander. Bucaramanga: Servicio Geológico Colombiano.
- [21] Oviedo, J. (2015). Geomorfología Tectónica del Sistema de Fallas del Zulia en el flanco occidental del Sinclinal del Zulia, Norte de Santander – Colombia. Bogotá. Universidad Nacional de Bogotá.
- [22] Ovallos, L. (2018) Sección estructural en las quebradas La Patilla y Garrochero, y las veredas Alto del Angulo y La Patilla, en el municipio de Salazar de las Palmas, Norte de Santander, Colombia. Villa del Rosario. Universidad de Pamplona.
- [23] Cediel, F., Shaw, R. & Cáceres, C. (2003) "Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of México and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics". AAPG.
- [24] Taboada, A., L. A. Rivera, A. Fuenzalida, A. Cisternas, H. Philip, H. Bijwaard, J. Olaya, and C. Rivera (2000), Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia), Tectonics.
- [25] Mora, A., Parra, M., Forero, G. R., Blanco, V., Moreno, N., Caballero, V. & Ghorbal, B. (2015). What drives orogenic asymmetry in the Northern Andes?: A case study from the apex of the Northern Andean Orocline.
- [26] Rossello, E.; Navistic, L.; Araque, L.; Bettini, F.; Bordarampe, C.; Castro, E.; Colo, C.; Corsico, S.; Covellone, G.; Haring, C.; Pina, L.; Pinilla, C.; Ruiz, J.; Salvay, R. (2004). La sintaxis tectónica neógena de las cordilleras Oriental y Santander: Aportes de modelos analógicos y controles regionales sobre sistemas petroleros. In Convención técnica de la Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo (ACGGP).
- [27] Tesón, E.; Mora, A.; Silva, A.; Namson, J.; Teixell, A.; Castellanos, J.; Casallas, W.; Julivert, M.; Taylor, M.; Ibáñez, M.; Valencia, V. (2013). Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. In Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion (Nemčok, M.; Mora, A.; Cosgrove, J.; editors). Geological Society of London.
- [28] Jiménez, G.; Speranza, F.; Faccenna, C.; Bayona, G.; Mora, A. (2014). Paleomagnetism and magnetic fabric of the Eastern Cordillera of Colombia: Evidence for oblique convergence and non-rotational reactivation of a Mesozoic intracontinental rift. Tectonics.
- [29] J.C Ramirez-Arias; A. Mora; J. Rubiano; I. Duddy; M. Parra; N. Moreno; D. Stockli; W. Casallas. (2012). "The asymmetric evolution of the Colombian Eastern Cordillera. Tectonic inheritance or climatic forcing? New evidence from thermochronology and sedimentology."
- [30] Irving, E. (1971). La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. Boletín Geológico. INGEOMINAS.
- [31] INGEOMINAS. (2008). Modelo Geodinámico del Macizo de Santander. Bogotá.
- [32] Tschanz, C. M., Marvin, R. F., CRUZ B, J. A. I. M. E., Mehnert, H. H., & Cebula, G. T. (1974). Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, northeastern Colombia. Geological Society of America Bulletin.
- [33] Laubscher, H. P. (1987). The Kinematic Puzzle Of The Neogene Northern Andes. In J.-P. Schaer & J. Rodgers (Eds.), The Anatomy of Mountain Ranges. Princeton University Press.
- [34] Boinet, T., Bourgois, J., Mendoza, H. & Vargas, R. (1989). La Falla de Bucaramanga, Colombia: Su función durante la Orogenia Andina. Geología Norandina.
- [35] Colletta, 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 tectonics in mobile belts* (Letouzey, J.; editor). Paris.
- [36] Cooper, M.; Addison, F.; Álvarez, R.; Coral, M.; Graham, R.; Hayward, A.; Pulham, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and middle Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG)*.
- [37] Mora, A.; Reyes-Harker, A.; Rodríguez, G.; Tesón, E.; Ramírez-Arias, J.C.; Parra, M.; Caballero, V.; Mora, J.P.; Quintero, I.; Valencia, V.; Ibáñez, M.; Horton, B.; Stockli, D. (2013). Inversion tectonics under increasing rates of shortening and sedimentation: Cenozoic example from the Eastern Cordillera. In *Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion* (Nemčok, M.; Mora, A.; Cosgrove, J.; editors). Geological Society of London. London.
- [38] Acosta, J.; Lonergan, L.; Coward, M. (2004). Oblique transpression in the western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*.
- [39] Kammer, A.; Piraquive, A.; Gómez, C.; Mora, A.; Velásquez, A. (2020). Structural Styles of the Eastern Cordillera of Colombia. In *The Geology of Colombia 3 Paleogene-Neogene* (Gómez, J.; Pinilla-Pachón, A.O.; editors). *Ser vicio Geológico Colombiano (INGEOMINAS), Publicación Geológica Especial*. Bogotá.
