

Estructuras geológicas y vulcanismo monogenético del noreste de Caldas, Colombia

Angie Paola Uribe García

Trabajo de Grado para Optar al Título de Geóloga

Director

Francisco A. Velandia P.

Doctor en Geociencias

Codirector

Ivan Darío Ortiz Martín

Magíster en Ciencias – Geología

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2023

Dedicatoria

A la memoria de mi mamá

A todas las personas que conocí en el camino, a los volcanes y las abejas

Agradecimientos

Agradezco profundamente al proyecto Caracterización del Vulcanismo del NE de Caldas de la División de Geoamenazas del Servicio Geológico Colombiano por la oportunidad, confianza y el apoyo brindado en cada una de las etapas de esta investigación. Los insumos y la ayuda proporcionada hicieron posible este trabajo.

A mi director de tesis, el profesor Francisco Velandia, por su guía, paciencia y el tiempo dedicado, por sus enseñanzas y contagiarme de su tranquilidad y optimismo en los momentos en los que me sentía desorientada. Aprecio y admiro la forma comprometida y apasionada con la que hace y enseña geología.

A Ivan Ortiz, mi codirector de tesis, por la paciencia, acompañamiento y ayuda constante, por su disposición para discutir y compartir nuevos datos o herramientas, por sus enseñanzas y recomendaciones.

A María Luisa Monsalve, asesora de la tesis, por creer en mí y darme la oportunidad de trabajar con el equipo, por su ayuda con la preparación de la presentación y comentarios para el documento. Agradezco mucho su colaboración.

A Susana Osorio, asesora de la tesis, por sus observaciones y comentarios, por las correcciones para el documento y ayuda con conceptos volcanológicos, además del acompañamiento en campo.

A Harol Ávila, don Santiago, don Gustavo, don Alcides y don Héctor por su amabilidad y ayuda durante el trabajo de campo.

Gracias a los jurados Dayana Schonwalder y Angélica Naranjo por sus sugerencias y por motivarme a creer en mí.

Al Laboratorio de Preparación de Muestras de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander por la elaboración de la sección delgada.

Agradezco a todos mis amigos y compañeros. Al Maracumix y a los Pollos Hermanos, especialmente a Ana G, Sergio, Paola, Laura, Sara, Diego, Andrés por su compañía y palabras de aliento en este proceso. A Sindy y Mafe por escucharme. A Bredman y Erick por la ayuda y discusión durante la toma y tratamiento de los datos.

A la beca y al equipo de UNG por la ayuda todos estos años. Especialmente a mi mentor, Edward Duarte, por escucharme, por su empatía y guía durante esta etapa de mi vida.

Al capítulo SGA-UIS, por permitirme conocer lugares hermosos y personas, además del reto académico y personal que representó.

A los profesores de la Escuela de Geología por mi formación académica, especialmente al profesor Mario García por alentarme a trabajar en mis sueños y al profesor Leonardo Palmera por las discusiones y enseñanzas.

A César, Martica y Rosita por su cordialidad y orientación con los procesos administrativos.

Por último, pero el más importante agradecimiento, a mi papá, mis hermanos, mi madrastra, a mis gatos y a Brunito, por el amor y apoyo para alcanzar mis metas. A Camila y la señora Luz Helena por acompañarme y hacerme sentir en casa.

Tabla de Contenido

	Pág.
Introducción	13
1. Objetivos	16
1.1 Objetivo general	16
1.2 Objetivos específicos	16
2. Marco teórico	17
2.1 Vulcanismo monogenético.....	17
2.2 Análisis de geología estructural	19
2.2.1 Mecanismos focales	20
2.2.2 Indicadores cinemáticos.....	21
2.2.3 Análisis morfométrico	22
2.2.4 Métodos geofísicos	23
2.2.5 Manifestaciones hidrotermales	24
3. Marco geológico	24
3.1 Tectónica.....	24
3.2 Geología regional y local	26
3.2.1 Estructuras mayores	31
3.2.1.1 Falla de Palestina	32
3.2.2 Fallas locales	33
4. Metodología	34
4.1 Revisión bibliográfica y creación de la base de datos	34

4.2 Mapeo comparativo	35
4.3 Recolección de datos de campo	36
4.4 Trabajo de oficina	36
4.4.1 Procesamiento de datos estructurales.....	36
4.4.2 Elaboración del informe final	37
5. Resultados	37
5.1 Estado actual de conocimiento.....	37
5.2 Marco volcano-estructural	40
5.2.1 Tendencias de lineamientos y drenajes.....	40
5.2.2 Morfoestructuras	43
5.2.3 Procesamiento de datos y cálculo de tensores de esfuerzos	47
5.2.3.1 Diaclasas y foliación.....	49
5.2.3.2 Diques y venas	56
5.2.3.3 Rocas de falla.....	57
5.2.3.4 Análisis cinemático (planos estriados).....	61
6. Discusión.....	74
6.1. Tensores de esfuerzos	74
6.2. Control estructural del VNEC.....	77
7. Conclusiones	83
8. Recomendaciones y limitaciones	85
Referencias Bibliográficas	86

Lista de Tablas

	Pág.
Tabla 1. Estructuras volcánicas presentes en el área de estudio	29
Tabla 2 . Fallas regionales presentes en el Segmento Volcánico Norte	31
Tabla 3. Parámetros de los tensores obtenidos a partir de diaclasas (por sectores).....	56
Tabla 4. Parámetros primera inversión de tensores de esfuerzos a partir de planos estriados (por dominios)	67
Tabla 5. Parámetros segunda inversión de tensores de esfuerzos a partir de planos estriados (por ubicación al norte o sur de la zona)	68
Tabla 6. Parámetros de la tercera inversión de tensores de esfuerzos a partir de planos estriados (todos los datos)	68
Tabla 7. Parámetros cuarta inversión de tensores de esfuerzos a partir de planos estriados (según su ubicación respecto a la Falla de Palestina).....	69

Lista de Figuras

	Pág.
Figura 1. Localización geográfica de la zona de estudio	14
Figura 2. Tipos de volcanes monogenéticos según el estilo eruptivo.....	18
Figura 3. Transición entre volcanes monogenéticos <i>sensu stricto</i> y volcanes poligenéticos <i>sensu stricto</i>	18
Figura 4. Tipos de fallas y su relación con el tensor de esfuerzos.....	20
Figura 5. Indicadores cinemáticos	22
Figura 6. Geodinámica del NW de Suramérica	25
Figura 7. Mapa geológico y localización de los volcanes del noreste de Caldas	28
Figura 8. Mapa de señal analítica de campo magnético total y manifestaciones hidrotermales ..	39
Figura 9. Dominios estructurales	41
Figura 10. Tendencias de los lineamientos y fallas obtenidas en FracPaQ	42
Figura 11. Tendencias de los drenajes extraídos del MDE obtenidas en FracPaQ.....	43
Figura 12. Mapa de morfoestructuras asociadas a los lineamientos y fallas	44
Figura 13. Diaclasamiento y foliación (sectores Río Hondo y Puente Linda).....	49
Figura 14. Distribución espacial de los tensores a partir de diaclasas (por sectores)	52
Figura 15. Tensores de esfuerzos a partir de diaclasas (por sectores)	53
Figura 16. Dique en la estación AU-32 (sector Samaná) y venas estación AU-66 (sector El Edén)	56
Figura 17. Deformación dúctil.....	58
Figura 18. Deformación frágil	59

Figura 19. Roca de falla? relacionada con el Volcán Delgaditas	60
Figura 20. Cataclasita del Maar de San Diego.....	61
Figura 21. Representación de los planos estriados tomados en campo	62
Figura 22. Estrías de falla e indicadores cinemáticos identificados en campo	63
Figura 23. Mapa estructural del VNEC	64
Figura 24. Tensor general del VNEC	65
Figura 25. Cortes geológicos A-A' y B-B'	65
Figura 26. Distribución esquemática de los tensores obtenidos a partir de planos estriados	70
Figura 27. Tensores obtenidos a partir de planos estriados en los cuatro procesamientos	71
Figura 28. Hipótesis de la influencia del Bloque Chocó Panamá en el campo de esfuerzos del VNEC.....	76
Figura 29. Posibilidades estructurales para el ascenso de magma y emplazamiento de volcanes monogenéticos	80
Figura 30. Control estructural del VNEC	81

Lista de Apéndices

Apéndices adjuntos y pueden ser visualizados en el repositorio de la Biblioteca UIS

Apéndice A. Volcanes del noreste de Caldas

Apéndice B. Metodología para el trazado de lineamientos estructurales principales

Apéndice C. Coordenadas de las estaciones de campo

Apéndice D. Datos estructurales tomados en campo

Apéndice E. Diagramas rosas y cálculo de tensores a partir de diaclasas (por estaciones)

Resumen

Título: Estructuras geológicas y vulcanismo monogenético del noreste de Caldas, Colombia*

Autor: Angie Paola Uribe García**

Palabras Clave: Campo y tensores de esfuerzos, control estructural, Cuaternario, susceptibilidad, amenaza volcánica

Descripción: El emplazamiento en campos volcánicos monogenéticos está relacionado con el análisis de campos de esfuerzos tectónicos regionales y locales, contrastes reológicos, discontinuidades estratigráficas y la presencia de fracturas. En el noreste del departamento de Caldas, sobre el flanco oriental de la Cordillera Central, se han identificado una serie de edificios volcánicos monogenéticos (> 20 volcanes) que se distribuyen a ambos lados del trazo de la Falla de Palestina (NE-SW/NNE-SSW). Estos corresponden a domos, maares y diatremas de composición intermedia a ácida, entre andesita a dacita, e incluyen algunos de mayor complejidad como el Maar de San Diego, el Volcán El Escondido y el Complejo de Domos de Guadalupe. Este proyecto, analiza la relación entre las estructuras geológicas y el vulcanismo del noreste de Caldas a partir de insumos de sensores remotos y de tensores de esfuerzos calculados con indicadores cinemáticos medidos en campo, en conjunto con la correlación con anomalías magnéticas y la ubicación de fuentes hidrotermales. Esta integración y análisis permite proponer condiciones o posibilidades estructurales, tales como la intersección y curvas de fallas, fracturas de tensión y fallamiento normal, como generadoras de zonas abiertas que permiten el ascenso de fluidos hidrotermales y magma, y que pueden facilitar el emplazamiento del vulcanismo monogenético en el noreste de Caldas.

* Trabajo de Grado

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño. Doctor en Geociencias. Co-director: Ivan Darío Ortiz Martín. Magíster en Ciencias – Geología.

Abstract

Title: Geological structures and monogenetic volcanism of northeast Caldas, Colombia*

Author: Angie Paola Uribe García**

Key Words: Field and stress tensors, structural control, Quaternary, susceptibility, volcanic hazard

Description: The emplacement in monogenetic volcanic fields is related to the analysis of regional and local tectonic stress fields, rheological contrasts, stratigraphic discontinuities, and the presence of fractures. In the northeast of Caldas, on the eastern flank of the Central Cordillera, a series of monogenetic volcanic edifices (> 20 volcanoes) have been identified, distributed both sides of the Palestina Fault (NE-SW/NNE-SSW). These correspond to domes, maars, and diatremes of intermediate to acidic composition, between andesite to dacite, and include some of greater complexity such as the San Diego Maar, El Escondido volcano, and the Guadalupe Dome Complex. This project study the relationship between geological structures and volcanism in northeastern Caldas based on inputs from remote sensors and stress tensors calculated from field-measured kinematic indicators, together with the correlation with magnetic anomalies and thermal sources. This integration and analysis allow us to propose structural conditions, such as the intersection and curves of active faults, tension fractures and normal faulting, as generators of open zones that allow the ascent of hydrothermal fluids and magma, which can facilitate the emplacement of monogenetic volcanism.

* Undergraduate thesis

** Faculty of Physicochemical Engineering. School of Geology. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño. Geosciences Ph.D. Co-director: Iván Darío Ortiz Martín. MSc of Science – Geology.

Introducción

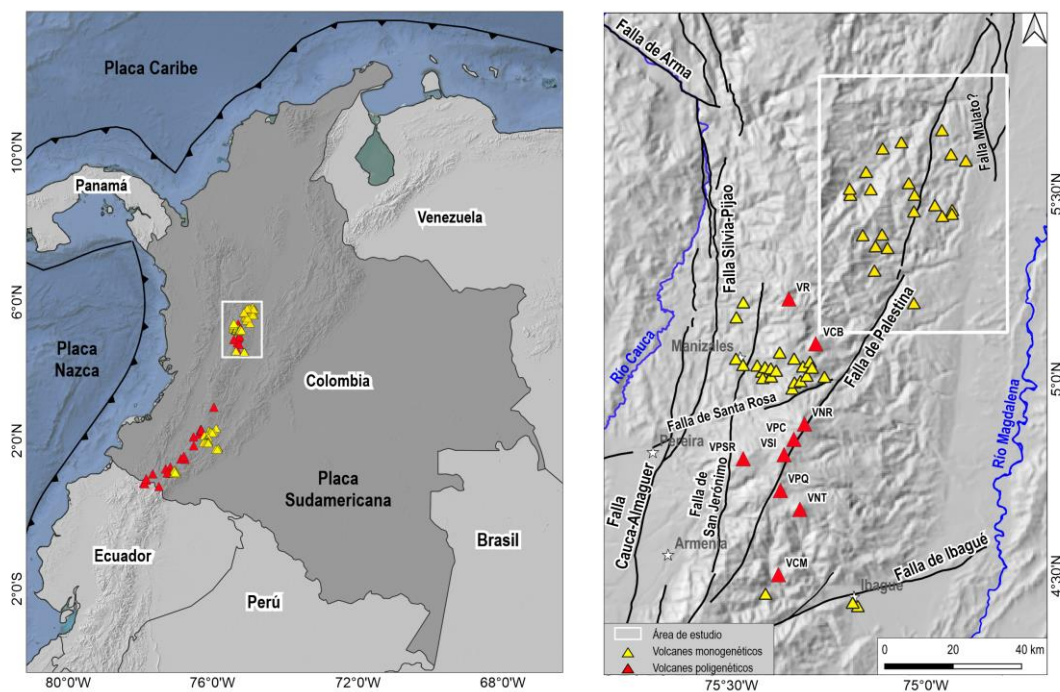
Por lo general, las investigaciones del vulcanismo en Colombia se han centrado en los volcanes poligenéticos activos, como son los volcanes Nevado del Ruíz, Cerro Machín, Doña Juana, Puracé y Galeras, entre otros (ej. Murcia *et al.*, 2008; Cortés–Jiménez, 2020; Ceballos-Hernández *et al.*, 2020; Navarro *et al.*, 2009; Pardo *et al.*, 2018; Bain *et al.*, 2018; Monsalve-Bustamante, 2020). En cambio, el estudio de los campos volcánicos monogenéticos es relativamente reciente. Se han llevado a cabo investigaciones en campos volcánicos monogenéticos basálticos en los departamentos de Huila (Kroonenberg *et al.*, 1982; Zuluaga, 2011; Monsalve *et al.*, 2020), Nariño, Putumayo (Rivera-Lara, 2021) y Tolima (Monsalve *et al.*, 2020). En el departamento de Caldas, se han identificado campos volcánicos monogenéticos de composición andesítica a dacítica, como Villamaría-Termale (Botero *et al.*, 2018) y Tapias-Guacaica (Vargas, 2020; Raigosa, 2021; Vargas *et al.*, 2023). Adicionalmente, en el noreste de Caldas, el Servicio Geológico Colombiano (SGC) ha identificado y estudiado una serie de estructuras volcánicas que se distribuyen en torno al trazo de la Falla de Palestina (NNE a NE) (Figura 1), a las que se refieren como “vulcanismo del noreste de Caldas” (Monsalve *et al.*, 2014; 2019; 2021; 2023a; 2023b). Estas corresponden al área de estudio de este proyecto, y algunas han sido estudiadas por autores como Ortiz (2015) y agrupadas por otros autores bajo el nombre de “Campo Volcánico Monogenético de Samaná” (Borrero *et al.*, 2016; Murcia *et al.*, 2019; Sánchez-Torres *et al.*, 2019; 2022).

Teniendo en cuenta que este tipo de vulcanismo es común en Colombia y que puede representar una amenaza para las poblaciones asentadas en un campo volcánico (ej. la erupción histórica del Parícutín en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, México; Larrea *et al.*,

2017), es necesario llevar a cabo investigaciones para identificar las áreas de mayor susceptibilidad volcánica, ya que esto permitirá establecer una base para evaluar la amenaza e implementar redes de monitoreo volcánico adecuadas en el futuro. Uno de los enfoques propuestos para establecer la susceptibilidad dentro de una metodología de evaluación de la amenaza en campos volcánicos monogenéticos, es el análisis del control estructural (Bartolini *et al.*, 2013), pero estos estudios son escasos en Colombia (ej. Ortiz, 2015; Botero *et al.*, 2018; Botero, 2022; Vargas *et al.*, 2023). El presente proyecto de investigación propone evaluar las fallas cartografiadas y lineamientos geológicos trazados a partir de imágenes de sensores remotos, e indicadores cinemáticos en escala meso (medidos en campo), para calcular tensores de esfuerzos y determinar su efecto en la distribución geométrica de las estructuras geológicas y su control en el emplazamiento de los volcanes monogenéticos del noreste de Caldas.

Figura 1

Localización geográfica de la zona de estudio



Nota. VR: Volcán Romeral; VCB: Volcán Cerro Bravo; VNR: Volcán Nevado del Ruíz; VPC: Volcán Paramillo del Cisne, VSI: Volcán Santa Isabel; VPQ: Volcán Paramillo del Quindío, VPSR: Volcán Paramillo de Santa Rosa, VNT: Volcán Nevado del Tolima; VCM: Volcán Cerro Machín. La ubicación de los volcanes del noreste de Caldas se toma de Monsalve *et al.* (2021; 2023b) y Sánchez *et al.* (2022), los volcanes poligenéticos y fallas según la cartografía de Gómez *et al.* (2020).

Planteamiento del problema

El interés en el análisis estructural del vulcanismo monogenético se debe a la aparente aleatoriedad que presenta en su localización y distribución. A diferencia de los volcanes poligenéticos, en los que se espera que una próxima erupción suceda por el mismo conducto o conductos (ej. Nakamura, 1977), el ascenso del magma en campos volcánicos monogenéticos y por tanto, el emplazamiento de un nuevo volcán monogenético, parece estar controlado por los esfuerzos tectónicos regionales y locales (Bolós *et al.*, 2015; Martí *et al.*, 2016), así como por la influencia de contrastes reológicos, discontinuidades estratigráficas y la presencia de fracturas (Martí *et al.*, 2017). En este sentido, identificar las variables volcano-estructurales que controlan el vulcanismo monogenético, puede ayudar a comprender su emplazamiento (Batolini *et al.*, 2013). En Colombia, aún son escasas las investigaciones en este tema, pero ya se ha avanzado para campos volcánicos como Villamaría-Termale (Botero, 2022) y Tapias-Guacaica (Vargas *et al.*, 2023). En los últimos años, se han llevado a cabo trabajos en el noreste de Caldas que realizan descripciones físicas, petrológicas y estructurales del vulcanismo monogenético (Monsalve *et al.*, 2014; 2015; 2019; 2021; 2023a; 2023b; Borrero *et al.*, 2016; Rueda-Rodríguez y Rodríguez, 2016; Rodríguez y Rueda-Rodríguez, 2018; Sánchez-Torres *et al.*, 2022). Ahora, es importante evaluar las variables volcano-estructurales que controlan su emplazamiento, con el fin de construir mapas estructurales que se puedan utilizar como insumo para la elaboración de mapas de susceptibilidad y amenaza volcánica en el futuro.

1. Objetivos

1.1 Objetivo general

Realizar un análisis del control estructural del vulcanismo del noreste de Caldas, como insumo para el desarrollo de una metodología de evaluación de la amenaza en campos volcánicos monogenéticos.

1.2 Objetivos específicos

Analizar la relación entre el vulcanismo monogenético y las estructuras geológicas de la zona de estudio considerando el estado actual del conocimiento.

Obtener tensores de esfuerzos a partir de indicadores cinemáticos identificados y medidos en campo para evaluar la relación de las estructuras geológicas con la ubicación y emplazamiento de los volcanes monogenéticos.

Definir el marco volcano-estructural de la zona de estudio haciendo uso de la cartografía geológica existente, insumos de teledetección, información geofísica, datos de campo y la ubicación de manifestaciones hidrotermales.

2. Marco teórico

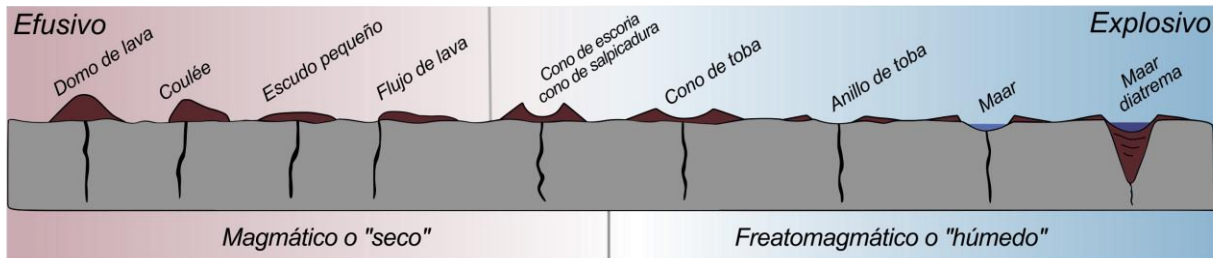
2.1 Vulcanismo monogenético

Los volcanes monogenéticos son estructuras volcánicas de pequeño volumen, generalmente $\leq 1 \text{ km}^3$, generadas a partir de una erupción continua o varias discontinuas en un período corto de tiempo, que puede ser desde semanas hasta años (Németh & Kereszturi, 2015). Autores como Smith & Németh (2017) consideran que la construcción de un edificio volcánico monogenético puede implicar más de un pulso magmático, fases eruptivas y/o cambios en el estilo de erupción, sin que se presente una evidencia clara de una ruptura temporal durante la duración de la actividad eruptiva. Este tipo de vulcanismo puede generar diferentes tipos de volcanes, tanto de erupciones magmáticas como domos de lava, *coulée*, pequeños escudos, flujos de lava, conos de escoria, de salpicadura y freato-magmáticas como conos y anillos de toba, maares, maares-diatrema (Murcia & Németh, 2020; Lorenz, 2007; Wohletz and Heiken, 1992; Cas & Wright, 1987) (Figura 2).

En sistemas volcánicos monogenéticos basálticos se considera que el magma no se acumula en cámaras magmáticas, en cambio, asciende a superficie desde el manto, o desde reservorios en la corteza cercanos a la superficie, o con poco tiempo de residencia (ej. Schonwalder-Ángel *et al.*, 2018), teniendo poca diferenciación magmática e interacción con la corteza en su paso (Smith & Németh, 2017). Mientras que los volcanes monogenéticos de composición intermedia a ácida, se asocian con evolución magmática durante el ascenso a partir de procesos como la cristalización fraccionada y asimilación cortical, lo que puede relacionarse con estancamientos intermedios de magma en la corteza o bajas tasas de ascenso del magma (Murcia *et al.*, 2019; Murcia & Németh, 2020; Sánchez-Torres *et al.*, 2022).

Figura 2

Tipos de volcanes monogénéticos según el estilo eruptivo

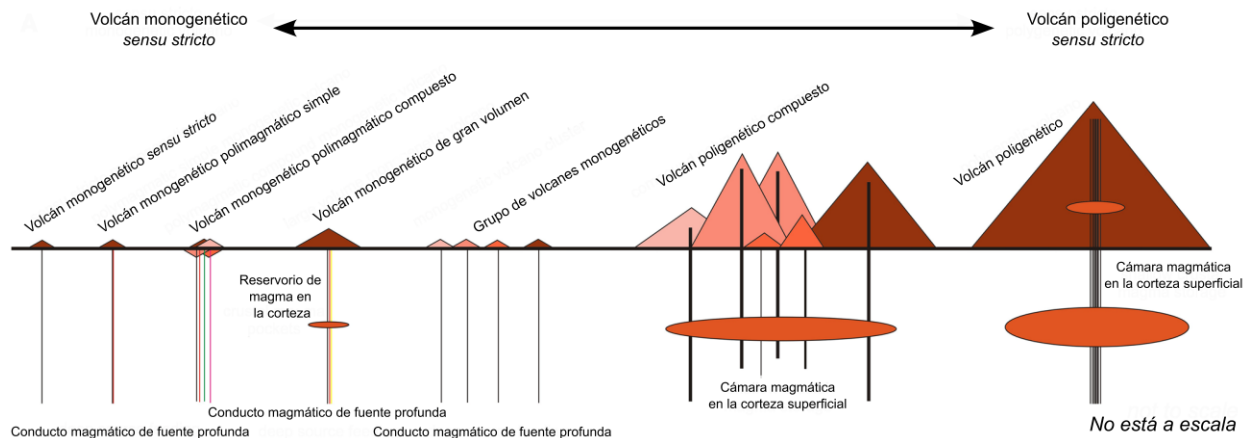


Nota. Tomada y modificada de Murcia & Németh, (2020).

El vulcanismo monogénico suele relacionarse con pequeños volúmenes, corta duración de la actividad eruptiva y un conducto volcánico simple. Sin embargo, Németh & Kereszturi (2015) explican la complejidad del término “monogénico” a través de un espectro de volcanes que se desvían de la definición *sensu stricto* y que pueden considerarse una transición entre volcanes monogénicos a poligenéticos en términos de aumento de volúmenes de magma, duración y complejidad de la actividad eruptiva (Figura 3). Los volcanes monogénicos pueden encontrarse formando *clústers*, alineados a lo largo de estructuras, en flancos de volcanes poligenéticos. El término “campo volcánico” describe un área donde se encuentran una variedad de estructuras volcánicas que pueden ser agrupadas por su relación espacial. A pesar de que este término suele relacionarse con volcanes monogénicos, puede usarse para agrupar volcanes mixtos entre monogénicos y poligenéticos, e incluso, solo volcanes poligenéticos (Cañón–Tapia, 2016).

Figura 3

Transición entre volcanes monogénicos sensu stricto y volcanes poligenéticos sensu stricto



Nota. Tomada y modificada de Németh & Kereszturi, (2015).

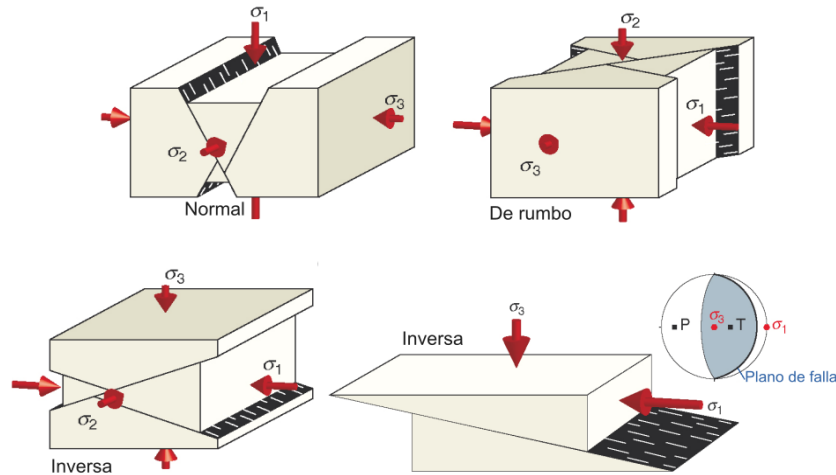
2.2 Análisis de geología estructural

Como se menciona en Botero (2022), el control estructural del vulcanismo monogénico se ha estudiado a partir del análisis de lineamientos relacionados con fracturas (ej. Campo Monogénico de La Garrotxa, Bolós *et al.*, 2015; Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, México en Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2020; Campo Monogénico de Villamaría – Termalés, Botero, 2022), análisis de la distribución y alineación de los volcanes (Le Corvec *et al.*, 2013) junto con análisis morfométricos (ej. volcanes poligénicos y monogénicos del Arco Volcánico de Java, Indonesia en Marliyani *et al.*, 2020; volcanes monogénicos de la Meseta de la Puna - NW Argentina, Haag *et al.*, 2019), e identificación anomalías de métodos geofísicos (ej. Campo Monogénico de Auckland, Cassidy & Locke, 2010). El análisis de poblaciones de fracturas de un área por lo general incluye la interpretación del campo de esfuerzos, es decir, la dirección de los tres esfuerzos principales: σ_1 , σ_2 , y σ_3 (Angelier, 1979) (Figura 4) representados generalmente usando el método de Diedros Rectos de Angelier & Mechler (1977). El cálculo de tensores de esfuerzos se puede realizar mediante mecanismos focales, indicadores cinemáticos medidos en campo (Delvaux & Sperner, 2003; Velandia, 2017), a partir de análisis

morfométricos (Santos *et al.*, 2022; Marliyani *et al.*, 2020; Tibaldi, 2015). A continuación se abordarán algunas consideraciones de cada uno de estos métodos.

Figura 4

Tipos de fallas y su relación con el tensor de esfuerzos



Nota. Tensor de esfuerzos en fallas netas normales, inversas y de rumbo. Tomada y modificada de Fossen (2010).

2.2.1 Mecanismos focales

Los mecanismos focales se representan como “balones de playa” y se derivan del análisis de la forma de las ondas generadas por un sismo, registradas por varios sismógrafos (al menos diez) distribuidos geográficamente alrededor del epicentro (Cronin, 2004). Un mecanismo focal representa gráficamente el tensor de esfuerzos que ocasionó el sismo por medio de ejes de presión (P) y tensión (T), establecidos considerando el vector de desplazamiento y ubicados entre el plano de falla que lo generó y un plano auxiliar (Delvaux & Sperner, 2003). El plano de falla por lo general se elige por asociación con las principales estructuras presentes en el área donde ocurrió el sismo (Toro y Osorio, 2005).

2.2.2 Indicadores cinemáticos

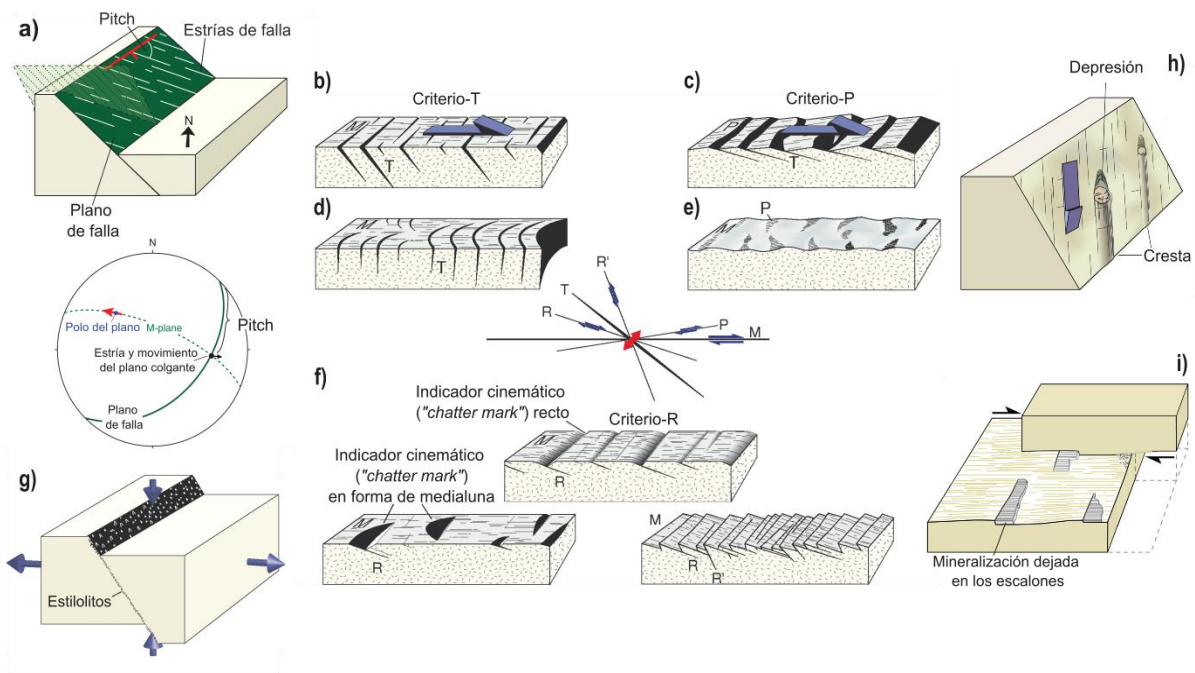
Los lineamientos estructurales pueden representar zonas de fracturamiento, fallas y/o contactos geológicos (Mabee *et al.*, 1994). Su discriminación se inicia a escala macro a partir del uso de sensores remotos (identificación de patrones en los drenajes y de morfoestructuras) y posteriormente se comprueban a escala meso con el reconocimiento y medición de planos estriados e indicadores cinemáticos como fracturas tipo riedel (R, R'), post-riedel (P, P'), fracturas de tensión (T), estilolitos, clivaje, además de diaclasas e indicadores de deformación dúctil (sigmoides tipo delta y sigma, entre otros) (Figura 5). El análisis de estos datos permite interpretar con cierta precisión la causa de la deformación observada (Forero-Ortega *et al.*, 2020), considerándolos una evidencia de la variación y propagación del campo de esfuerzos de un área (Angelier, 1984). De esta forma, al determinar tensores de esfuerzos locales usando los datos adquiridos en campo y estableciendo la similitud entre estos, se puede generar una representación de un tensor de esfuerzos más regional (Velandia, 2017; Forero-Ortega *et al.*, 2020).

Una consideración importante hecha por Angelier (1979) respecto a este método, es que cada población de fallas representa un solo evento tectónico, generado bajo un tensor de esfuerzos regional. Por lo tanto, es fundamental hacer una distinción en campo de eventos tectónicos sucesivos a partir de relaciones de corte, ya que algunas de las poblaciones de fallas se podrían relacionar con diferentes eventos tectónicos o paleo-esfuerzos. Sin embargo, el tensor de esfuerzos y la temporalidad de la deformación no siempre pueden establecerse en campo, por lo que puede hacerse mediante el tratamiento de los datos utilizando un *software* que considere los conceptos mecánicos de Anderson (1951) (en Velandia, 2017). Programas como TectonicsFP y Win-Tensor pueden usarse para obtener ejes de esfuerzos o de deformación, representados en

una red estereográfica donde se encuentran proyectadas las fallas de forma muy similar a los mecanismos focales (Fossen, 2010) (Figura 5a). El tensor de esfuerzos obtenido es además útil para inducir el movimiento de fallas por reactivación (Delvaux & Sperner, 2003).

Figura 5

Indicadores cinemáticos



Nota. a) Representación de un plano estriado en red estereográfica. b-c-d-e-f) Criterios T, P, R' y R, g) Estilolitos. h) *Ridge-in-groove lineations o tool marks*. i) Escalones mineralizados. Tomada y modificada de Fossen (2010) y Burg (2020).

2.2.3 Análisis morfométrico

La alineación de cráteres y la elongación de la base de edificios volcánicos puede usarse para deducir la orientación de diques y fracturas, que como resultado permiten inferir el tensor de esfuerzos local (ej. Santos *et al.*, 2022). Esta consideración se basa en que el magma asciende, dando lugar al emplazamiento de estructuras volcánicas, a través de nuevas fracturas

perpendiculares a la dirección del esfuerzo principal mínimo σ_3 (Nakamura, 1977) y a través de fracturas preexistentes paralelas o pseudo-paralelas al esfuerzo horizontal máximo SHmax (Le Corvec *et al.*, 2013). Éstas se denominan “fracturas de apertura” según la clasificación de Fossen (2010).

2.2.4 Métodos geofísicos

Métodos geofísicos como la aeromagnetometría, gravimetría y el paleomagnetismo han sido utilizados para estudiar el vulcanismo monogenético. Algunos autores han identificado una correlación entre anomalías magnéticas y la ubicación de volcanes monogenéticos, sugiriendo la presencia de cuerpos magnetizados debajo de los edificios volcánicos (Rout *et al.*, 1993). No obstante, la anomalía no necesariamente coincide con la ubicación del conducto volcánico, ni la forma de esta se puede relacionar directamente con la geometría del cuerpo que la genera. Estas consideraciones se deben a que la magnetización de las rocas depende en gran medida de la cantidad, tamaño, forma y distribución de los minerales ferromagnesianos presentes en el cuerpo (Keary *et al.*, 2002). Los mapas de anomalías aeromagnéticas también han servido para establecer la contemporaneidad entre edificios volcánicos a partir de las tendencias de estas anomalías (Cassidy *et al.*, 1999), que posteriormente se verifica a partir de datos geoquímicos. También para definir estructuras (Keary *et al.*, 2002) y revelar la complejidad magmática de algunos de los volcanes (ej. maares), más allá de lo que se puede interpretar a partir de los productos volcánicos aflorantes en superficie (Cassidy & Corinne, 2010).

Por otro lado, autores como Barde-Cabusson *et al.* (2014), describen la relación entre anomalías gravimétricas negativas y edificios volcánicos, sugiriendo que esta coincidencia se debe a la baja densidad de los depósitos volcánicos. Asimismo, cambios abruptos entre anomalías negativas, valores neutros y anomalías positivas pueden usarse para definir fallas.

2.2.5 Manifestaciones hidrotermales

El cruce de fallas, curvas, la terminación de fallas individuales y la rotación de bloques son configuraciones estructurales que producen apertura y en ocasiones esfuerzos de tensión, que pueden facilitar el ascenso de fluidos hidrotermales y la eventual localización de manifestaciones hidrotermales si se logran las condiciones de permeabilidad (Curewitz & Karson, 1997). Por ejemplo, en sectores cercanos al Volcán Nevado del Ruíz y en el sistema geotérmico de Paipa, se han realizado mapas y análisis estructurales aplicados a la exploración geotérmica, que describen la intersección o cruce de fallas y la rotación de bloques como facilitadores y generadores de zonas abiertas que permiten el ascenso de fluidos hidrotermales y magma (Velandia, 2003; Mejía *et al.*, 2012).

3. Marco geológico

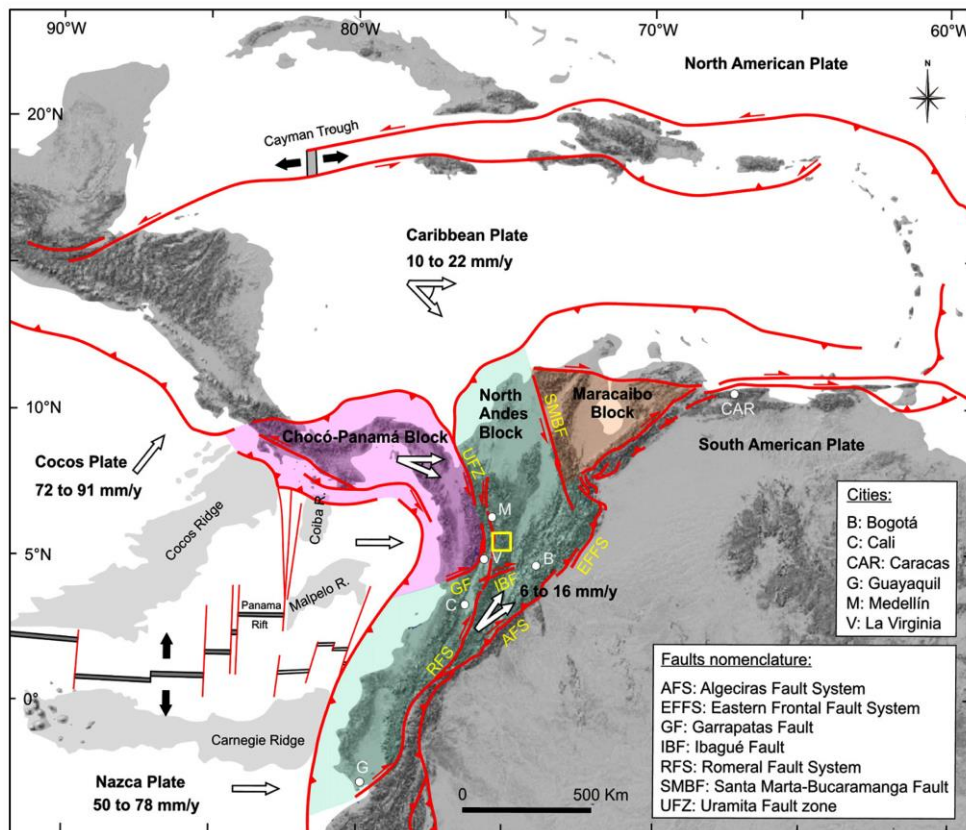
3.1 Tectónica

La geodinámica de los Andes de Colombia está controlada por la subducción de las placas de Nazca y Caribe bajo la placa Sudamericana, y su interacción con la Microplaca Coiba y el Bloque Chocó-Panamá (García-Delgado *et al.*, 2022), interacción que se ha relacionado con el campo de esfuerzos actual (Toro y Osorio, 2005) (Figura 6). El vulcanismo de Colombia hace parte de la Zona Volcánica Andina Norte (i.e. Stern, 2004), es resultado de la subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana (Cediel *et al.*, 2003) y se extiende hasta la latitud $\sim 5^{\circ}\text{N}$ - 6°N (ej. Sánchez-Torres *et al.*, 2022). Este se distribuye principalmente sobre la Cordillera Central y ha sido dividido en tres segmentos: el Segmento Volcánico Sur, el Segmento Volcánico Central y el Segmento Volcánico Norte (Hall & Wood, 1985; Monsalve-Bustamante, 2020). Diferentes autores han propuesto modelos para explicar la segmentación y el límite norte

del vulcanismo. Entre estos, la existencia de una discontinuidad en la que interactúan en profundidad dos losas con rumbo y ángulo de subducción diferentes conocida como "*Caldas Tear*" aproximadamente a los 5.6°N (Vargas & Mann, 2013), o el cambio en el ángulo con que subduce la placa Nazca (Wagner *et al.*, 2017; Fandiño, 2020). El marco tectónico local involucra el vulcanismo más septentrional del Segmento Volcánico Norte, con fallamiento principal en dirección N-S a NNE y algunas estructuras importantes en dirección NWW-SEE y NE-SW (Bohórquez *et al.*, 2015).

Figura 6

Geodinámica del NW de Suramérica



Nota. El recuadro amarillo corresponde al área de estudio de este proyecto. Tomada y modificada de Suter *et al.* (2008), Taboada *et al.* (2000).

Se han definido cuatro eventos magmáticos para los Andes de Colombia durante el Cenozoico (Marín-Cerón *et al.*, 2019 en Sánchez-Torres, 2022), los cuales incluyen, (1) el emplazamiento de cuerpos hipoabisales a lo largo del valle del Cauca-Patía (CV) entre los 17 a 6 Ma, (2) la depositación de las rocas volcánicas de la Formación Combia dentro de la paleocuenca de Amagá entre 12 a 6 Ma, (3) la depositación entre los 6 y 3 Ma de las rocas volcánicas de la Formación Irra a lo largo del CV medio y rocas volcánicas en el sector Paipa-Iza en la Cordillera Oriental y (4) el vulcanismo del país dentro de la Zona Volcánica Norte activa, desde hace 3 Ma al presente.

3.2 Geología regional y local

La zona de estudio, denominada por Monsalve *et al.* (2021; 2023b) como “vulcanismo del noreste de Caldas”, se encuentra entre las latitudes 5°N y 6°N, sobre el flanco oriental de la Cordillera Central, al noreste del Complejo Volcánico Nevado del Ruíz (Figura 1). El noreste de Caldas (Figura 7) comprende parte de las planchas geológicas (a escala 1:100.000) 167, 168, 187, 188, 206 y 207 del Servicio Geológico Colombiano (SGC), donde afloran rocas metamórficas Paleozoicas? a Permo-Triásicas Jurásicas del Complejo Cajamarca (Maya & González, 1995; Blanco *et al.*, 2023 en Restrepo & Toussaint, 2020), intrusivos como el Batolito de Sonsón, del Jurásico según González (1980), pero descrito por Leal-Mejía (2011) como un intrusivo compuesto que puede ser dividido en dos eventos: Permo-Triásico al sur y Paleoceno hacia al norte, franjas de intrusivos néisicos y anfibolitas del Permo-Triásico (Feininger *et al.*, 1972), granitoides con edades del Cretácico Temprano como el Complejo Ígneo de Samaná y del Cretácico Tardío como el Stock de Mariquita, rocas ígneas del Paleoceno y Eoceno como los stocks de Florencia, Norcasia, La Miel y El Hatillo, unidades sedimentarias del Cretácico como la Formación Abejorral y el Horizonte Fosilífero de Berlín, del Neógeno como la Formación

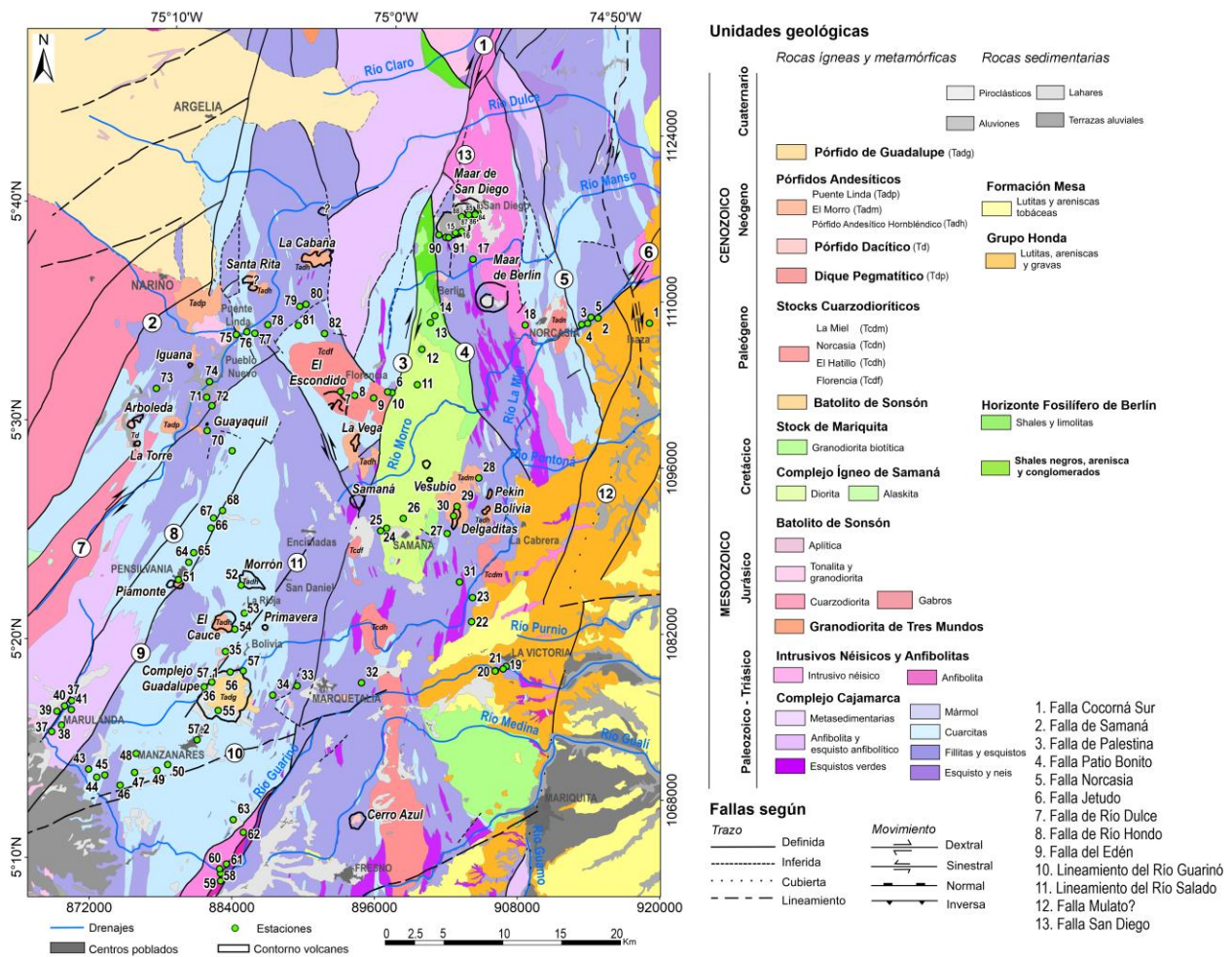
Mesa y el Grupo Honda, además de pórfidos andesíticos y dacíticos del Neógeno y Pleistoceno como los pórfidos de Río Dulce, El Morro y Puente Linda. Discordantemente se encuentran depósitos volcanoclásticos y hacia el SE aflora parte de la secuencia sedimentaria del Valle Medio del Magdalena (Feininger *et al.*, 1972; Barrero y Vesga, 1976; Gómez *et al.*, 2020).