- [40] Montes, C. (2001). Three dimensional structure and kinematics of the Piedras-Girardot foldbelt in the northern Andes of Colombia. Ph.D. Thesis (Unpublished), The University of Tennessee.
- [41] Montes, C.; Hatcher, R.; Restrepo-Pace, P. (2005). Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: Oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras-Girardot area, Colombia. *Tectonophysics*.
- [42] Velandia, F. (2005) Interpretación de transcurrencia de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de Imágenes LANDSAT TM. *Universidad Industrial de Santander, Boletín de Geología*. Colombia.
- [43] Bayona, G.; Cardona, A.; Jaramillo, C.; Mora, A.; Montes, C.; Caballero, V.; Mahecha, H.; Lamus, F.; Montenegro, O.; Jiménez, G.; Mesa, A.; Valencia, V. (2013). Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos basin; response to Caribbean-South American collision in early Palaeogene time. In *Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion* (Nemčok, M.; Mora, A.; Cosgrove, J.; editors). Geological Society of London, Special Publications. London.
- [44] Montes, C.; Rodríguez-Corcho, A.F.; Bayona, G.; Hoyos, N.; Zapata, S.; Cardona, A. (2019). Continental margin response to multiple arc-continent collisions: The northern Andes-Caribbean margin. *Earth-Science Reviews*.
- [45] Dengo, C.; Covey, M. (1993). Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for Trap Styles and Regional Tectonics. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG)*.
- [46] Roeder, D.; Chamberlain, R. (1995). Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene crustal evolution. In *Petroleum Basins of South America* (Tankard, A.; Suárez, R.; Welsink, H.; editors). *American Association of Petroleum Geologists (AAPG)*.
- [47] Lozano, E., & Zamora, N. (2014). *Compilación De La Cuenca De Catatumbo*.
- [48] SGC. (2016). *Cartografía geológica de la plancha 87 – Sardinata departamento de Norte de Santander Bogotá D.C.*
- [49] Velandia, F. (2017). *Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander-énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga*. Doctor. Tesis (Inédita), Universidad Nacional de Colombia.
- [50] Boinet, T.; Bourgois, J.; Mendoza, H.; Vargas, R. (1985). Le Poinçon de Pamplona (Colombie): Un jalon de la frontière meridionale de la plaque Caraïbe. *Bulletin de la Société Géologique de France*.
- [51] Velandia, F.; Bermúdez, M. (2018). The transpressive southern termination of the Bucaramanga fault (Colombia): Insights from geological mapping, stress tensors, and fractal analysis. *Journal of Structural Geology*.
- [52] Velandia, F.; García-Delgado, H.; Zuluaga, C.A.; López, J.A.; Bermúdez, M.A.; Audemard, F.A. (2020). Presentday structural frame of the Santander Massif and Pamplona Wedge: The interaction of the Northern Andes. *Journal of Structural Geology*.
- [53] Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In *Continental Deformation* (Hancock, P.L.; editor). Pergamon Press. Oxford.
- [54] Villagómez, D.; Spikings, R. (2013). Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous-Tertiary evolution of the northern Andes.
- [55] 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*.
- [56] Cetina, L.M.; Velandia, F.; Patiño-Sanabria, H.A. (2019). Análisis de deformación al occidente del Anticlinorio de Los Yariquies-Cordillera Oriental de Colombia. *Universidad Industrial de Santander, Boletín de Geología*. Colombia
- [57] Guerrero, J. (2019). Pre-Andean tectonic events from Albion to Eocene in the Middle Magdalena Valley and situation of the western flank of the proto-Eastern Cordillera (Colombia). Ph.D. Thesis (Unpublished), Université Grenoble Alpes-Universidad Nacional de Colombia.
- [58] Jiménez, G.; López, O.; Jaimes, L.; Mier, R. (2016). Variaciones en el estilo estructural relacionado con anisotropías de basamento en el Valle Medio del Magdalena. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*.
- [59] McCourt, W.J., Aspden, J.A., and Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*.
- [60] Sarmiento-Rojas, L.F. (2001). Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonic models. Ph.D. Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, the Netherlands.
- [61] Pindell, J.L., and Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: K.H James, M.A. Lorente, J.L. Pindell (eds.). *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society of London, Special Publications.
- [62] Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Kammer, A., Dimaté, C., y Rodríguez, F., (2006). Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia: Tectonics.
- [63] Duque-Caro, H. (1990). The Chocó Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*.
- [64] Kellogg, J.N., Vega, V., Stallings, T.C., and Aiken, C.L. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. In: P. Mann (ed.). *Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*. Boulder: Geological Society of America Special.