En el noreste de Caldas se presentan una serie de cuerpos volcánicos originados tanto por erupciones explosivas como efusivas (Monsalve-Bustamante, 2020; Sánchez-Torres *et al.*, 2022) con productos volcánicos de afinidad calco-alcalina y composición intermedia a ácida, entre andesita a dacita (Murcia *et al.*, 2019). Estas estructuras volcánicas se distribuyen en torno al trazo de la Falla de Palestina (NE-SW / NNE-SSW). Corresponden principalmente a domos, maares, diatremas y algunas estructuras más complejas como el Maar de San Diego, el Volcán El Escondido y el Complejo de Domos de Guadalupe (Monsalve *et al.*, 2014; 2015; 2016; 2019; 2020; 2021; 2023; 2023b; Monsalve & Arcila, 2016; Rueda-Gutiérrez y Rodríguez, 2016; Borrero *et al.*, 2016; Murcia *et al.*, 2019; Rueda-Gutiérrez, 2019; Sánchez-Torres, 2017; 2022; Sánchez-Torres *et al.*, 2019; 2022). En total se consideran 22 volcanes en este estudio ubicados según las estructuras volcánicas presentadas en Monsalve *et al.* (2021) y Sánchez-Torres *et al.* (2022), además de otras geoformas circulares (Apéndice A – Figura A1). En la Tabla 1 se relaciona el tipo de estructura identificada, la altura del edificio y edad que se conoce para algunas de éstas y para el pórfido de Puente Linda. La altura promedio de los edificios volcánicos oscila entre los 200 y 600 m, pero existen excepciones notables como el conjunto de domos del Complejo de Domos de Guadalupe, que puede alcanzar una altura de 1.031 m (medida tomada desde el domo más bajo del complejo y la cima del domo Guadalupe). Por otro lado, hay estructuras como el Maar de Berlín, que se extienden bajo la superficie y su profundidad llega a los -145 m. El volumen de los edificios volcánicos está en un rango de -

0,102 km³ (Maar de Berlín) y 0,995 km³ (La Cabaña), y un volumen que fuera del rango de 3,745 km³ del Complejo de Domos de Guadalupe (Monsalve *et al.*, 2021). Para el área, diferentes autores han reportado edades por varios métodos de datación, en un rango entre 2.4 Ma a 14.000 años.

Figura 7

Mapa geológico y localización de los volcanes del noreste de Caldas



Nota. Las unidades geológicas y las fallas se recopilan de las planchas a escala 1:100.000 de Feininger *et al.* (1970); Barrero y Vesga (1976a; 1976b); González *et al.* (1980a; 1980b); Mosquera *et al.* (1998); Gómez *et al.* (2020) y Leal-Mejía (2011). La ubicación de los volcanes se toma de Monsalve *et al.* (2021) y Sánchez-Torres *et al.* (2022). Modificado de Monsalve *et al.* (2021). Se incluyen las estaciones de campo del presente estudio.

El Servicio Geológico Colombiano (SGC) ha investigado las estructuras volcánicas del noreste de Caldas desde el año 2014 y ha publicado informes técnicos y artículos sobre sus resultados. Actualmente, el SGC está llevando a cabo un proyecto denominado “Caracterización del Vulcanismo del NE de Caldas”, en el cual se incluye el presente estudio. Este vulcanismo también se ha incluido dentro de la denominada “Provincia Vulcano-Tectónica de San Diego – Cerro Machín” (PVTSC), un área geográfica que incluye varios complejos y/o campos volcánicos, constituida por estructuras volcánicas mayores como el denominado en ese mismo trabajo Complejo Volcánico Nevado del Ruiz (CVNR) y otros volcanes poligenéticos como Romeral, Cerro Bravo, Cerro Machín, entre otros (Martínez *et al.*, 2014). Murcia *et al.* (2019) incluye dentro de esta provincia a los denominados campos volcánicos monogenéticos de Pijaos, Villamaría-Termal y Samaná. Y en este sentido, algunos de los edificios volcánicos que se consideran en el presente estudio, se han agrupado bajo el nombre de Campo Volcánico Monogenético de Samaná (Borrero *et al.*, 2016).

Tabla 1

Estructuras volcánicas presentes en el área de estudio

	Nombre	Altura (m)	Volumen (km ³)	Edad ¹⁴ C (años)	Edades K/Ar	Edades Ar-Ar y U-Pb (ka)	Referencia
1	El Escondido (domo San Lucas, domo Pela Huevos y anillo piroclástico)	241	0,066	21.590 ± 598			Monsalve <i>et al.</i> (2015) ¹ ; (2019) ² ; (2021) ³ ; Rueda-Gutiérrez (2019) ⁴ Sánchez-Torres <i>et al.</i> (2019) ⁵
				Cal. AP;			
				33.550 ± 280			
				Cal.AP		55 ± 23,6 ⁴	
				36.030 ± 380		154 ± 38,2 ⁴	
Cal. AP ³ ;							
38.553 ± 596							
Cal. BP							
37.484 ± 798							
Cal. BP ⁵							
2	Complejo de domos Guadalupe	1031	3,745	50.102 ± 31 y			Monsalve <i>et al.</i> (2021) ³ ; Sánchez-Torres <i>et al.</i> (2022) ⁵
				14.568 ± 0	0,05 ± 0,04 Ma ⁵	665 ± 98,1 ³	
				Cal.AP ³			

<i>Maares</i>						
3	San Diego (dos maares, cono de toba y plug*)	228*	0,006*	20.553 ± 193; 28.522 ± 597; 27.079; 44.628 Cal.AP ³ 20.056 ± 93 Cal.BP ⁶	89 ± 4,4 ka ⁴	Monsalve <i>et al.</i> (2015);(2021) ³ Rueda-Gutiérrez (2019) ⁴ Sánchez-Torres <i>et al.</i> (2022) ⁵ Borrero <i>et al.</i> (2016) ⁶ Monsalve <i>et al.</i> (2014)
4	Berlín	-145	-0,102			
<i>Diatremas</i>						
5	Arboleda	670	-		2.300 ± 100 ⁷	Monsalve <i>et al.</i> (2021) Leal-Mejía (2011) ⁷
6	La Torre	-	-			Monsalve <i>et al.</i> (2021)
7	Vesubio	177	0,009			Monsalve <i>et al.</i> (2021)
8	Guayaquil	-	-			Leal-Mejía (2011) ⁷
<i>Domos</i>						
9	Bolivia	339	0,149			Monsalve <i>et al.</i> (2021)
10	Cerro Azul		0,165			
11	Delgaditas	392	0,157			Monsalve <i>et al.</i> (2021)
12	El Cauce	532	0,502			Monsalve <i>et al.</i> (2021)
13	La Cabaña	608	0,995		400 ± 100 ⁷	Monsalve <i>et al.</i> (2021)
14	La Vega	368	0,491			Monsalve <i>et al.</i> (2021)
15	Morrón	634	0,478		1,32 ± 0,06 Ma	Monsalve <i>et al.</i> (2021); Sánchez-Torres <i>et al.</i> (2022) ²
16	Norcasia (?)**	-	-	16.919 ± 629 Cal.AP ⁵		Sánchez-Torres <i>et al.</i> (2022) ⁵
17	Pekín	220	0,04			Monsalve <i>et al.</i> (2021)
18	Piamonte	242	0,032		0,46 ± 0,04 Ma ⁵	842 ± 70,5 ³ Monsalve <i>et al.</i> (2021) ³ Sánchez-Torres <i>et al.</i> (2022) ⁵
19	Primavera	186	0,013			Monsalve <i>et al.</i> (2021)
20	Samaná	303	0,112			Monsalve <i>et al.</i> (2021)
21	Santa Rita	-	-			Monsalve <i>et al.</i> (2021)
22	Iguana	-	-			Monsalve <i>et al.</i> (2023b)
<i>Hipoabisales</i>						
23	Pórfido de Puente Linda	413	-		1.200 ± 100 ⁷	Leal-Mejía (2011) ⁷

Nota. Basada en la información de Monsalve *et al.* (2014; 2015; 2019; 2021; 2023b), Leal-Mejía (2011), Borrero *et al.* (2016), Rueda-Gutiérrez (2019), Sánchez-Torres *et al.* (2019; 2022). *Medidas del plug. ** No reconocen el tipo de volcán. Tomada y modificada de Monsalve *et al.* (2021).

3.2.1 Estructuras mayores

El Segmento Volcánico Norte está enmarcado regionalmente por una serie de fallas mayores: el Sistema de Fallas de Romeral (San Jerónimo, Silvia-Pijao, Cauca-Almaguer), las fallas de Palestina, Santa Rosa, Ibagué, Arma, Mulato? entre otras, que durante su evolución geológica y por sus relaciones de corte han favorecido el emplazamiento de eventos magmáticos (Cárdenas *et al.*, 2004) desde el Cretácico tardío hasta la actualidad en la Cordillera Central (Cediel *et al.*, 2003). De estas estructuras, sólo la fallas de Palestina y Mulato? se encuentran dentro del área del presente estudio. También se presentan lineamientos morfológicos regionales en direcciones principalmente NEE-SWW y NWW-SEE, algunos reconocidos como fallas. En la Tabla 2 se presenta la descripción de algunas de estas fallas mayores y más detalladamente en el texto se describe a la Falla de Palestina. En el apartado de resultados se abordarán con mayor detalle las fallas, lineamientos reportados y observados en la zona de estudio.

Tabla 2

Fallas regionales presentes en el Segmento Volcánico Norte

Nombre de la falla	Rumbo	Tipo	Referencia
<i>Falla de Palestina</i>	NNE - SSW	Dextral	Feininger (1970) Feininger <i>et al.</i> (1972)
		Dextral (?)	Cortés (1990)
		Sinistral – inversa	París <i>et al.</i> (2000)
	NNE – SSW	Inversa – sinistral	Mejía <i>et al.</i> (2012)
	NE – SW	Inversa – dextral	
<i>Falla de Santa Rosa</i> (se extiende desde Pereira hasta Honda) ¹	NE - SW	Dextral	Guzmán <i>et al.</i> (1998) en Mejía <i>et al.</i> (2012)
		Sinistral - normal	Bohórquez <i>et al.</i> (2015) ¹
		Inversa – dextral	Mejía <i>et al.</i> , (2012) (hacia el N del VNR)

Falla de Ibagué (atraviesa la Cordillera Central extendiéndose hasta el valle del río Magdalena) ¹	NEE-SWW	Dextral	Paris & Romero (1994) Montes <i>et al.</i> (2005) ¹
Falla de Arma (en el flanco occidental de la Cordillera Central controlando el cauce del río Arma ¹ ; prolongación de su trazo como segmentos escalonados) ²	NW-SE	“Falla de tensión que se desarrolló durante el Mioceno Tardío asociada con la depositación de la Formación Combia de origen volcánico” ² Sinistral	González-Iregui (2003) ¹ ; Cárdenas <i>et al.</i> (2004) ² Bohórquez <i>et al.</i> (2015)

Nota. Basada en la información de Feininger (1970); Feininger *et al.* (1972); Cortés (1990); Paris & Romero (1994); Guzmán *et al.* (1998); París *et al.* (2000); González-Iregui (2003); Cárdenas *et al.* (2004); Montes *et al.* (2005); Mejía *et al.* (2012).

3.2.1.1 Falla de Palestina. La cinemática, grado de actividad y evolución del Sistema de Fallas de Palestina, y concretamente de la Falla de Palestina, han estado en discusión desde 1969 – 1970, y aún en la actualidad no se tiene claridad en algunos aspectos (Cárdenas *et al.*, 2004). Feininger (1970) y Feininger *et al.* (1972) consideran la Falla de Palestina como una falla inactiva, de rumbo N a NNE, con una extensión de más de 350 km y un desplazamiento de 27.7 km (estimado al norte de la Falla de Jetudo). A partir de relaciones de corte con el Batolito Antioqueño, Feininger (1970) sugiere un movimiento dextral durante el Aptiano – Albiano. Cortés (1990) presenta un análisis local de la Falla de Palestina, entre los ríos La Miel y Guarinó; zona que se encuentra dentro del área del presente estudio. La describe como una amplia zona de fractura con un rumbo N15°E, un buzamiento de 85° hacia el W y cinemática dextral. Además, a partir del análisis de familias de diaclasas, determina un tensor de esfuerzos con SHmax σ_1 en dirección N30°W para explicar un movimiento dextral de Palestina, pero al revisar los datos presentados en el artículo, este tensor de esfuerzos (determinado a partir de familias de diaclasas conjugadas) explica mejor una cinemática sinistral. En París *et al.* (2000) se describe a la Falla

de Palestina como una estructura que se extiende desde el sureste de Antioquia hasta el norte del Volcán Nevado del Ruíz, con rumbo $N^{\circ} \sim 14W$, buzando con un ángulo moderado a alto hacia el W y cinemática sinistral-inversa. Además, menciona que el movimiento dextral reportado por Feininger (1970) probablemente es viejo y que el movimiento para el Cuaternario es sinistral, con una tasa de movimiento de 0.2 – 1 mm/año. Por otro lado, Mejía *et al.* (2012) realizan un análisis estructural al NE del Volcán Nevado del Ruíz (VNR), donde, a partir de datos de estrías medidos en lavas de éste, determinan un campo de esfuerzos actual (Pleistoceno-Holoceno) con esfuerzo máximo principal en dirección NWW-SEE (120° en azimut). Con base en este campo de esfuerzos, concluyen que la cinemática de la falla de Palestina varía según la dirección de su trazo: cuando se presenta con un rumbo N-S será de cinemática inversa-sinistral, mientras en las zonas donde el trazo es más NE-SW (casi perpendicular al SHmax) la cinemática sería inversa-dextral.

3.2.2 Fallas locales

Las fallas locales como Samaná, Río Dulce, Río Hondo y El Edén son cartografiadas como estructuras NE-SW a NNE-SSW que controlan gran parte de los cauces por donde se presentan (González-Iregui, 1980; González-Iregui, 2001) (Figura 7). La Falla de Río Dulce es descrita por González-Iregui (1980) como una falla de rumbo dextral, mientras que para Samaná y Río Hondo, menciona que su cinemática es difícil de determinar dado que están cubiertas por productos volcánicos y por la ausencia de bloques correlacionables. Otra de las estructuras principales del noreste de Caldas es el Lineamiento del Río Guarinó (NEE-SWW) presente al sur de la zona de estudio, además de las estructuras NNW-SSE a N-S que se presentan al norte de la zona de estudio como contactos entre las litologías (por segmentos), como las fallas Norcasia, Patio Bonito y San Diego (i.e. Page, 1986). La Falla Norcasia pone en contacto litologías que

conforman el Complejo de Cajamarca y es descrita por Page (1986) como inversa buzando hacia el E. La Falla Patio Bonito pone en contacto el Complejo Cajamarca y el Complejo Ígneo de Samaná. La Falla San Diego cruza el Maar de San Diego y según Page (1986), la morfología indica un desplazamiento de 50 a 70 m, donde la parte oriental está más elevada que la occidental (donde se encuentra la laguna de San Diego).

4. Metodología

Para llevar a cabo los objetivos específicos del proyecto de investigación se estableció la siguiente metodología: (1) revisión bibliográfica y creación de la base de datos del proyecto, (2) mapeo comparativo de lineamientos y de morfoestructuras, (3) recolección de datos de campo, (4) procesamiento de datos estructurales y (5) trabajo de oficina.

4.1 Revisión bibliográfica y creación de la base de datos

Para analizar la relación entre el vulcanismo monogenético y las fallas geológicas de la zona de estudio considerando el estado actual del conocimiento, se consultaron artículos científicos, tesis de pregrado y posgrado, e informes técnicos del Servicio Geológico Colombiano (SGC). Para la creación de la base de datos del proyecto, se descargaron e incluyeron insumos de uso libre o proporcionados por el proyecto “Caracterización del Vulcanismo de NE Caldas” de la División de Geoamenazas del SGC (Monsalve *et al.*, 2021; 2023a; 2023b). Los insumos corresponden a mapas geológicos a escala 1:500.000, 1:150.000 y 1:100.000 y la base cartográfica de estas planchas, modelos digitales de elevación (MDE), y de relieve en rojo (RRIM) obtenido en QGIS por integrantes del SGC, levantamientos magnéticos

(señal analítica de campo magnético total), geoservicios WMS (ubicación de fuentes termales) y la ubicación de la mayoría de los volcanes fue proporcionada por integrantes del SGC.

4.2 Mapeo comparativo

Los lineamientos se identificaron y trazaron de forma manual, utilizando un MDE de 12.5 metros de resolución espacial del satélite ALOS PALSAR disponible de forma gratuita en el portal de la NASA <https://search.asf.alaska.edu/en> y se complementaron con el uso de filtros direccionales procesados en SAGA, la capa de RRIM e imágenes satelitales de Google Earth Pro. El trazado se realiza con base en la metodología de Mabee *et al.* (1994) (Apéndice B), la cual consiste en tres fases: (1) mapeo de lineamientos, (2) comparación de lineamientos y (3) análisis de tendencias o dominios de fracturamiento, los cuales se describen a continuación.

1. Mapeo de lineamientos: Varios observadores trazan lineamientos estructurales usando diferentes insumos de sensores remotos y a diferentes escalas con base en criterios geológicos y geomorfológicos (ej. trazado de morfoestructuras). Los datos de longitud y rumbo (en azimut) de los lineamientos se guardan en una base de datos.

2. Comparar lineamientos trazados e identificar lineamientos coincidentes: Se determinan cuáles de los lineamientos trazados por los observadores coinciden y pueden ser considerados “reales” (alrededor de 5° de diferencia en azimut de rumbo y separación de $\pm 1 - 2$ mm a escala 1:20.000, aproximadamente 30 m a esa escala). Aquellos lineamientos que no son subparalelos o no se superponen se eliminan y los coincidentes se representan como uno solo.

3. Establecer tendencias o “dominios” de fracturamiento: Se plotea el rumbo de los lineamientos para crear diagramas rosa y se comparan con los mapas geológicos, por ejemplo. Los lineamientos que muestran una correlación con las estructuras mapeadas en la zona de

estudio se conservan y/o se nutre la capa para continuar con el análisis. Estos dominios o direcciones preferenciales de fracturamiento se pueden complementar con el trabajo de campo.

4.3 Recolección de datos de campo

Se realizaron las siguientes transectas en el noreste de Caldas para adquirir datos estructurales (Apéndice C): (1) vía Norcasia – Florencia y tomando rutas laterales sobre la vía Florencia – San Diego, (2) vía La Victoria – Samaná, (3) vía Manzanares – Marulanda, (4) vía Manzanares – Petaqueros y (5) vía Manzanares – Pensilvania – Puente Linda. El trabajo de campo consistió en la toma y organización de datos estructurales de planos de falla estriados, diaclasas, foliación, venas, diques entre otros, que permitieron enriquecer la base de datos para el cálculo y análisis de tensores de esfuerzos. La toma y organización de los datos de planos estriados incluye la asignación en campo de su confiabilidad. Cuando ésta es baja se asigna un porcentaje de 60% clasificado como “supuesto (S)”, de 70%-80% si el dato es “probable (P)” y de 90%-100% si se puede considerar “cierto o seguro (C)” (Velandia, 2017). Estas categorías (S, P y C) son tenidas en cuenta por Win-Tensor durante la inversión de los datos.

4.4 Trabajo de oficina

4.4.1 Procesamiento de datos estructurales

Según Delvaux & Spenser (2003), se pueden utilizar planos estriados, fracturas de tensión (ej. diaclasas plumosas, fracturas en échelon, venas mineralizadas, diques), fracturas de cizalla (ej. diaclasas conjugadas) y de compresión (ej. clivaje) para invertir tensores de esfuerzos. El procesamiento de los datos se basa en la metodología presentada por estos autores y resumida en Velandia (2017). Inicialmente, con las observaciones de campo, se separan los datos que muestren multi-temporalidad a partir de relaciones de corte o superposición (o se vigilan durante el procesamiento). Posteriormente, desde el *software* Win-Tensor 5.8 se realiza una segunda

homogeneización de los datos de manera visual a partir del análisis de coherencia mecánica con base en el círculo de Mohr y la proyección de los planos de falla y estrías en el estereograma (Figura 5a), y del análisis estadístico de los histogramas de frecuencia, que permiten asegurar el tratamiento de poblaciones homogéneas de datos (Velandia, 2017). Una vez se realizan estas supervisiones y filtros, los datos se invierten usando el método de Diedros Rectos Mejorado (IRD) y si es posible, con los datos restantes se invierten usando el método de Optimización Rotacional (RO), para obtener el o los tensores de esfuerzos.

4.4.2 Elaboración del informe final

En esta última fase se analizaron las variables volcano-estructurales incluidas en este estudio. Se generaron tendencias de lineamientos y drenajes en FracPaQ, diagramas rosa en GeoRose, que se complementaron con el cálculo y análisis de tensores de esfuerzos en Win-Tensor, para así determinar las zonas de apertura que puedan ser catalogadas como susceptibles a la ocurrencia de vulcanismo monogenético en el área de estudio. Además, se elabora el informe final del proyecto de investigación donde se incluyen y discuten los resultados por medio de salidas gráficas como mapas, figuras y fotografías de campo.

5. Resultados

5.1 Estado actual de conocimiento

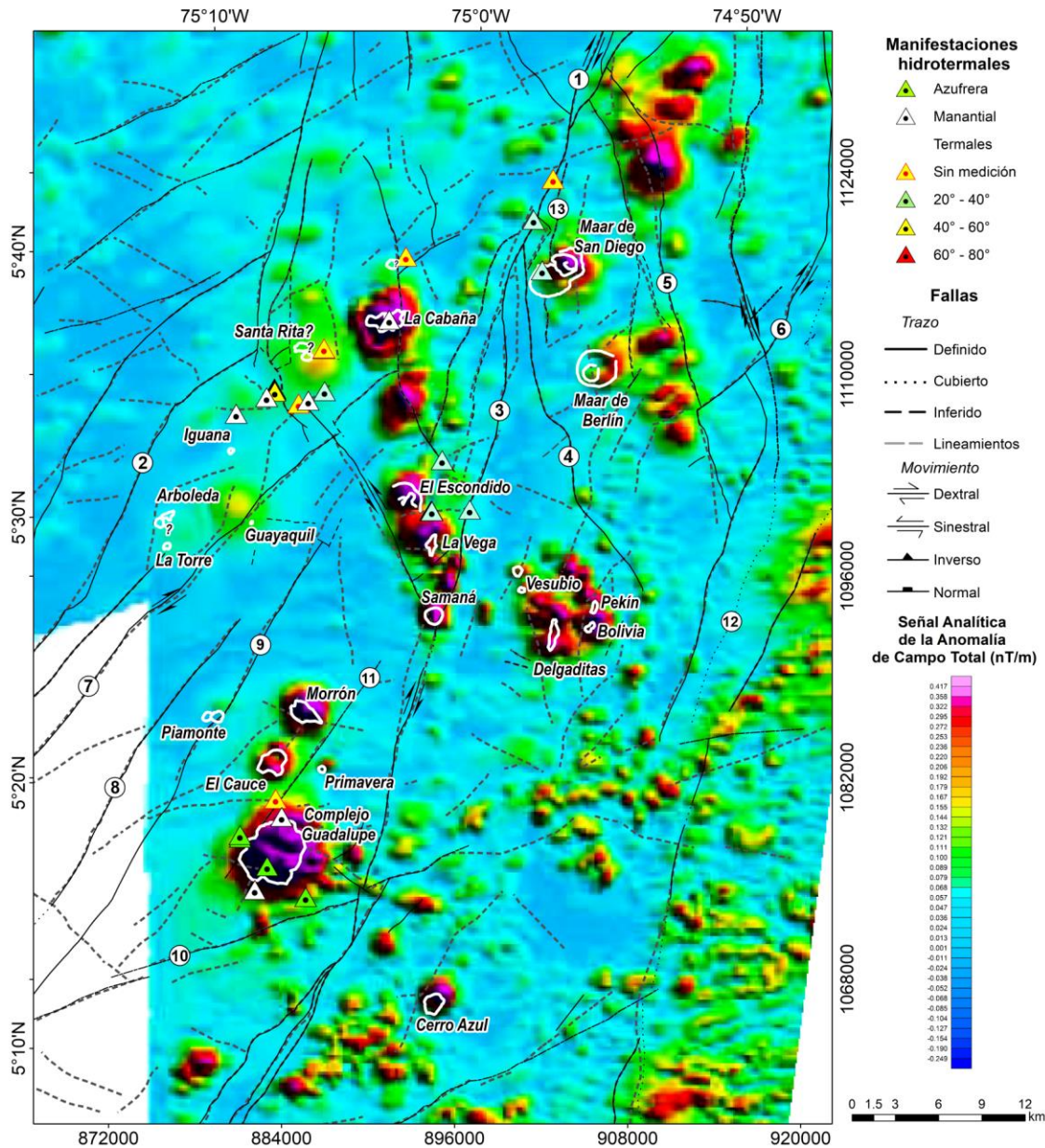
En la Figura 8 se muestra la superposición de la señal analítica de campo magnético total (TMA), los volcanes y las fuentes termales de la zona de estudio. También se incluyen los lineamientos trazados usando el MDE de 12.5 m siguiendo los pasos descritos en el apartado 4.2. Según Puentes *et al.* (2021), la TMA resalta los contornos de las fuentes magnéticas del subsuelo

e identifica las fuentes de las anomalías magnéticas. Se puede ver que existe una coincidencia entre las anomalías positivas de TAM y los volcanes monogenéticos identificados en el noreste de Caldas (observación previamente hecha por Monsalve *et al.*, 2023b), excepto para Arboleda, La Torre, Iguana y Piamonte. Para el caso de Guayaquil y Santa Rita la señal tiene una baja intensidad. También se presentan anomalías positivas significativas en las que no se han reportado volcanes monogenéticos hasta el momento, destacando una importante en la esquina noreste de la zona de estudio.

Según el Inventario Nacional de Manifestaciones Hidrotermales del SGC y Monsalve *et al.* (2021) que se muestra en la Figura 8, se presentan fuentes termales, que pueden ser azufreras, manantiales y termales, en su mayoría a lo largo de estructuras con dirección NE, ~N-S, NEE y NWW, en cercanías de los volcanes San Diego, El Escondido, el pórfido de Puente Linda y los volcanes Santa Rita y La Cabaña, con temperaturas entre los 30°C y 44°C (Rueda-Gutiérrez y Rodríguez, 2016), además en el Complejo de Domos de Guadalupe (Monsalve *et al.*, 2021). En Ortiz y Alfaro (2011) y Rueda-Gutiérrez y Rodríguez (2016) se presenta con mayor detalle la ubicación, nombres y describen las características fisicoquímicas de algunas de estas fuentes termales. En concreto, de norte a sur (Figura 8), se presentan termales en el Maar de San Diego, manantiales en La Cabaña y termales en el lineamiento con dirección N-S que limita orientalmente este volcán, azufreras y termales al E de Santa Rita, termales en El Escondido, además de azufreras y manantiales en el Complejo de Domos de Guadalupe y termales sobre el Lineamiento del Río Salado que limita occidentalmente a este complejo de domos. En cercanías al Pórfido de Puente Linda se presenta una importante cantidad de manantiales y termales. La Falla de Palestina controla termales con temperaturas entre 20°C - 40°C en cercanías de los volcanes San Diego y El Escondido.

Figura 8

Mapa de señal analítica de campo magnético total y manifestaciones hidrotermales



Nota. Superposición de la capa de señal analítica de campo magnético total y manifestaciones de fuentes hidrotermales. 1: Falla Cocorná Sur, 2: Falla de Samaná, 3: Falla de Palestina, 4: Falla Patio Bonito, 5: Falla Norcasia, 6: Falla Jetudo, 7: Falla de Río Dulce, 8: Falla de Río Hondo, 9: Falla del Edén, 10: Lineamiento del Río Guarinó, 11: Lineamiento del Río Salado, 12: Falla Mulato?, 13: Falla San Diego. La capa de señal analítica se puede consultar como geoservicio del SGC. Las anomalías termal se recopilan del Inventario Nacional de Manifestaciones

Hidrotermales del SGC (<https://hidrotermales.sgc.gov.co/>) y Monsalve *et al.* (2021). Las fallas y su cinemática se toman de la cartografía 1:100.000 y 1:500.000 (Feininger *et al.*, 1970; Barrero y Vesga, (1976a; 1976b); González *et al.*, (1980a; 1980b); Mosquera *et al.*, 1998; Gómez *et al.*, 2020).

5.2 Marco volcano-estructural

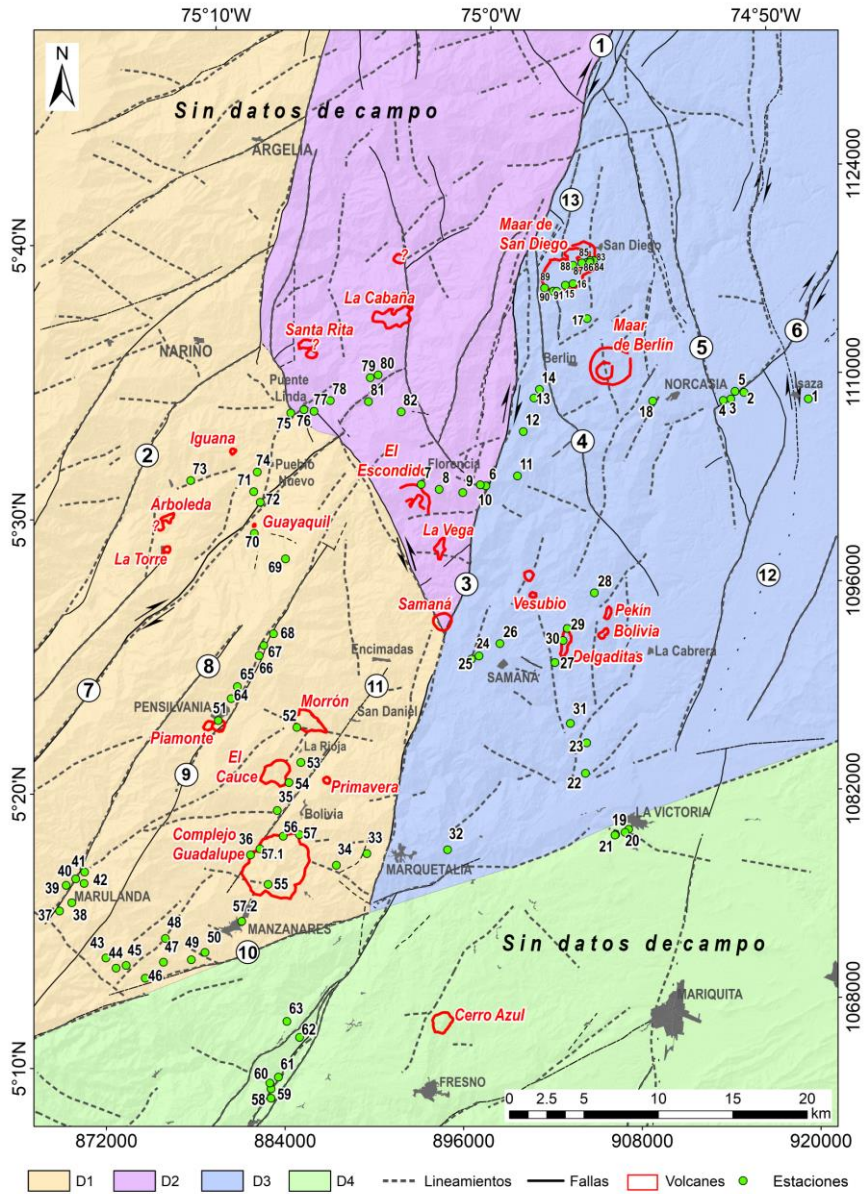
En este apartado se describirán lineamientos, drenajes, morfoestructuras y el procesamiento de los datos de campo tomados en el noreste de Caldas. Dada su extensión, la zona de estudio se dividió en cuatro dominios estructurales de acuerdo con el cambio en la dirección de las estructuras principales y la ubicación del vulcanismo monogenético. La Falla de Palestina, el Lineamiento del Río Guarinó y la falla en dirección aproximada NW-SE cercana al corregimiento de Florencia corresponden con los límites de estos dominios (Figura 9).

5.2.1 Tendencias de lineamientos y drenajes

Las fallas y lineamientos en el noreste de Caldas tienen un rumbo predominantemente NE-SW a NNE-SSW, pero también se presenta una gran cantidad de lineamientos transversales a estos, NWW – SEE (similar a la Falla de Arma) y NEE – SWW (similar a las fallas de Santa Rosa e Ibagué). Siguiendo la metodología descrita en el apartado 4.2 y evaluando los trazos definidos en la cartografía, se estableció una capa de lineamientos y fallas principales (Apéndice B - Figura B1c). Sin embargo, durante la identificación de morfoestructuras que se describirá en otro apartado, se agregaron algunos otros lineamientos, en su mayoría cortos, que complementan esta capa. En general, los lineamientos mayores se asocian con las fallas definidas por el SGC y en trabajos como Suter *et al.* (2008), Bohórquez *et al.* (2015) y Ortiz (2015), con excepción de la Falla del Edén. Al sur del área de estudio, los lineamientos identificados en este trabajo relacionados con la falla definida como Falla del Edén muestran que cambia su dirección de NE-SW a NEE-SWW, en comparación con los trazos de la cartografía.

Figura 9

Dominios estructurales



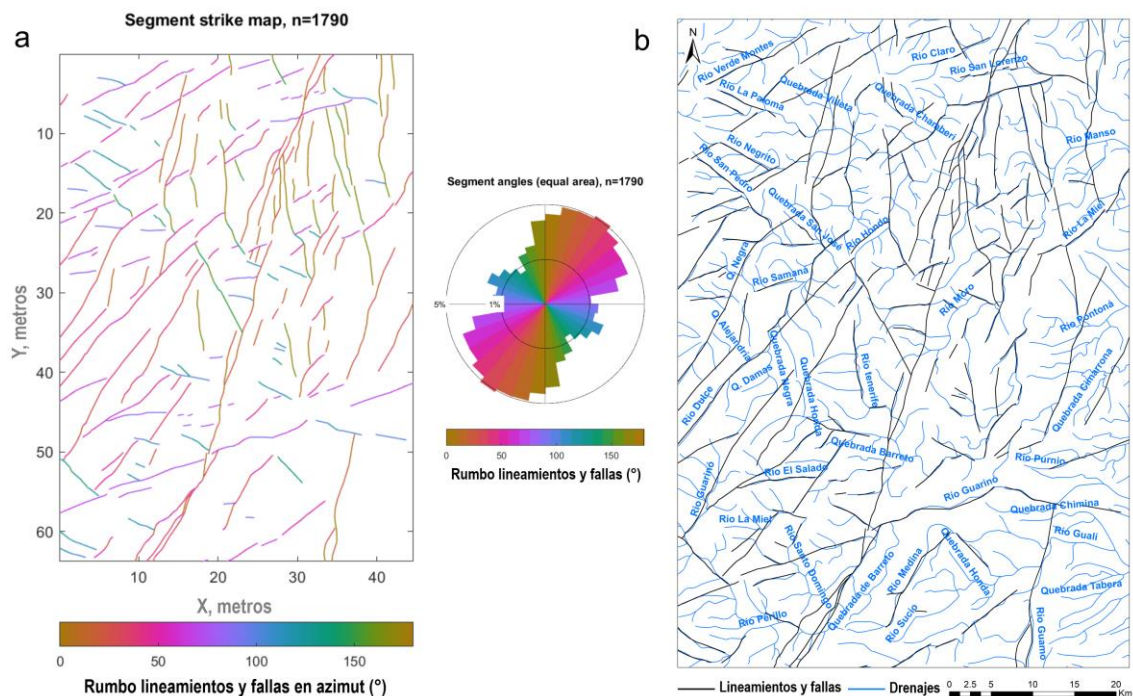
Nota. Dominios estructurales del VNEC establecidos con base en el cambio de dirección de las estructuras principales. D1: Dominio 1, D2: Dominio 2, D3: Dominio 3, D4: Dominio 4. 1: Falla Cocorná Sur, 2: Falla de Samaná, 3: Falla de Palestina, 4: Falla Patio Bonito, 5: Falla Norcasia, 6: Falla Jetudo, 7: Falla de Río Dulce, 8: Falla de Río Hondo, 9: Falla del Edén, 10: Lineamiento del Río Guarinó, 11: Lineamiento del Río Salado, 12: Falla Mulato?, 13: Falla San Diego. Las

fallas y su cinemática se toman de la cartografía 1:100.000 y 1:500.000 (Feininger *et al.*, 1970; Barrero y Vesga (1976a; 1976b); González *et al.*, (1980a; 1980b); Mosquera *et al.*, 1998; Gómez *et al.*, 2020).

La capa de lineamientos y fallas se analiza en FracPaQ, obteniendo una tendencia predominante entre los 30° y 40° de azimut, secundarias entre los 10°-30°, 50°-70°, y transversales a 110° y 120° (Figura 10a). También se extrajeron drenajes del MDE de 12.5m (Figura 11) y estos se analizaron dividiéndolos por órdenes de drenaje de la siguiente forma: a) orden 1 al 3, b) orden 4 al 7, con el objetivo de determinar si el comportamiento a ambas escalas es similar. Para ambos casos, el análisis en FracPaQ permitió determinar tendencias principales W-E (entre 90°-100°) y N-S (entre 0° y 10°), además de menores NE-SW (40°) y NWW-SEE (120°). Cabe destacar que las tendencias NE-SW y NWW-SEE coinciden con los lineamientos principales, sugiriendo control de estas estructuras en los drenajes (Figura10b).

Figura 10

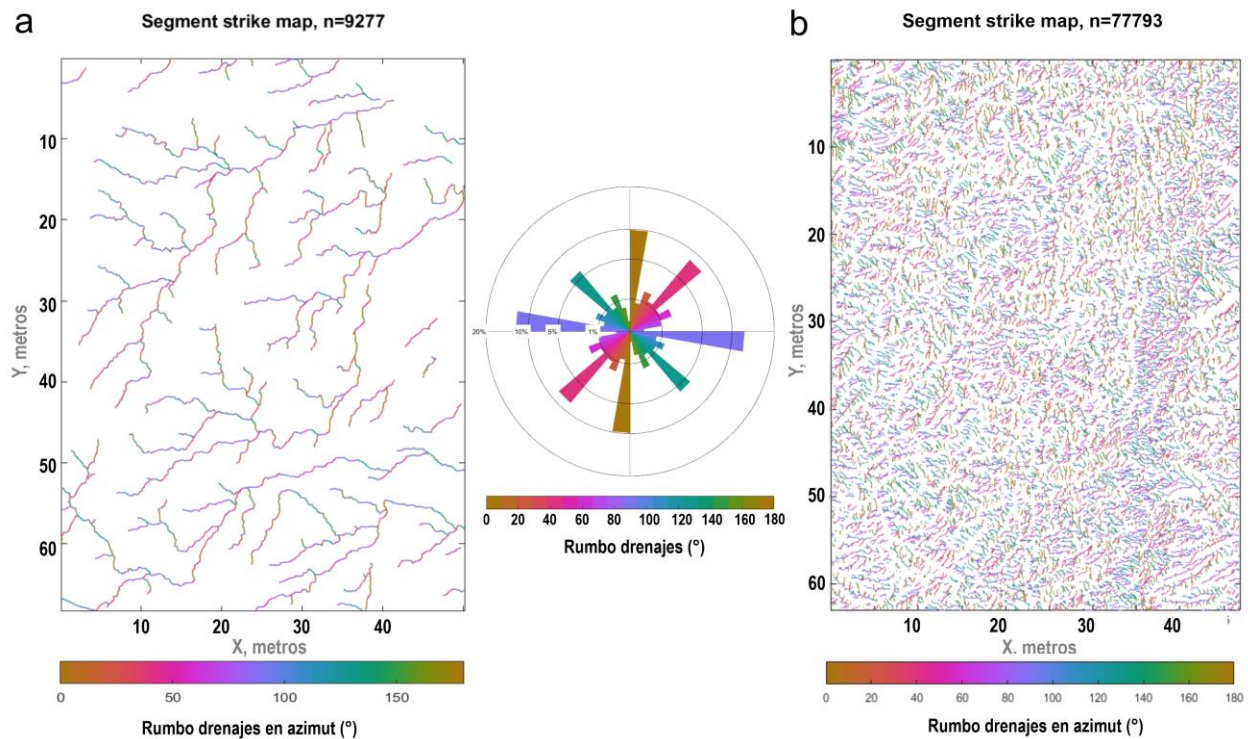
Tendencias de los lineamientos y fallas obtenidas en FracPaQ



Nota. a) Tendencias de los lineamientos y fallas trazados a partir del análisis remoto, generadas en FracPaQ. b) Superposición de los principales drenajes y la capa de fallas y lineamientos.

Figura 11

Tendencias de los drenajes extraídos del MDE obtenidas en FracPaQ



Nota. Tendencias de los drenajes extraídos del MDE de 12.5 m para los órdenes a) 1 al 3, b) 4 al 7. En ambos casos el diagrama rosa generado por FracPaQ es el mismo.

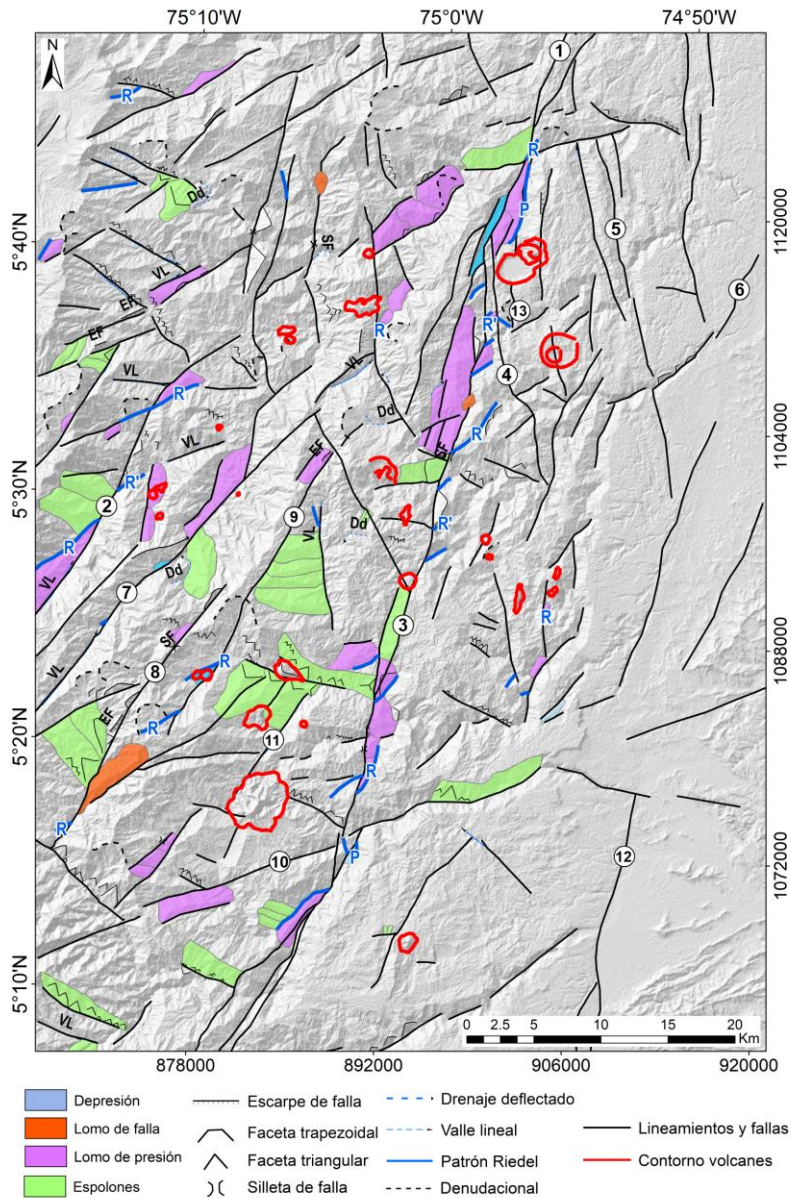
5.2.2 Morfoestructuras

Se determinaron morfoestructuras asociadas los lineamientos trazados (Figura 12), las cuales corresponden principalmente a lomos de presión, espolones, espolones facetados y facetas triangulares a trapezoidales. En algunos sitios son silletas, lomos y escarpes de falla. También se identificaron valles lineales y drenajes deflectados, además de fracturas sintéticas y antitéticas en ciertas fallas, que se muestran en un patrón Riedel (R, R' y P, principalmente). A

continuación se describirán los rasgos geomorfológicos identificados de acuerdo con la dirección de las estructuras y en particular para la Falla de Palestina.

Figura 12

Mapa de morfoestructuras asociadas a los lineamientos y fallas



Nota. Mapa de morfoestructuras asociadas a los lineamientos y fallas trazados. EF: Escarpe de falla, SF: Silleta de falla. Dd: Drenaje deflectado, VL: Valle lineal, R: Riedel o falla sintética, R':

Anti-riedel o falla antitética, P: Post-riedel. 1: Falla Cocorná Sur, 2: Falla de Samaná, 3: Falla de Palestina, 4: Falla Patio Bonito, 5: Falla Norcasia, 6: Falla Jetudo, 7: Falla de Río Dulce, 8: Falla de Río Hondo, 9: Falla del Edén, 10: Lineamiento del Río Guarinó, 11: Lineamiento del Río Salado, 12: Falla Mulato?, 13: Falla San Diego.

Falla de Palestina

La Falla de Palestina en la mayor parte del noreste de Caldas tiene una dirección NNE-SSW ($N10^{\circ} - 20^{\circ}E$). Sin embargo, hacia el sur cambia ligeramente su orientación a $N20^{\circ} - 40^{\circ}E$ al ser cortada por el Lineamiento del Río Guarinó ($N70^{\circ}E$). Este lineamiento está marcado por el cambio en la dirección del río de NE-SW a NEE-SWW, entre los municipios de Manzanares y Marquetalia (Figura 7). La Falla de Palestina presenta ligeras diferencias morfológicas en su trazo al ser interceptada por lineamientos con una dirección similar a la del Lineamiento del Río Guarinó. Entre el primero de estos lineamientos (en la esquina noreste de la zona de estudio) y uno que se encuentra al sur del Volcán El Escondido, la zona de daño de la Falla de Palestina es más ancha, ya que presenta varios lomos que ocurren a lo largo de fracturas R (sintéticas al trazo principal) y saltos de la falla, mientras que desde este lineamiento hasta Guarinó el trazo es más simple, aunque presenta morfoestructuras similares. En el contacto fallado entre el Complejo de Cajamarca y el Complejo Ígneo de Samaná sobre el tramo Florencia – Berlín (Figura 7), se reconoce morfológicamente un lomo de falla y varios lomos de presión que se originan por saltos hacia la izquierda de la falla, que sugieren una cinemática inversa – dextral para Palestina en este sector (plano de falla buzando hacia el W). No obstante, por encima de este contacto, en cercanías del Maar de San Diego, se identificó una cuenca en un salto a la izquierda y un lomo hacia la derecha que ocurre a lo largo de una fractura P, lo que podría estar mostrando un cambio en la cinemática de dextral a sinistral en este sector, sin embargo, en este no se tienen datos de planos estriados y se necesitan más evidencias para comprobar esto. El patrón riedel y los lomos

de presión son rasgos que se pueden relacionar con un comportamiento principalmente transpresivo de la Falla de Palestina, pero que puede presentar tectónica distensiva local y reciente, como se menciona en trabajos como Bohórquez *et al.* (2005).

Estructuras NNE-SSW a NE-SW

Se reconocen principalmente en los dominios 1 y 4, pero se presentan en todo el noreste de Caldas. Controlan ríos como el Salado, Río Dulce, Río Hondo y parte del Río Samaná, además del Río Guarinó en la parte sur. Presentan una expresión geomorfológica caracterizada por lomos de presión, espolones y espolones facetados. De manera similar a Palestina, se identificaron algunos lomos de presión que ocurren a lo largo de fracturas R o en saltos hacia la izquierda en tramos de las fallas de Río Dulce y Samaná, las cuales además marcan por sectores el contacto entre cuarcitas del Complejo Cajamarca y el Batolito de Sonsón, características que se pueden asociar con un comportamiento dextral-inverso. Estructuras NE-SW limitan a los domos Cerro Azul, Guadalupe y Piamonte. Hacia el noroeste de la zona de estudio, la Falla de Samaná corta el Pórfido de Puente Linda.

Estructuras NW-SE a NNW-SSE - NS

Estas estructuras se presentan principalmente hacia el norte y noreste del área de estudio. La expresión geomorfológica corresponde a facetas triangulares a trapezoidales en su trazo, y es común que se presenten como contactos entre las litologías que conforman el Complejo Cajamarca, o entre éste y unidades más recientes. Por ejemplo, la Falla Patio Bonito pone en contacto esquistos de Cajamarca con el Complejo Ígneo de Samaná, mientras que las fallas con dirección NNW-SSE que se encuentran hacia el borde noreste de la zona de estudio están relacionadas con la foliación del basamento y a contactos con franjas de intrusivos néisicos, como se menciona en Ortiz (2015). Estructuras con rumbo similar cortan a los mares de Berlín

y San Diego, y hacia el oeste de la zona de estudio limitan las diatremas de Arboledas y La Torre. En el dominio 2, el trazo de estas estructuras NNW se curva hacia el norte y su dirección es más N-S. Así, estas interrumpen las fallas del dominio 1. Por su forma cóncava, la presencia de facetas triangulares (aunque difíciles de identificar) y formación de escarpes, estas fallas pueden presentar un comportamiento normal local dentro del contexto de la zona de estudio. Estas fallas alinean las anomalías aeromagnéticas en este dominio (Figura 8) y una de ellas limita al oriente al Volcán La Cabaña, controlando a su vez las ocurrencias termales. Lineamientos con rumbo NNW-SSE similares a estos se encuentran entre los domos de Delgaditas, Pekín y Bolivia al sureste de la zona de estudio (Figura 9).

Estructuras Transversales

Se identifican lineamientos en direcciones NWW-SEE y NEE-SWW discontinuos y más cortos. Estas estructuras controlan los ríos Samaná (hacia el norte), Manso, La Miel, Morro, Salado y otras quebradas. Presentan frecuentemente facetas triangulares a trapezoidales y algunos espolones facetados. Limitan a volcanes como El Escondido, La Vega, Morrón y Guadalupe. En este grupo también se encuentra el Lineamiento del Río Guarinó, el cual presenta espolones y algunos lomos de presión en su trazo.

En todo el noreste de Caldas se identifican geoformas semicirculares, algunas sobre el trazo de los lineamientos marcados. Estas atrapan drenajes de bajo orden (1 a 3) y posiblemente indiquen erosión remontante de los drenajes y/o coronas de deslizamientos. Esto, en conjunto con otras expresiones morfológicas como los valles lineales, pueden sugerir actividad reciente de las fallas sobre las que se presentan, como por ejemplo, la Falla El Edén y Río Dulce.

5.2.3 Procesamiento de datos y cálculo de tensores de esfuerzos

El trabajo de campo tuvo una duración de 15 días, en los que se realizaron un total de 91

estaciones (Figura 9). Se tomaron datos estructurales en 80 de estas estaciones, en nueve (9) se realizó descripción de depósitos volcánicos y en dos (2) se identificaron rasgos morfoestructurales. Se recopilaron datos estructurales de rocas de falla, planos estriados, diaclasas, foliación, venas, localmente diques y clivaje (Apéndice D). Estos datos fueron tomados en rocas metamórficas, ígneas intrusivas, volcánicas y sedimentarias. En la zona de estudio predominan las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca, en las que se realizaron 65 estaciones, mientras que seis (6) en rocas ígneas intrusivas, ocho (8) en volcánicas y una (1) en sedimentarias. Además, de manera general se controlaban los cambios litológicos y se hicieron 10 panorámicas rápidas para identificar los volcanes y otros rasgos morfoestructurales. Cabe mencionar que se identificaron rocas porfíricas que no están en la cartografía de la Figura 7. Específicamente, rocas volcánicas en las estaciones AU-71 y AU-72, y un contacto entre cuarzomonzonitas y rocas volcánicas sobre un lineamiento antitético al Lineamiento del Río Guarinó que se ubica en cercanías del municipio de La Victoria (AU-20) (Figura 9), sin embargo, en estas últimas podrían corresponder a un dique.

En el Apéndice E (Figura E1, E2, E3, E4, E5, E6, E7, E8) se presentan diagramas rosa de los datos de diaclasas, foliación, venas, clivaje y diques tomados en cada dominio. Inicialmente se observó cierta dispersión en los datos por la distribución de las estaciones y la cantidad recolectada para la extensión del área. Por esta razón y buscando analizar toda la zona, se agruparon estaciones y se establecieron sectores dentro de cada dominio, teniendo en cuenta la litología, cercanía entre sí y su relación con lineamientos y/o los volcanes monogenéticos y el análisis de los diagramas rosa. Los cambios en la dirección de la foliación (y su comparación con los de la cartografía a escala 1:100.000), junto con las tendencias del diaclasamiento resultó importante para realizar la sectorización, la cual se describe a continuación.

5.2.3.1 Diaclasas y foliación. El diaclasamiento en la zona de estudio tiende a ser transversal a la foliación, pero también se presentan diaclasas longitudinales y oblicuas a ésta (Figura 13a, 13b, 13c). En el dominio 1, la foliación es predominantemente NNE-SSW y NEE-SWW, con cambios hacia el NNW-SSE en cercanías a la Falla de Río Dulce a la altura del corregimiento de Pueblo Nuevo, a localmente W-E sobre el trazo de la Falla del Edén y en la zona donde se interceptan la Falla de Río Hondo con los lineamientos asociados a la Falla del Edén (Figura 13d, Apéndice E - Figura E2). En el dominio 2 la foliación es ~N-S, mientras que en el dominio 3 varía de NNW-SSE a NNE-SSE de norte a sur en la zona de estudio, con un dato anómalo de foliación W-E en el basamento cercano al Maar de San Diego (Apéndice E - Figura E6). Las cuarcitas que afloran al occidente de las franjas del intrusivo néisico y anfibolita en el dominio 4 tienen foliación NE-SW.

Figura 13

Diaclasamiento y foliación (sectores Río Hondo y Puente Linda)



Nota. Ejemplos de diaclasas tomadas en el Complejo Cajamarca. a) Diaclasas conjugadas que permiten inferir un σ_1 aproximadamente NEE-SWW con una familia NS transversal a esta tendencia subparalela a la foliación (AU-75 sector Puente Linda, en esquistos) b) Diaclasas subhorizontales con rumbo NW-SE (AU-44 sector Río Hondo, en cuarcitas) y c) Diaclasas en cuarcitas (AU-46 sector Río Hondo) que permiten inferir un σ_1 aproximadamente NW-SE,

transversal a la foliación. d) Relación entre la foliación y el diaclasamiento W-E en la estación AU-041 (esquistos, sector Río Hondo).

Los datos de foliación tomados en campo muestran similitud con los de la cartografía a escala 1:100.000, excepto para el contacto entre el Complejo Cajamarca y el Complejo Ígneo de Samaná (AU-25) y el Pórfido El Morro (AU-27) en el dominio 3. En campo se tomó un dato con rumbo N-S a NE-SW (Apéndice E - Figura E6), pero según la cartografía (plancha 188; Barrero y Vesga, 1976a) son E-W, un dato anómalo y particularmente similar en rumbo a la foliación tomada en el Maar de San Diego, sugiriendo que la intrusión del magma afecta y bascula la foliación.

Teniendo en cuenta que la mayor cantidad de datos de fracturas recolectados en campo corresponden a diaclasas, éstas se procesaron para obtener tensores de esfuerzos por estaciones. Los parámetros y los tensores calculados se muestran en la Apéndice E – Tabla E1. De esta forma, considerando los cambios en la foliación descritos anteriormente, la distribución y los tensores obtenidos por estaciones, los cuatro (4) dominios se subdividieron en sectores para simplificar el análisis y determinar las tendencias preferenciales. El dominio 1 en los sectores "Río Dulce", "El Edén", "Río Hondo" y "Domos"; el dominio 2 en los sectores "Florencia" y "Puente Linda"; el dominio 3 en "Norcasia – San Diego" y "Samaná"; y el dominio 4 incluye los sectores "La Victoria" y "Petaqueros", los cuales agrupan las estaciones que se encuentran dentro de ellos (Figura 14). Luego, se calcularon tensores a partir de diaclasas para estos sectores, separando los datos tomados en rocas volcánicas o el basamento que rodea los volcanes, ya que en su mayoría mostraban un comportamiento diferente. El resultado de esta inversión se muestra en la Figura 14 y los tensores y sus parámetros en la Figura 15 y Tabla 3, respectivamente. En total se procesaron 563 planos de diaclasas, clasificados como de tensión (T) o cizalla (M) según

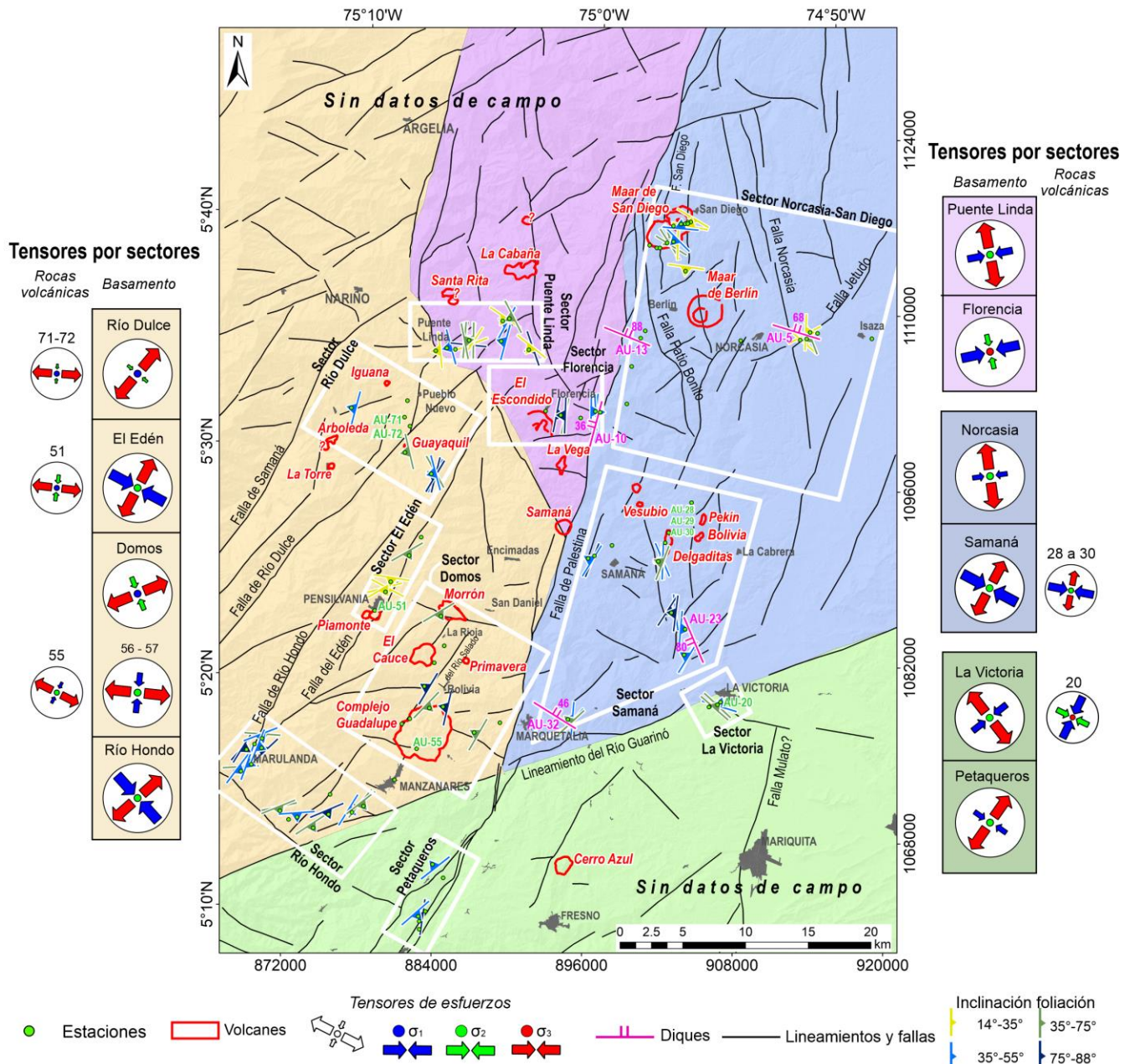
la relación observada en campo y el análisis de los diagramas rosa, y se incluyeron dos (2) datos de clivaje. En general, los tensores obtenidos por sectores muestran el esfuerzo máximo horizontal (SHmax) paralelo a la familia principal de diaclasas en cada estación y en su mayoría se genera una familia ~perpendicular a esta.

En el dominio 1, el esfuerzo máximo horizontal (SHmax) tiene dirección NW-SE, mostrando régimen de distensión para el sector Río Dulce y de transurrencia para los sectores El Edén y Río Hondo, a NNW-SSE en el sector "Domos" con régimen de distensión para el basamento, pero en las cuarcitas que rodean al Complejo de Domos de Guadalupe (AU-56 y AU-57) es NNE-SSW. Por su parte, el dominio 2 muestra un comportamiento de las diaclasas similar en ambos sectores (Puente Linda y Florencia), con SHmax en dirección NEE-SWW (79° AR en promedio), bajo régimen de transurrencia en Puente Linda y compresión en Florencia. Este último se puede relacionar con el comportamiento particularmente transpresivo descrito para la Falla de Palestina en esta zona a partir de los rasgos morfoestructurales y el contacto litológico entre el Complejo Cajamarca y el Complejo Ígneo de Samaná. Las tendencias del diaclasamiento en el dominio 3 parecen variar de norte a sur. Tiene un SHmax con dirección NEE-SWW (76° AR) hacia el norte y NWW-SEE (118° AR) hacia el sur, mostrando régimen de transurrencia en ambos casos. Para el dominio 4 el resultado de los tensores de esfuerzos resultantes muestran transurrencia, con un SHmax en dirección NE-SW (52° en AR) en La Victoria, y NW-SE (125° en AR) en Petaqueros. Sin embargo, la densidad de datos en este dominio es muy baja y local en comparación con los demás. Localmente, tienen SHmax en dirección ~N-S en las rocas volcánicas (AU-71, AU-72, AU-51 régimen de distensión y AU-55 de transurrencia), con excepción de las diaclasas en cercanías del Volcán Delgaditas y el Pórfido El Morro (AU-28, AU-29, AU-30 bajo régimen de transurrencia), que presentan un comportamiento similar al

basamento del sector en el que se encuentran. Particularmente, el tensor es NNE-SSW (26° AR) bajo régimen de compresión en las rocas volcánicas en la estación AU-20 (posiblemente dique).

Figura 14

Distribución espacial de los tensores a partir de diaclasas (por sectores)

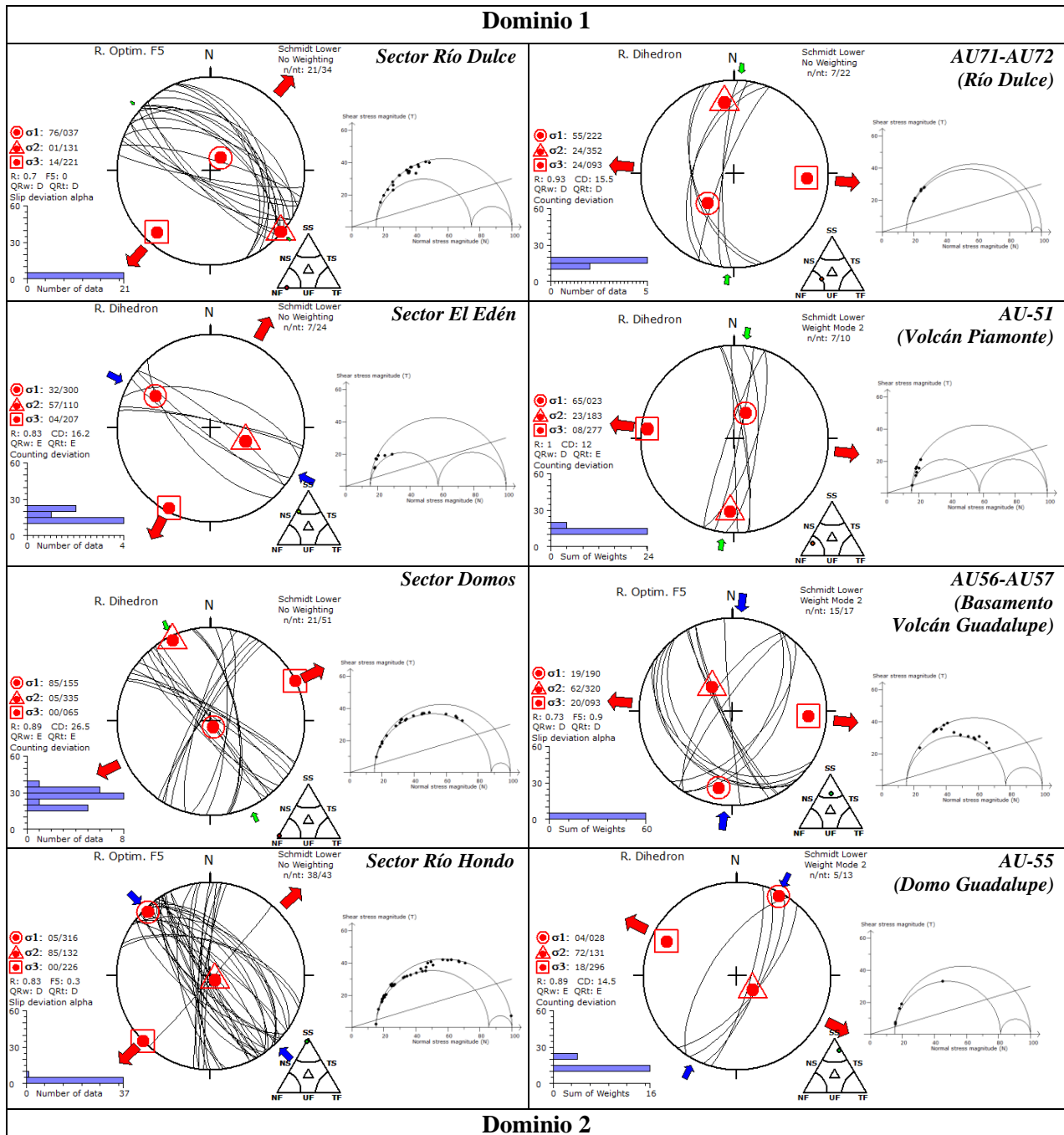


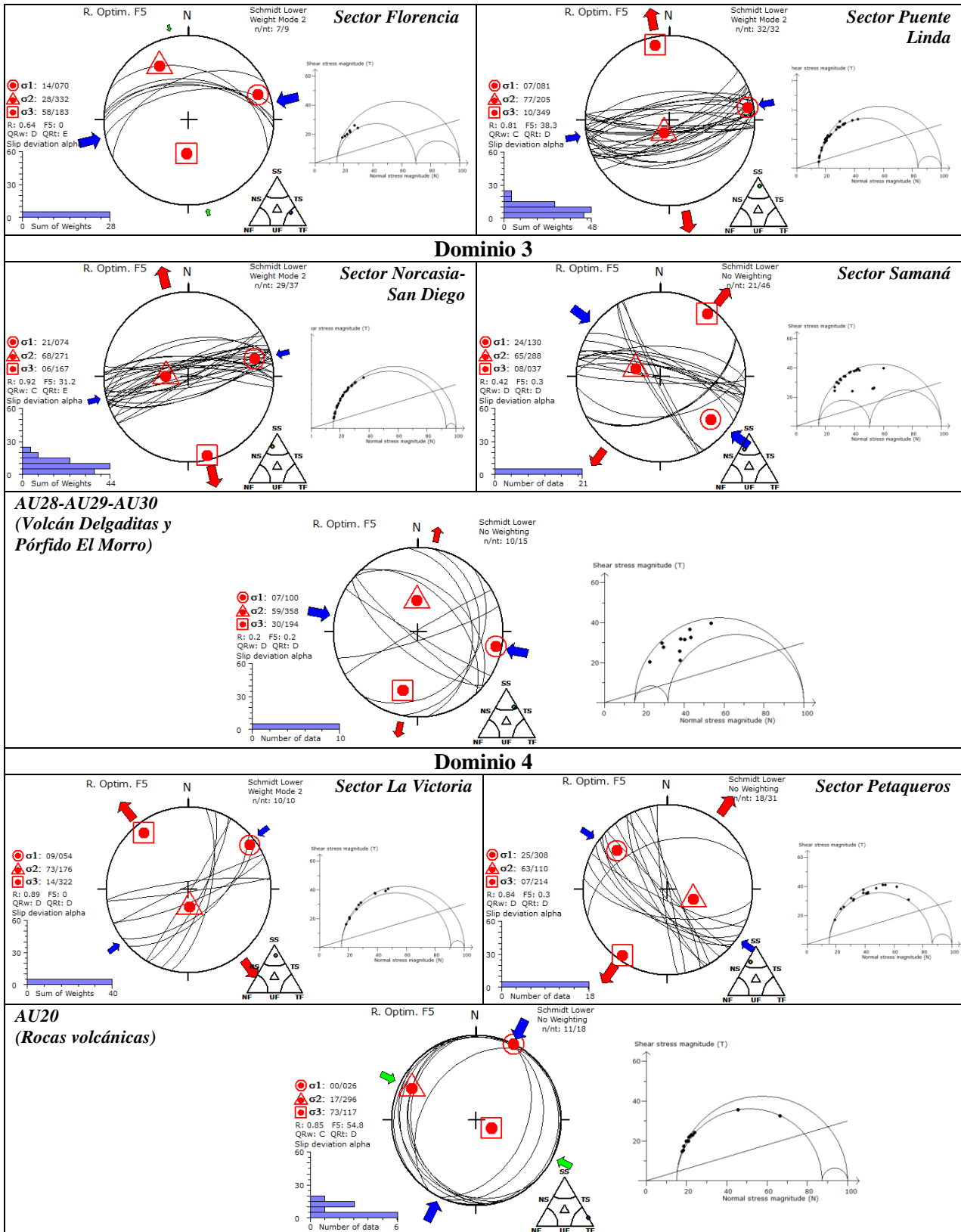
Nota. Se presentan espacialmente los tensores de esfuerzos calculados a partir de diaclasas para estos sectores separando las rocas del basamento. Los tensores obtenidos con diaclasas del

basamento llevan el nombre del sector, mientras que los determinados para rocas volcánicas o basamento que rodea los volcanes se etiquetan con los números de las estaciones.

Figura 15

Tensores de esfuerzos a partir de diaclasas (por sectores)





Nota. Representación estereográfica, histograma, triángulo de Frohlich y círculo de Mohr para cada tensor determinado a partir de diaclasas en los sectores indicados en la Figura 14. Cuando los datos son procesados por el método RO, la inversión muestra la cantidad de datos invertidos con respecto al set de datos resultante por el método de IRD, generalmente menor al número inicial de datos (ver más detalles en el apartado 4.4.1).

Tabla 3

Parámetros de los tensores obtenidos a partir de diaclasas (por sectores)

Sector	Método	n	N	σ_1	σ_2	σ_3	R	R'	SHmax	CD	α	F5	Q Rt	Ré gimen
Río Dulce	RO	21	37	76/ 037	01/ 131	14/ 221	0.70	0.70	131	-	0	0	D	NF
AU71-AU72 (Rocas volcánicas)	IRD	7	22	55/ 222	24/ 352	24/ 093	0.93	1.14	004	15.5	-	-	D	NF
El Edén	IRD	7	24	32/ 300	57/ 110	04/ 207	0.83	1.26	118	16.2	-	-	E	SS
AU-51 (Domo Piamonte)	IRD	7	10	65/ 023	23/ 183	08/ 277	1	1.03	007	12	-	-	E	NF
Domos	IRD	21	51	85/ 155	05/ 335	00/ 065	0.89	0.5	155	26.5	-	-	E	NF
AU56-AU57 (Basamento Guadalupe)	RO	15	17	19/ 190	62/ 320	20/ 093	0.73	1.27	005	-	0	0.9	D	SS
AU-55 (Domo Guadalupe)	IRD	5	13	04/ 028	72/ 131	18/ 296	0.89	1.41	027	14.5	-	-	E	SS
Río Hondo	RO	38	84	05/ 316	85/ 132	00/ 226	0.83	1.17	136	-	0.2	0.3	D	SS
Florencia	RO	7	11	14/ 070	28/ 332	58/ 183	0.64	2.64	078	-	0	0	E	TF
Puente Linda	RO	32	79	07/ 081	77/ 205	10/ 349	0.81	1.19	080	-	7.4	38.3	D	SS
Norcasia- San Diego	RO	29	75	21/ 074	68/ 271	06/ 167	0.92	1.08	076	-	8.1	31.2	E	SS
Samaná	RO	21	51	24/ 121	65/ 288	08/ 037	0.42	1.58	118	-	0	0.1	D	SS
AU28, AU-29, AU-30 (Volcán Delgaditas y Pórfido El Morro)	RO	10	21	07/ 100	59/ 358	30/ 194	0.2	1.8	101	-	0	0.2	D	SS
La Victoria	IRD	10	11	09/ 054	73/ 176	14/ 322	0.89	1.11	052	-	0	0	D	SS
AU-20 (Rocas volcánicas)	RO	11	19	00/ 026	17/ 296	73/ 117	0.85	2.5	026	15.3	-	-	D	TF
Petaqueros	RO	18	40	25/ 308	63/ 110	07/ 214	0.84	1.16	125	-	0	0.3	D	SS

Nota. TS: transpresión, TF: transpresión, NF: distensión; SS: transcurrencia. n es el número de datos usados en la inversión final para cada N set de datos. σ_n corresponden al plunge/trend de cada eje de esfuerzos, R al *stress ratio* y R' al *stress regimen*. SHmax es la dirección del esfuerzo máximo horizontal. CD es la desviación estándar (método IRD), α es la desviación entre las direcciones de movimiento teóricas y las observadas y F5 es la función de optimización

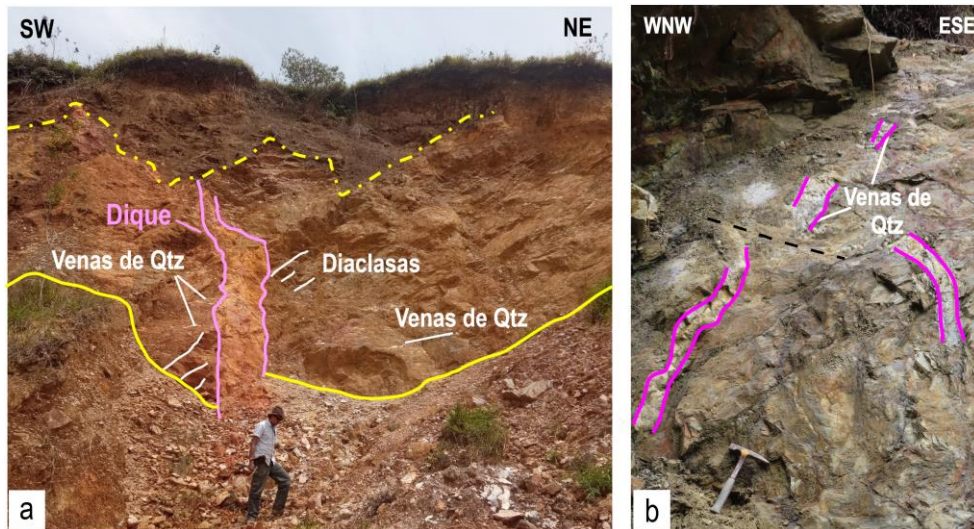
del tensor (método RO). QR_t es una medida que califica la calidad del tensor. Se pueden leer más detalles de cada uno de estos parámetros en Delvaux & Spenser (2003).

5.2.3.2 Diques y venas. Únicamente se identificaron diques en los dominios 2 y 3, los cuales se muestran espacialmente en la Figura 14. En total se encontraron cinco (5) diques que estaban intruyendo esquistos en AU-05 (dique de composición andesítica), AU-23 y AU-32 (Figura 16) y cuarcitas del Complejo Cajamarca en AU-010 (dique aplítico), mientras que en AU-13 (dique diabásico) estaban intruyendo cuarzomonzonitas del Complejo Ígneo de Samaná. El dique encontrado en la estación AU-10 presenta un dirección correlacionable con la Falla de Palestina (SSW-NNE, 195° AR) y el dique en la estación AU-23 tiene rumbo SE-NW (157° AR), similar en rumbo a los lineamientos NNW. Los diques encontrados en las estaciones AU-05, AU-13 (sector Norcasia – San Diego) y AU-32 (sector Samaná) tienen rumbo similar entre ellos, SEE-NWW (294° AR en promedio), que coincide con la dirección principal del diaclasamiento para el caso del sector Samaná, pero no para Norcasia-San Diego, donde es NEE-SWW.

En cuanto a las venas, no se identifica una tendencia predominante, sin embargo, gran parte son paralelas a la foliación o tienen rumbo parecido al de las familias de diaclasas principales (Apéndice E). En estaciones cerca de la Falla de Río Dulce (AU-70 y AU-78) y del municipio de La Victoria (AU-19), se encontraron venas mineralizadas con sulfuros como piritita y calcopiritita, sobre planos paralelos a la foliación ~NS en AU-70 y AU-78, mientras que en AU-19 en dirección NS y NEE-SWW, las últimas paralelas a la dirección principal del diaclasamiento.

Figura 16

Dique en la estación AU-32 (sector Samaná) y venas estación AU-66 (sector El Edén)



Nota. a) Dique de 70 cm de espesor en la estación AU-032 (sector Samaná) que corta pliegues asimétricos del Complejo Cajamarca (las líneas color amarillo delimitan la roca fresca de la roca con desarrollo de regolito y el suelo). b) Venas deformadas en la estación AU-66 (sector El Edén) con aparente desplazamiento dextral en dirección NWW.

5.2.3.3 Rocas de falla. La concentración y propagación de la deformación genera diferentes tipos de rocas de deformación o rocas de falla y si se incluye un componente de rotación se refleja en las denominadas zonas de cizalla (Passchier & Trouw, 2005). Las rocas de deformación se pueden dividir de manera general en las categorías frágil y dúctil (Fossen & Cavalcante, 2017). No obstante, durante el trabajo de campo en el noreste de Caldas, se encontraron rocas que se identificaron como rocas de falla en estaciones tomadas en cercanías de los volcanes Delgaditas y el Maar de San Diego.

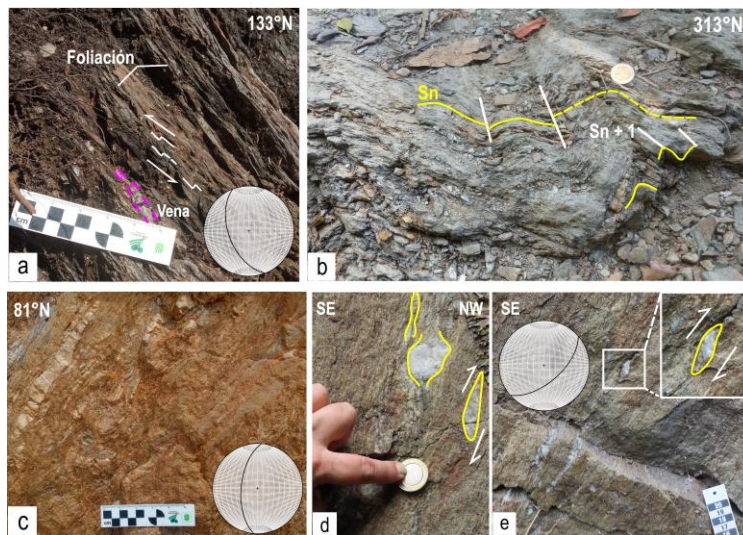
Deformación dúctil

Este tipo de deformación se identificó localmente en campo en las estaciones AU-15 y AU-16, en el basamento que aflora sobre la vía de Berlín hacia el Maar de San Diego. En estas estaciones se identificaron pliegues de segundo orden por flexura a escala centimétrica dentro de la foliación (Figura 17a), mostrando cizalla sinistral sobre un plano con dirección SSE-NNW,

además de pliegues asimétricos con crenulación y un ángulo de cabeceo de $30^\circ - 40^\circ$ (Figura 17b). Se identificaron indicadores centimétricos de cizalla dextral y pliegues asimétricos con venas siguiendo la foliación (SSE-NNW) en la estación AU-32 (Figura 17c). Hacia el sur, sobre la vía Petaqueros – Manzanares, entre el contacto fallado por la Falla de Palestina entre las franjas del intrusivo néisico y anfibolita (AU-60), se encontraron localmente rocas miloníticas con porfidoclastos centimétricos de cuarzo en un plano NE-SW, que por su forma sigmoidal indican cizalla con desplazamiento dextral – inverso (Figura 17d-e).

Figura 17

Deformación dúctil



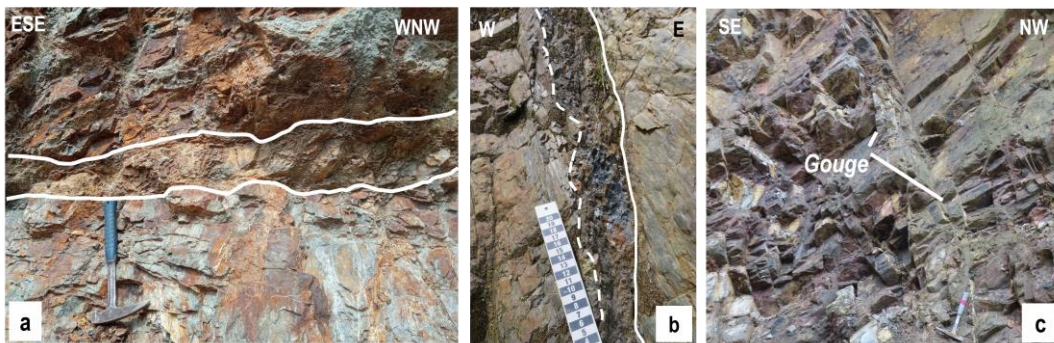
Nota. a) Pliegue de segundo orden por flexura a escala centimétrica dentro de la foliación mostrando cizalla sinistral. b) Pliegues asimétricos con crenulación y un ángulo de cabeceo de $30^\circ - 40^\circ$. c) Pliegues asimétricos con venas siguiendo la foliación. d) Milonitas con porfidoclastos centimétricos de cuarzo que por su forma sigmoidal indican cizalla con desplazamiento dextral – inverso. a, b y c en esquistos del Complejo Cajamarca y d en entre el contacto fallado por la Falla de Palestina entre las franjas del intrusivo néisico y anfibolita.

Deformación frágil

Se identificó harina de falla, brechas y en menor medida cataclasitas en diversos puntos del noreste de Caldas, en su mayoría asociadas con los lineamientos trazados, lo que sustenta que estos trazos puedan ser considerados fallas. En la Figura 18 se muestran algunos de los ejemplos vistos en campo y los datos estructurales de estas rocas de falla se muestran en la Figura 22.

Figura 18

Deformación frágil



Nota. a), b) Brechas de falla en esquistos del Complejo Cajamarca. c) Harina de falla o *gouge* relleno fracturas sintéticas en cuarcitas del Complejo Cajamarca.

Rocas de falla asociadas a volcanes

En la estación AU-030, en el borde W del Volcán Delgaditas, se encontró una roca gris, muy cohesiva, porfirítica, con fragmentos volcánicos de composición andesítica y en menor medida de esquistos (que no se logró clasificar más detalladamente), con ligeras variaciones laterales en el tamaño de los fragmentos y cohesión divididas por planos de fractura en dirección NWW-SEE (Figura 19). En la estación AU-087, en el costado NW del “plug de San Diego” (denominado de esta forma por Monsalve *et al.*, 2021; 2023b), se encuentra un camino (Figura 20b), donde aflora una roca deleznable y muy triturada, de color gris verdoso a blanco, que en algunos puntos conserva la foliación de la roca (W-E). En sección delgada muestra características de deformación frágil que permiten clasificarla como cataclasita, con fragmentos

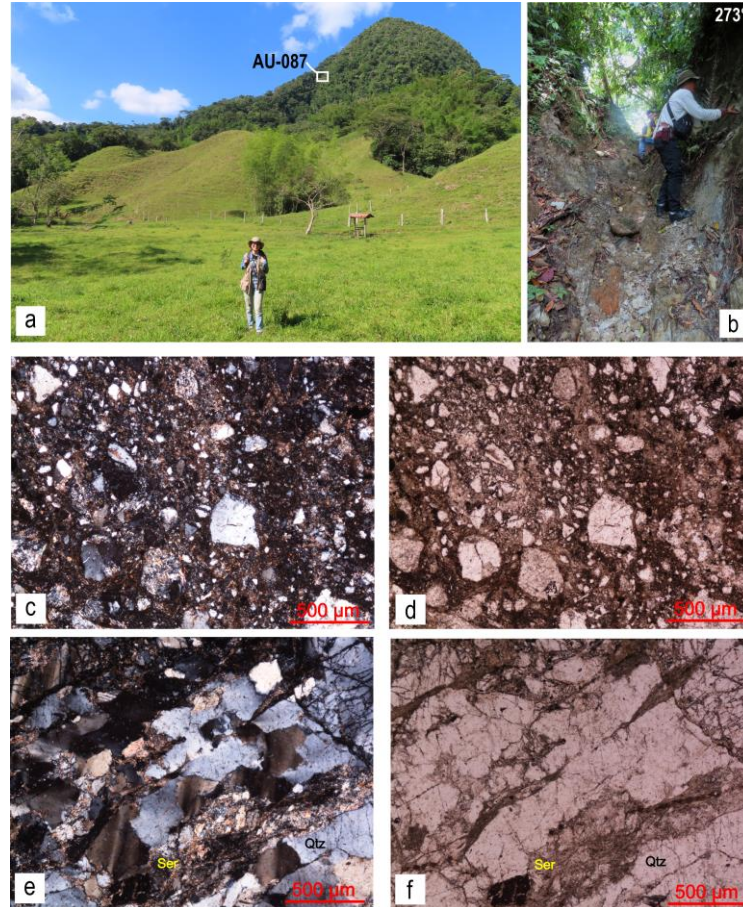
(principalmente cuarzo y plagioclasa) de tamaño variable, de bordes angulares, extinción ondulante y fracturas intragranulares e intergranulares, en una matriz de la misma composición (Figura 20c-20d). Se identificó alteración a sericita, venas de cuarzo y sericita, junto con evidencias de flujo en una dirección preferencial y deformación dúctil previa a la cataclasis, representada por recristalización tipo *bulging* en cuarzo (Figura 20e – 20f). La foliación en el Maar de San Diego pudo ser una anisotropía heredada (o plano de debilidad preexistente) aprovechada posteriormente para el ascenso y paso de fluidos relacionados con la actividad freatomagmática del Maar (Ortiz, 2015), donde la cataclasita correspondería a una evidencia de este proceso.

Figura 19

Roca de falla? relacionada con el Volcán Delgaditas



Nota. Roca de falla? asociada con el Volcán Delgaditas (AU-30, sector Samaná).

Figura 20*Cataclasita del Maar de San Diego*

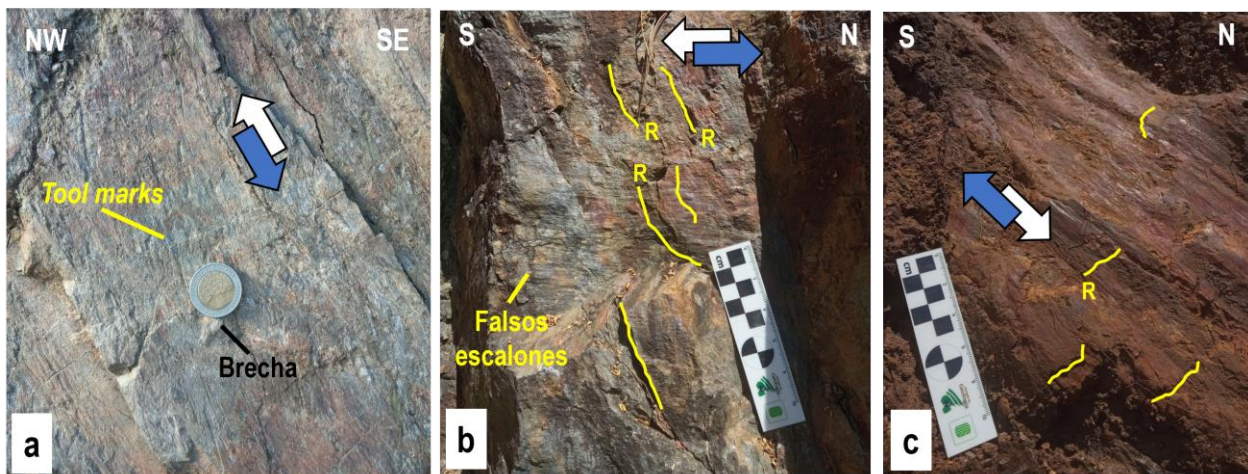
Nota. a) Vista del costado NW del Maar de San Diego y ubicación de la estación AU-87. b) Camino de cataclasita en la estación AU-87. c) En los nicoles cruzados XPL y d) en nicoles paralelos PPL con un objetivo de 5x, muestran un agregado de fragmentos monocristalinos triturados, de tamaño variable, bordes angulares, en matriz de la misma composición. e) En nicoles cruzados XPL y f) nicoles paralelos PPL con objetivo de 5x muestran evidencias de deformación dúctil previa a la cataclasis representada por recristalización tipo *bulging* en cuarzo, fragmentos con fracturas intergranulares e intergranulares, extinción ondulante, además de alteración y venas de sericita.

5.2.3.4 Análisis cinemático (planos estriados). En 27 estaciones de campo se identificaron un total de 58 datos de estrías de falla, de los cuales en 54 se midió el pitch de la estría y se utilizaron para el cálculo de tensores en Win-Tensor. De este conjunto de datos, en

seis (6) no identificó el tipo movimiento, pero se incluyeron en la solución final del tensor si se encontraban dentro del campo de fallas neoformadas o reactivadas según el círculo de Mohr. Los datos estructurales de los planos estriados se compilan en la Tabla D4 (Apéndice D) incluyendo la litología, azimut de buzamiento e inclinación del plano de falla, pitch de la estría y la cinemática de la falla, además de acuerdo con características como la continuidad y preservación de la estría, la cantidad y calidad de los indicadores cinemáticos, se asignó la certeza al dato (S, P o C, ver apartado 4.2). Se identificaron principalmente los criterios Riedel (R y R'), estriado – no estriado (P) y en casos específicos escalones con mineralización y *tool marks*. Ya que las rocas metamórficas son el tipo de litología predominante en la zona de estudio, se verificó que las estrías no fueran paralelas a la foliación, sino que estuvieran en un ángulo oblicuo o perpendicular para evitar confundirlas. En la Figura 21 se presentan ejemplos de planos estriados tomados en campo. Todos los planos estriados medidos en campo se representan en la red estereográfica en la Figura 22, en la que por medio de una flecha se muestra el movimiento el movimiento del bloque colgante de la falla.

Figura 21

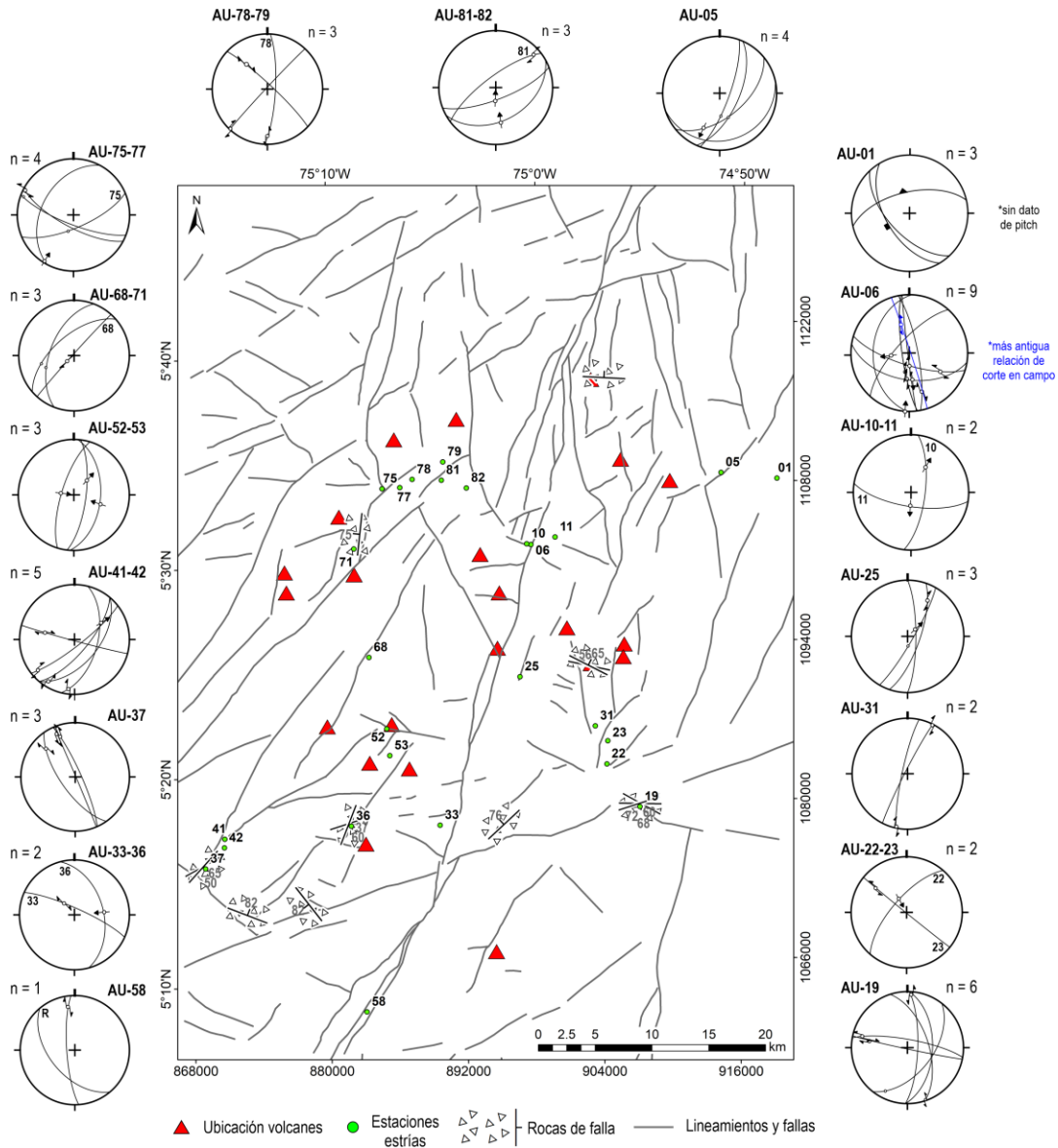
Estrías de falla e indicadores cinemáticos identificados en campo



Nota. a) Plano estriado con brecha de falla. Los *tool marks* indican cinemática normal-sinistral. b) Plano de falla con fracturas R y falsos escalones que indican cinemática sinistral. c) Plano estriado con fracturas R mostrando movimiento inverso-dextral.

Figura 22

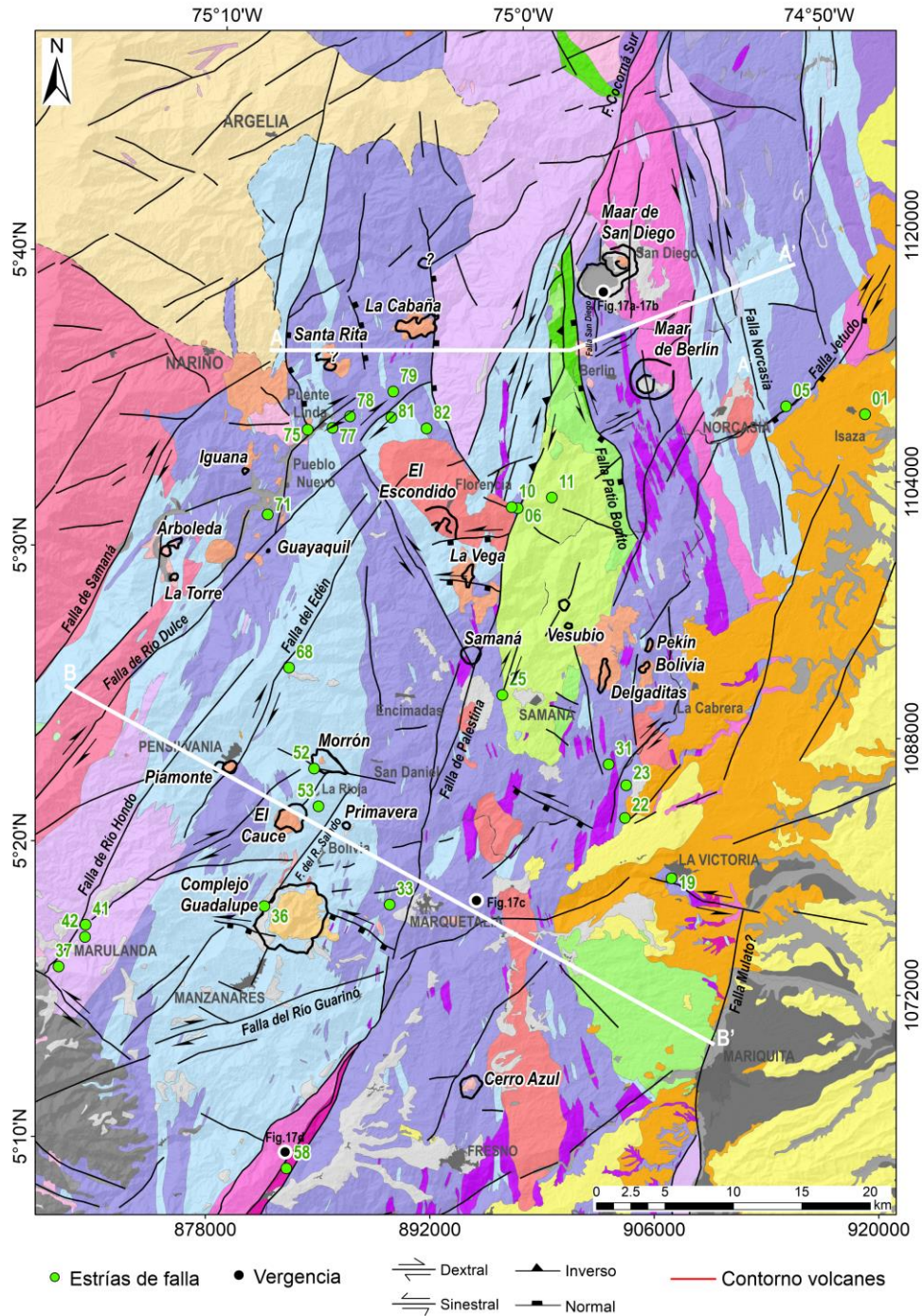
Representación de los planos estriados tomados en campo



Nota. Ubicación espacial de las estaciones donde se tomaron planos estriados y su representación estereográfica, donde *n* corresponde al número de datos representados. Se muestran los datos estructurales de las rocas de falla.

Figura 23

Mapa estructural del VNEC

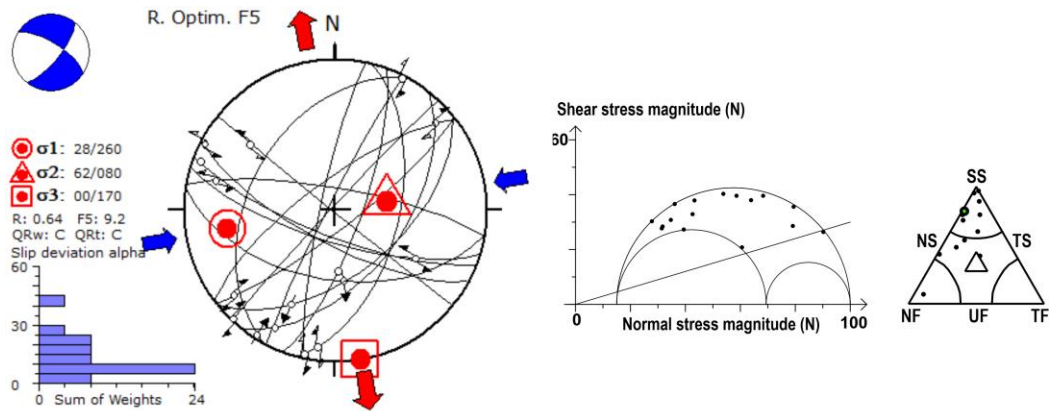


Nota. Mapa geológico que complementa la Figura 7. Se hacen dos cortes geológicos A-A' cortando las principales estructuras de los dominios 2 y 3, y B-B' cortando las estructuras del

dominio 1 y parte del 3. Se muestra la ubicación de la estaciones donde se identificó deformación dúctil.

Figura 24

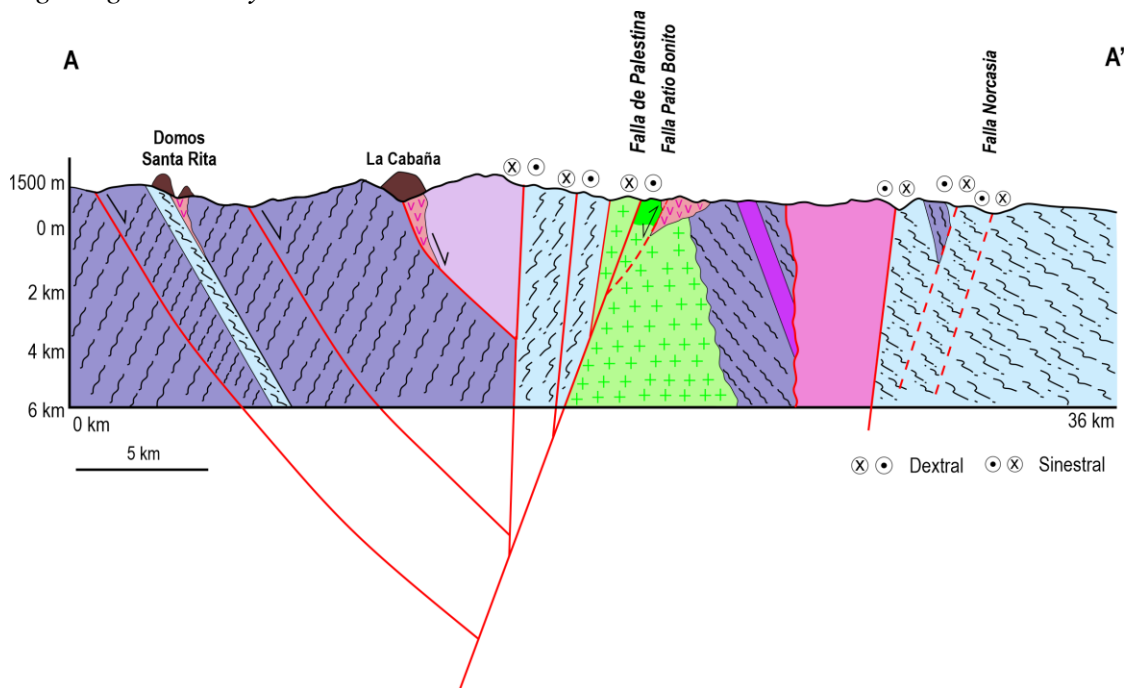
Tensor general del VNEC

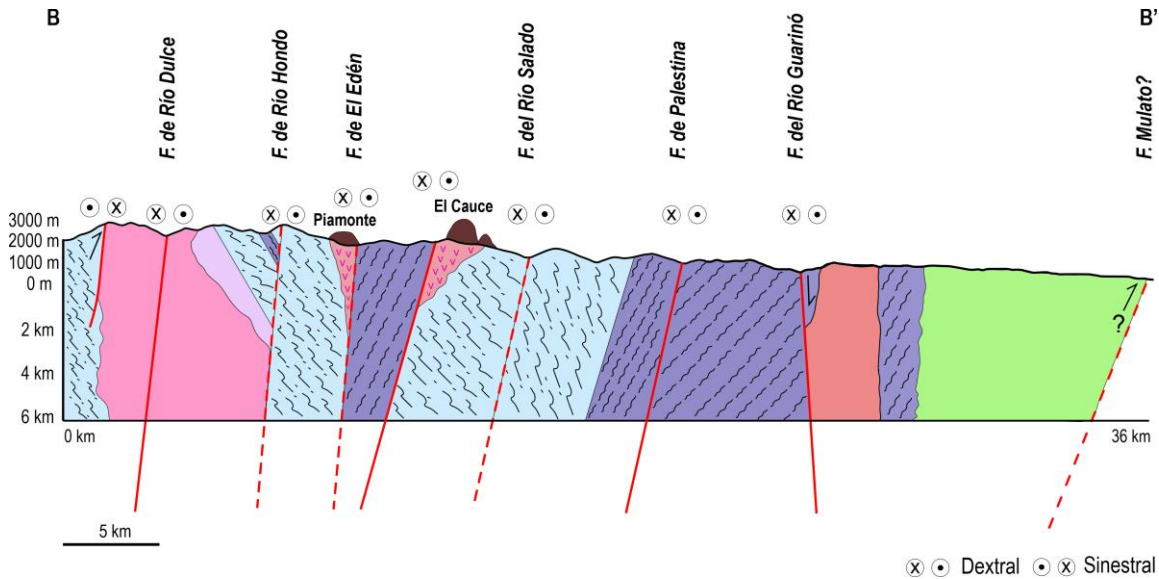


Nota. Tensor general obtenido a partir de la inversión de todos los datos de planos estriados (16 de 54 planos) generalizando una orientación del esfuerzo principal de 80° bajo régimen de transcurrencia (SS) para el VNEC.

Figura 25

Cortes geológicos A-A' y B-B'





Nota. La sección A-A' corta las principales estructuras de los dominios 2 y 3, mientras que el corte B-B' corta las principales estructuras del dominio 1 y parte del 4. La cinemática de las fallas representadas con líneas punteadas se interpreta con base en el paralelismo con fallas cercanas de rumbo similar para las que se determinó su cinemática con base en la inversión de los planos estriados, no obstante, deben ser verificadas con más datos de campo. Se toman los datos de foliación de la cartografía 1:100.000.

La cantidad de datos estriados medidos por estación no es suficiente para garantizar un cálculo de tensores confiable en cada una, por lo que inicialmente se agrupan según los cuatro (4) dominios establecidos y se calculan únicamente por el método de diedros rectos (IRD) debido a la cantidad de datos en cada dominio. Durante el trabajo de campo únicamente se determinó un plano estriado antiguo por relación de corte, es decir, en un mismo plano de falla ésta estría era cortada por otra. Se decidió no separar este dato del conjunto de datos para el procesamiento, optando por supervisarlo. Los parámetros de la solución de los tensores de esfuerzos obtenidos por dominios se resumen en la Tabla 4. En total, de los 54 planos estriados, 29 son considerados en esta inversión. El resultado de esta inversión de planos estriados por dominios muestra tensores en dirección NEE-SWW para los dominios 2 y 3, con SHmax en promedio de 80°, bajo régimen de esfuerzos de transurrencia. Por otro lado, para los dominios 1 y 4, el tensor tiene

dirección NWW-SWE a NW-SE con SHmax de 115° en promedio, que muestra transpresión para el dominio 1 y transcurrencia para el dominio 4.

Tabla 4

Parámetros primera inversión de tensores de esfuerzos a partir de planos estriados (por dominios)

Tensor	Método	n	N	σ_1	σ_2	σ_3	R	R'	SHmax	CD	QRw	QRt	Régimen de esfuerzos
D1	IRD	7	16	11/ 279	44/ 020	44/ 178	0.2 1	2.04	098	25,3	D	D	TS
D2	IRD	7	20	16/ 068	62/ 306	23/ 165	0.5	1.42	071	20	E	E	SS
D3	IRD	8	11	18/ 086	71/ 178	07/ 178	0.7	1.5	088	24,6	E	E	SS
D4	IRD	4	7	25/ 318	56/ 092	22/ 218	0.5	1.41	132	13,7	E	E	SS

Considerando la diferencia entre la dirección del SHmax del tensor de esfuerzos entre los dominios 1-4 y 2-3, que también se puede identificar a partir de la inversión de diaclasas (Figura 14), se realizó un nuevo procesamiento de los planos estriados, esta vez, dividiendo de norte a sur el área tomando como límite el Volcán Samaná. En concreto, 26 datos están “al norte” y 28 “al sur” de este. Esta segunda inversión se muestra en la Tabla 5. En un primer procesamiento se obtuvo un tensor NE-SW (SHmax 65°) bajo régimen de distensión para las estaciones que se ubican hacia el norte (tensor “Norte-a”), y NW-SE (SHmax 128°) bajo régimen de transcurrencia hacia el sur (tensor “Sur-a”). Con los datos descartados por Win-Tensor durante esta inversión, es decir, 12 para el norte y 15 para el sur, se calcularon nuevamente tensores de esfuerzos. En este caso, el resultado es un tensor NNE-SSW (SHmax 26°) para el norte (tensor “Norte-b”) y NE-SW (SHmax 68°) para el sur (tensor “Sur-b”). El tensor *Sur-a* solo toma en cuenta dos datos del dominio 3, los demás corresponden a los dominios 1 y 4. El segundo tensor obtenido para los

datos del norte (*Norte-b*) únicamente considera los datos de una estación tomada sobre el trazo de la Falla de Palestina (AU-06), la cual incluye un plano que por relación de corte se determinó como el más antiguo.

Tabla 5

Parámetros segunda inversión de tensores de esfuerzos a partir de planos estriados (por ubicación al norte o sur de la zona)

Tensor	Método	n	N	σ_1	σ_2	σ_3	R	R'	SHmax	CD	QRw	QRt	Régimen de esfuerzos
Norte-a	IRD	14	26	66/ 072	23/ 242	03/ 334	0.5	0.55	065	29,8	D	D	NF
Sur-a	IRD	13	28	21/ 310	59/ 080	22/ 211	0.18	1.33	128	29,4	E	E	SS
Norte-b*	IRD	6	12	62/ 293	01/ 025	28/ 116	0.71	0.5	026	27,5	D	D	NF
Sur-b	IRD	12	15	05/ 249	63/ 349	27/ 157	0.3	1.5	068	26,9	D	D	SS

Nota. *Incluye el dato determinado como más antiguo por relación de corte.

También se procesaron todos los datos de manera conjunta en un tercer procesamiento y aquellos eliminados durante el proceso fueron sometidos a un nuevo procesamiento (Tabla 6). Inicialmente se obtiene un tensor, que por la cantidad de datos se pudo procesar por el método RO, con SHmax en dirección NEE-SWW (80°), luego se obtienen tensores en dirección NW-SE (139°) que el incluye el dato más antiguo, N-S (16°) y por último NEE-SWW (84°). Los tensores se nombran según el orden del procesamiento (a-b-c-d) en este caso, con la letra “G”, que hace referencia a “tensor general”.

Tabla 6

Parámetros de la tercera inversión de tensores de esfuerzos a partir de planos estriados (todos los datos)

Tensor	Método	n	N	σ_1	σ_2	σ_3	R	R'	SHmax	CD	QRw	QRt	Régimen de
--------	--------	---	---	------------	------------	------------	---	----	-------	----	-----	-----	------------

													esfuerzos	
Ga	RO	16	54	28/ 260	62/ 080	00/ 170	0.64	1.36	080	-	C	C	SS	
Gb*	IRD	14	38	29/ 316	56/ 168	15/ 054	0.33	1.3	139	25,7	D	D	SS	
Gc	IRD	12	24	04/ 015	69/ 274	21/ 106	0.74	1.5	016	30	E	E	SS	
Gd	IRD	5	12	10/ 087	10/ 179	76/ 313	0.6	2.5	084	25	E	E	TF	

Nota. El tensor Ga (general a) fue determinado por medio del método de R. Óptimo, por lo que en lugar de la desviación (CD) los parámetros de calidad son: $*\alpha = 0,64$, $F5 = 9,2$. * Incluye el dato más antiguo determinado por relación de corte.

Se hizo una cuarta y última inversión, en este caso, separando los datos que se encuentran a lo largo del trazo de Palestina y hacia sus costados este y oeste. Este resultado se muestra en la Tabla 7. En este caso se obtiene un tensor NE-SW (54°) para las estaciones tomadas sobre el trazo de la Falla de Palestina (este tensor no considera el dato más antiguo), SHmax NEE-SWW (86°) hacia el este y NWW-SEE (98°) para el oeste. Estos tensores obtenidos con los datos a los costados de Palestina, muestran similitud con el primer tensor general a (Ga) obtenido en la Tabla 6 (SHmax = 80°).

Tabla 7

Parámetros cuarta inversión de tensores de esfuerzos a partir de planos estriados (según su ubicación respecto a la Falla de Palestina)

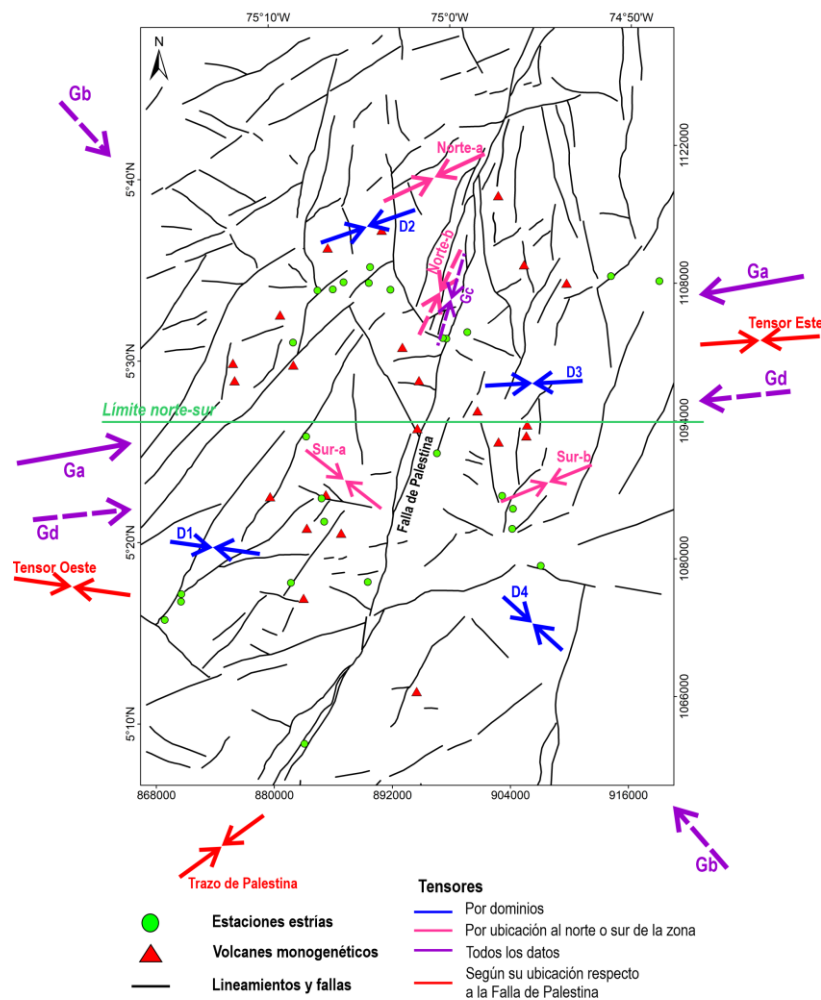
Tensor	Método	n	N	σ_1	σ_2	σ_3	R	R'	SHmax	CD	QRw	QRt	Régimen de esfuerzos
Palestina	IRD	7	11	03/ 235	76/ 337	14/ 145	0.64	1.61	054	26,1	D	D	SS
Este	IRD	11	17	17/ 083	68/ 304	14/ 177	0.64	1.60	086	28,2	D	D	SS
Oeste	IRD	8	26	18/ 279	70/ 074	08/ 186	0.42	1.56	098	33,5	D	D	TS

La dirección del esfuerzo máximo horizontal (SHmax) de todos los tensores obtenidos a partir de estrías de falla se muestran espacialmente en la Figura 26, donde los tensores

considerados más antiguos se muestran en líneas discontinuas. La temporalidad entre los tensores se relaciona con el orden en el que se obtuvieron durante el procesamiento, teniendo en cuenta el factor estadístico, con los primeros tensores (que incluyen la mayor cantidad de planos y mejores indicadores cinemáticos) como correspondientes al campo actual de esfuerzos (Velandia, 2007). Todos los tensores calculados se muestran en la Figura 27.

Figura 26

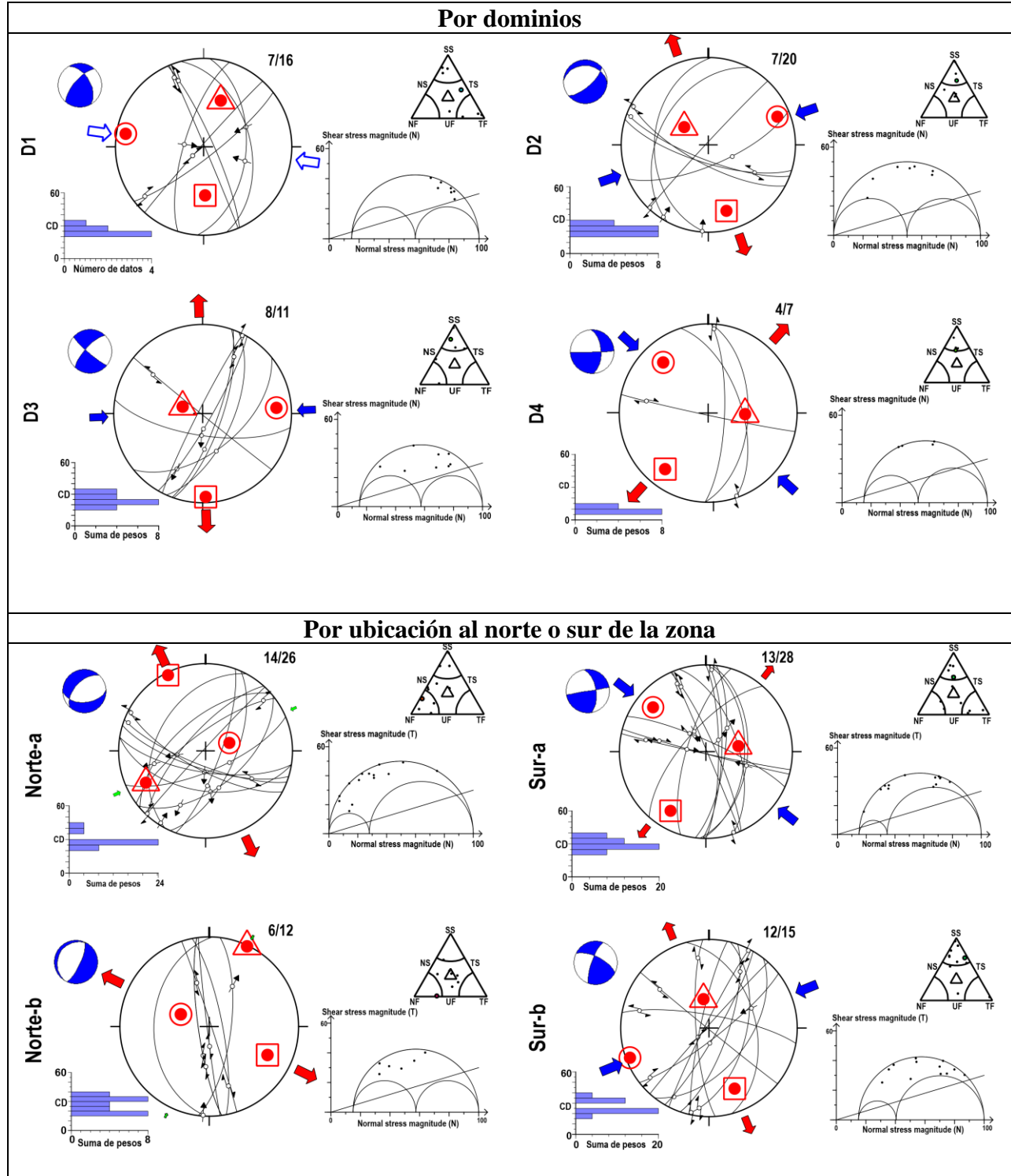
Distribución esquemática de los tensores obtenidos a partir de planos estriados



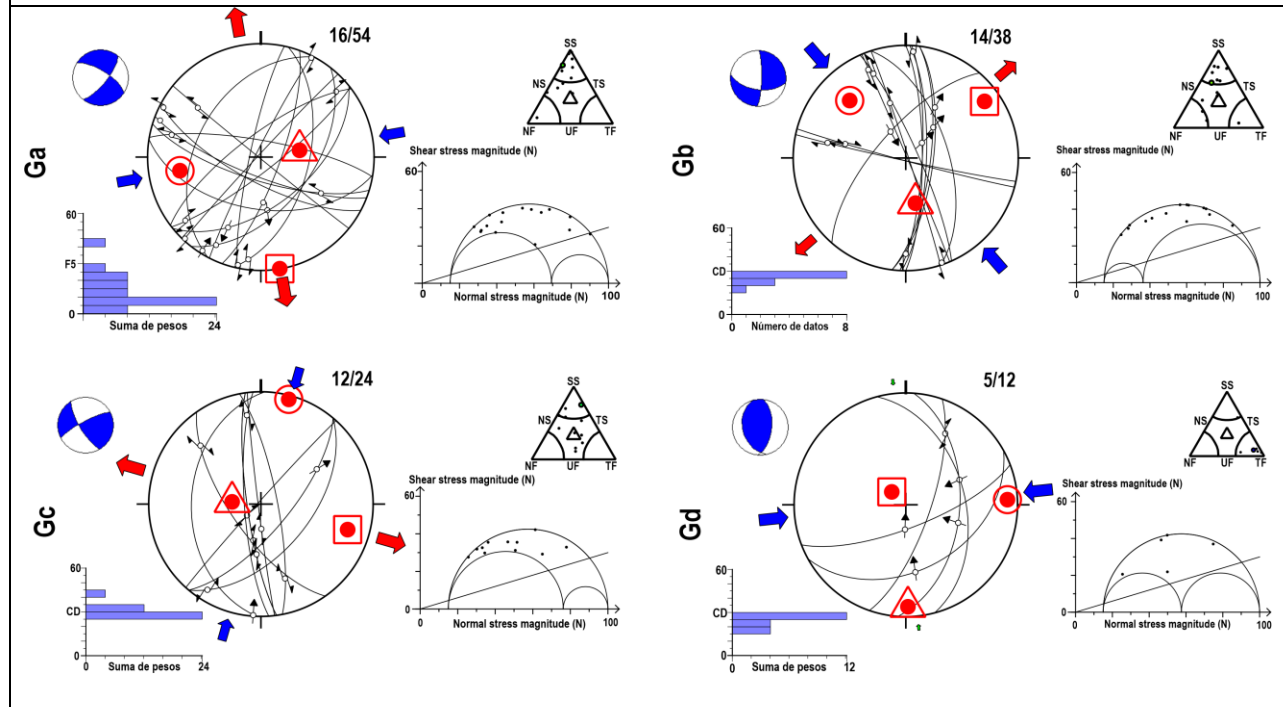
Nota. Distribución espacial de los diferentes tensores obtenidos a partir del análisis de planos estriados. Por medio de flechas se muestra la dirección del esfuerzo máximo horizontal (SHmax).

Figura 27

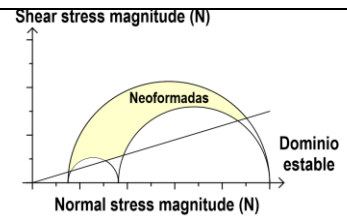
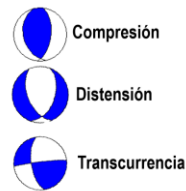
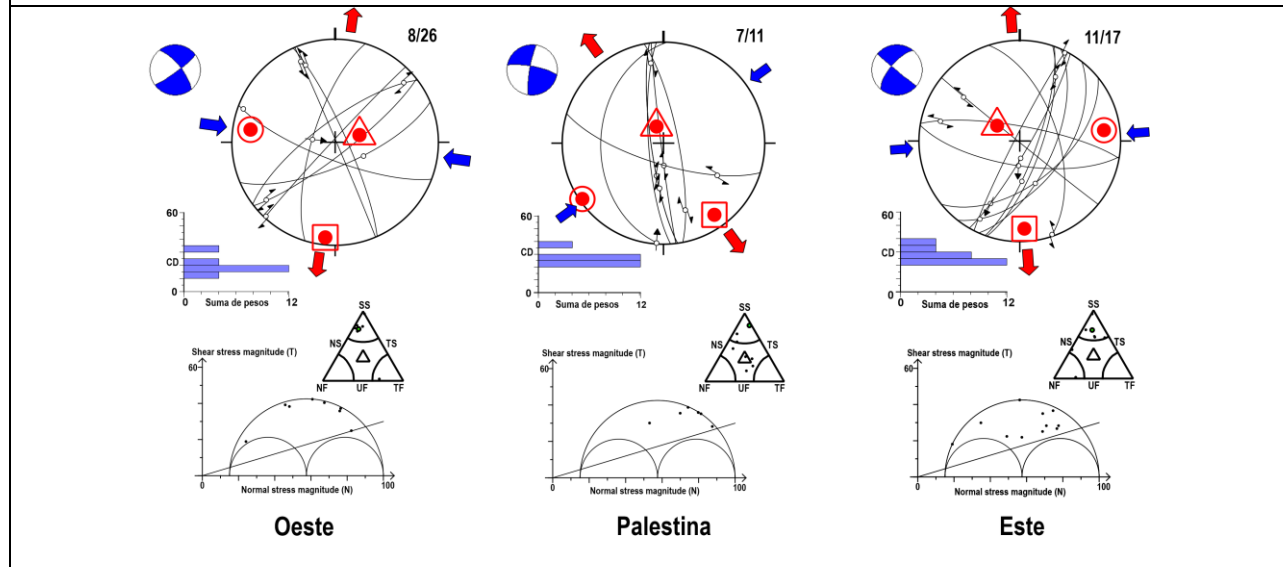
Tensores obtenidos a partir de planos estriados en los cuatro procesamientos



Tensores sucesivos con todos los datos



Según su ubicación respecto del Falla de Palestina



Nota. Red estereográfica con los planos invertidos en los diferentes procesamientos y la relación con los esfuerzos, el histograma, círculo de Mohr, triangulo de Frohlich, el balón de playa y la cantidad de planos estriados con respecto al set de datos inicial.

Una vez procesados los planos estriados en Win-Tensor, la cinemática de las fallas se definió con base en el análisis de las evidencias morfoestructurales (la presencia y ubicación de lomos de presión, cuencas, lomos de falla, facetas y orientación de los trazos sintéticos y antitéticos respecto de las fallas), la geología a escala 1:000.000 del SGC y el tensor general (Ga) con dirección NEE-SWW (SHmax de 80° en AR) bajo régimen de transcurrencia, el cual considera planos de falla de toda la zona de estudio (16 de los 54 planos estriados) y presenta relativamente la mejor calidad (QRt =C). De este modo, los tensores NEE-SWW y NW-SE a NWW-SEE que se obtienen a partir de dominios (D1-D2 y D3-D4, respectivamente) y del procesamiento con respecto a la ubicación al norte y al sur de la zona de estudio (Norte-a, Sur-a y Sur-b) se consideran como una expresión del comportamiento local.

La Falla de Palestina se considera en este trabajo como dextral, definida como inversa-dextral en el tramo Florencia-San Diego con base en las evidencias morfológicas. Para el dominio 2 y parte del 3, se propone un modelo de bloques cayendo a lo largo de fallas normales que se distinguen por sus trazos cóncavos y rumbo que cambia de NNW-SSE a N-S. En el presente trabajo éstas fallas se proponen como sinistralas posiblemente con componente normal; resultado que se diferencia de lo propuesto por Page (1986) para fallas como Patio Bonito y Norcasia. A pesar de que no se determinan estrías sobre el trazo del Lineamiento del Río Guarinó, por su expresión morfológica y rocas de falla con un rumbo similar, se considera como falla y se relación con cinemática dextral con base en las morfoestructuras y el tensor de esfuerzos. Con estas consideraciones, en la Figura 23 se muestra el mapa geológico con las cinemáticas obtenidas en este trabajo, complementando el presentado en la Figura 7. La Figura

24 corresponde al tensor de esfuerzos que se considera como el regional y la Figura 25 dos cortes geológicos (A-A' y B-B') que cortan las estructuras principales.

6. Discusión

6.1. Tensores de esfuerzos

Desde el punto de vista regional, autores como García-Delgado *et al.* (2022) establecen con base en mecanismos focales un esfuerzo máximo horizontal (SHmax) NEE-SWW para la Cordillera Central, entre los 2° y 5° N, correlacionable con los tensores NEE-SWW a W-E propuestos por Saldarriaga & Trujillo (2020) para el norte de las latitudes 4° - 5°N de la cordillera. Por otro lado, en el área de influencia del Volcán Nevado del Ruíz, al sur de la zona de estudio, Mejía *et al.* (2012), obtienen un tensor para el Cuaternario NWW-SEE a partir de datos estriados en lavas, similar al propuesto por Cortés & Angelier (2005) más regionalmente usando mecanismos focales y de estrías de falla en la Cordillera Oriental, a una latitud cercana a la del VNR. Por otro lado, Rodríguez y Rueda-Gutiérrez (2018) determinan tensores de esfuerzos a partir de la inversión de planos estriados usando el *software* Tectonics para la denominada “área geotérmica de San Diego”, que incluye los volcanes El Escondido, San Diego y el sector de Puente Linda, y corresponde con la zona norte de este trabajo. Rodríguez y Rueda-Gutiérrez (2018) obtienen tensores con direcciones W-E, NW-SE y NWW-SEE.

En el presente trabajo se determinó un tensor de esfuerzos general NEE-SWW (80°) a partir de la inversión de todos los planos estriados (16 de 54 planos estriados). Además, a pesar de la aparente dispersión de los resultados, los tensores de esfuerzos considerados como un expresión del comportamiento local del campo de esfuerzos, calculados a partir de diaclasas en

el basamento y planos estriados, presentan un comportamiento similar entre sí, relacionable con la dirección de las estructuras transversales trazadas en el análisis remoto. Los cambios se pueden resumir en un SHmax NEE-SWW en los dominios 2 y 3, a NWW-SSE - NW-SE en las estaciones de los dominios 1 y 4 que están al oeste de la Falla de Palestina, pero sin que se pueda establecer claramente un límite de este cambio. Además, es probable que los tensores con dirección NNE-SSW obtenidos con los datos excluidos durante el procesamiento, en particular sobre el trazo de la Falla de Palestina, es decir, los tensores “Norte-b” y “Gc” (Tablas 5 y 6), estén asociados a un estadio más antiguo o local de la Falla de Palestina. Llama la atención que en el dominio 3 la dirección principal del diaclasamiento en el sector Samaná, de las rocas de falla asociadas a los volcanes Delgaditas y San Diego, y de tres de los diques, tienen dirección NWW-SEE, similar al dominio 1-4, pero en La Victoria (esquina más oriental del dominio 4) las diaclasas son más NEE-SWW, es decir, más parecidas a los dominios 2-3.

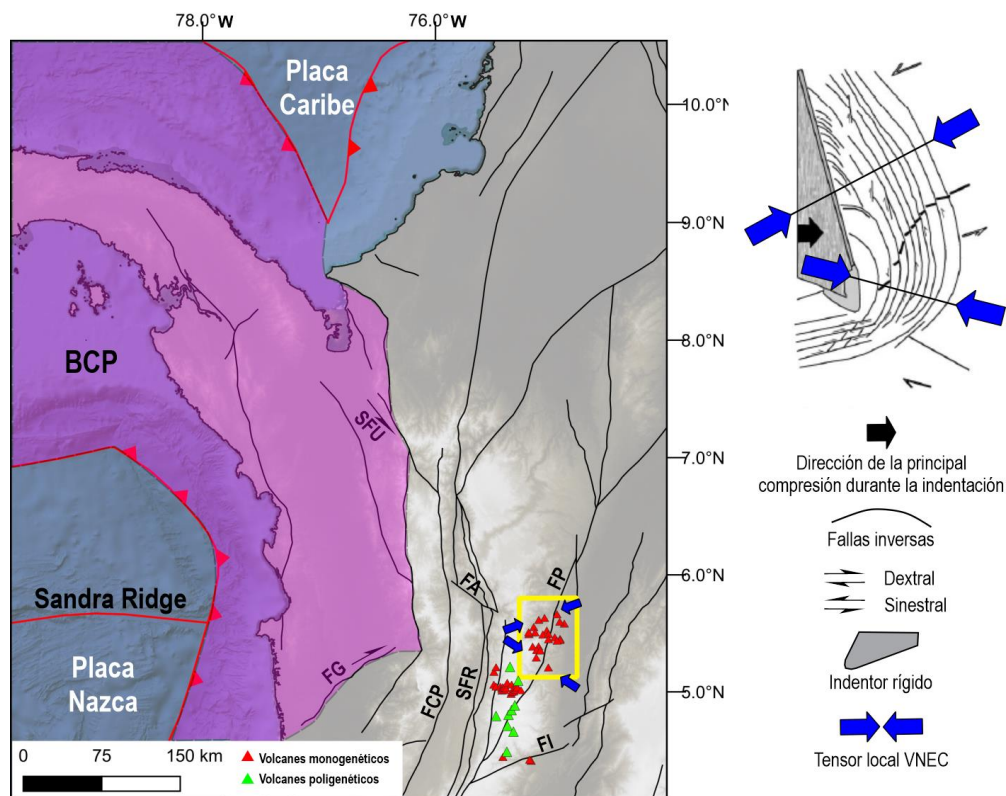
Los tensores calculados a partir de diaclasas en rocas volcánicas en el dominio 1 tienen un SHmax ~N-S bajo régimen de distensión, es decir $\sigma_v = \sigma_1$, para las rocas de las estaciones AU71-AU72 (sector Río Dulce) y para el domo Piamonte (sector El Edén), mientras que para Guadalupe (sector Domos) el régimen es de transurrencia. Por su lado, las diaclasas tomadas en el Volcán Delgaditas y el Pórfido El Morro (sector Samaná – dominio 3) tienen dirección NWW-SEE y régimen de transurrencia, similar al tensor obtenido para el basamento.

Se pueden plantear al menos dos hipótesis para explicar el cambio en los tensores considerados como locales. (1) Que el tensor NW-SE a NWW-SEE sea más antiguo que el tensor NEE-SWW, lo que estaría sustentado por la inclusión del plano estriado determinado como más antiguo en campo, no obstante, un único dato no es suficiente. (2) La segunda hipótesis planteada en este proyecto, es que la diferencia en la dirección de estos tensores se

relacione con la forma de indentor más o menos rígido del Bloque Chocó Panamá (BCP), la cual generaría diferencias en la deformación y por tanto, en la dirección del SHmax (Figura 28). Esto basado en lo propuesto por Acosta (2004), a partir de modelos en cajas de arena que usa para explicar el cambio de componente de rumbo entre la Falla de Garrapatas (NEE-SWW), dextral al sur del BCP, a sinistral de las fallas cóncavas de Uramita, Río Atrato y Baudó, con rumbo NNW-SSE, al norte del indentor. Cualquiera de estas hipótesis debe ser analizada con un mayor detalle al compararlas con datos de mecanismos focales, para resolver la complejidad tectónica que imprime esta convergencia del BCP, según se muestra en García-Delgado *et al.* (2022).

Figura 28

Hipótesis de la influencia del Bloque Chocó Panamá en el campo de esfuerzos del VNEC



Nota. BCP: Bloque Chocó-Panamá, SFU: Sistema de Fallas de Uramita, FG: Falla de Garrapatas, FCP: Falla Cauca-Patía, SFR: Sistema de Fallas de Romeral, FI: Falla de Ibagué, FP:

Falla de Palestina, FA: Falla de Arma. El VNEC se muestra dentro del recuadro amarillo. Las flechas color azul representan el cambio en los tensores identificados en este estudio como locales (generalizando el tensor NW-SE a NWW-SEE en uno solo). La forma del BCP se basa en el modelo de García-Delgado *et al.* (2022). El modelo del BCP (a la derecha) y su leyenda se toma y modifica de Acosta (2004).

6.2. Control estructural del VNEC

Los volcanes monogenéticos del noreste de Caldas muestra un relación espacial con los lineamientos y fallas principales (NNE-SSW a NE-SW, NNW-SSE a N-S, NEE-SWW y NWW-SEE) trazados a partir del análisis remoto. En el dominio 1, las diatremas de Arboleda, La Torre, Iguana y Guayaquil están rodeando y muestran una relación con la Falla de Rio Dulce (Leal-Mejía, 2011). Piamonte está limitado hacia el E por la Falla del Edén, mientras que los volcanes Morrón y Guadalupe, que se encuentran entre la Falla de Palestina y la Falla del Edén, son limitados o cortados por lineamientos transversales en dirección NWW. El volcán Morrón y El Cauce, por su parte, están alineados en dirección NNE. En el dominio 2, se puede ver que los volcanes Santa Rita y La Cabaña están limitados por las fallas NNW consideradas como normales, mientras que los volcanes El Escondido y La Vega son limitados por lineamientos transversales en dirección NEE a NWW. El volcán Samaná, se encuentra en el cruce distensivo entre la Falla de Palestina (dextral) y la falla con dirección NW cercana a Florencia (sinistral). En el dominio 3, los mares de San Diego y Berlín están alineados y cortados en dirección ~NS y a su vez, se presentan lineamientos transversales NEE. En la zona donde Sánchez *et al.* (2022) describe el volcán Norcasia (?) hay un cruce de fallas entre la Falla de Norcasia (sinistral) y la Falla de Jetudo (dextral). Hacia el sur, los volcanes Pekín, Bolivia y Delgaditas están limitados entre ellos por estructuras NNW, cóncavas. Por último, el volcán Cerro Azul es el único volcán

que se ha identificado hasta el momento en el dominio 4, limitado occidentalmente por un lineamiento con dirección NE.

Con base en la relación que tienen las estructuras geológicas y el vulcanismo identificado en el noreste de Caldas, se proponen al menos cuatro (4) posibilidades estructurales que pudieron facilitar el ascenso de fluidos hidrotermales y/o magma, y por tanto, el emplazamiento de volcanes monogenéticos. Algunas de estas condiciones también han sido descritas para el Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale por Botero (2022).

(1) *Estructuras transversales* (Figura 29a): Se puede inferir que las estructuras transversales, paralelas o subparalelas al SHmax se comportan como fracturas abiertas o de tensión (Modo I, en Fossen, 2010). En este sentido, las estructuras NEE-SWW y NWW-SEE a NW-SE pudieron servir como canales para el tránsito de fluidos hidrotermales y magma, como también se ha mencionado en detalle para el Maar de San Diego en Ortiz (2015). Estas también se identifican en cercanías del Maar de Berlín, limitando los volcanes el Escondido y La Vega, y en Morrón y Guadalupe hacia el sur. Además, se relacionan con la ocurrencia de fuentes termales en El Escondido, La Vega, Guadalupe y el Pórfido de Puente Linda.

(2) *Zona de Cizalla* como la que se forma entre la Falla del Río Guarinó y una serie de lineamientos en échelon al norte del municipio de Marquetalia, si se considera el tensor local NW-SE (Figura 29b). De esta forma, dentro de este set de fallas se pueden encontrar estructuras dilatacionales con dirección paralela o subparalela a este tensor de esfuerzos.

(3) *Fallas normales* (Figura 29c) con dirección NNW-SSE a N-S pueden facilitar el ascenso de fluidos. Esto estaría ocurriendo, por ejemplo, con el volcán La Cabaña y los de Santa Rita, donde las fallas a su vez, controlan termales y alinean varias anomalías aeromagnéticas.

(4) *Zonas donde se genere distensión por cruces de fallas, y saltos o curvas de las fallas de rumbo* (Figura 29d): Se evidencian cruces de fallas entre la Falla de Palestina y la falla con dirección NW-SE cercana a Florencia relacionados con el volcán Samaná, y entre la Falla Norcasia y la Falla Jetudo para el Volcán Norcasia (?).

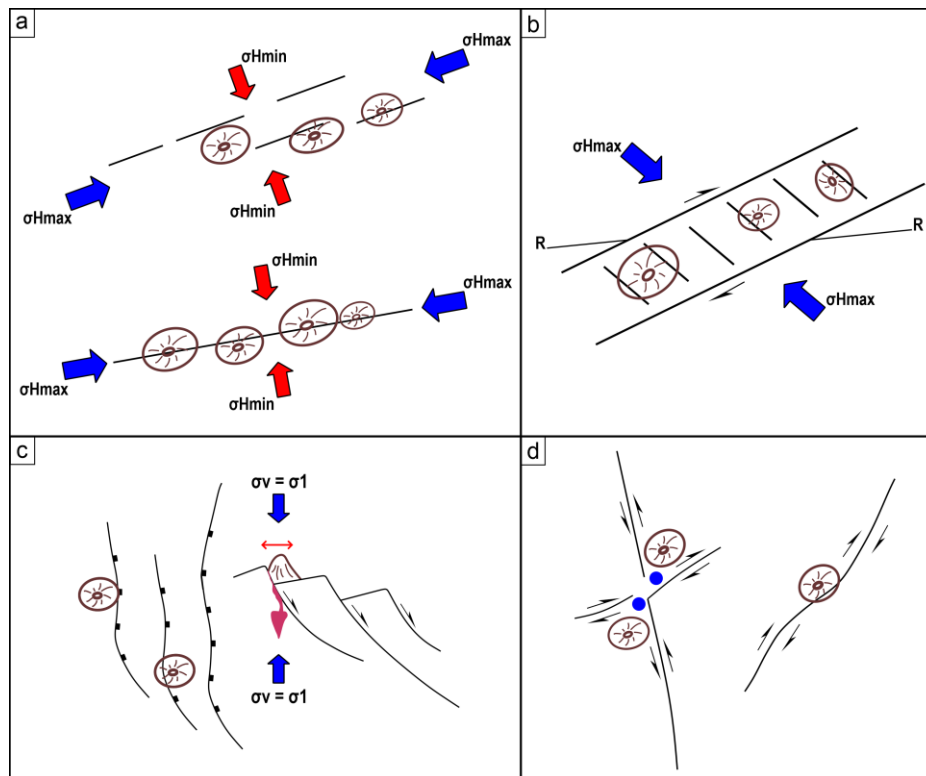
Estas condiciones o posibilidades, que desde el punto de vista estructural generan espacios abiertos y permiten el ascenso de fluidos, pueden ser soportadas o se correlacionan con la presencia de las fuentes hidrotermales, contactos litológicos y la presencia de anomalías magnéticas, las cuales muestran una importante coincidencia con los centros eruptivos existentes (Figura 8). Donde las fallas, los cambios litológicos y la disposición del basamento foliado, esta última a modo de anisotropías heredadas que pueden reactivarse (Zamora y Mora, 2022), facilitarían el ascenso del magma a la superficie y el emplazamiento de los cuerpos volcánicos. Cabe mencionar que de los cinco diques medidos en campo, tres tienen dirección NWW-SEE en el dominio 3, que coincide con la dirección de las rocas de falla asociadas a los volcanes Delgaditas y San Diego tomadas en este mismo dominio. Esto puede considerarse una evidencia que respalda la hipótesis de que las fracturas transversales se comportan como abiertas o de tensión, aunque esta dirección no coincide totalmente con la dirección del SHmax determinado para dominio 3 a partir de planos estriados. Sin embargo, se desconoce la relación de temporalidad entre la intrusión de estos diques, las rocas de falla y los volcanes.

Rodríguez y Rueda-Gutiérrez (2018) mencionan a las estructuras W-E, NWW-SEE y NW-SE como estructuras que facilitan la circulación de fluidos, al ser paralelas a la dirección del esfuerzo máximo horizontal, además del control que ejercen estas y los contactos litológicos sobre los manantiales termales del área geotérmica de San Diego. Resultados que concuerdan

con lo mencionado anteriormente, donde además se determinaron estas características en estructuras NEE-SEE.

Figura 29

Posibilidades estructurales para el ascenso de magma y emplazamiento de volcanes monogenéticos



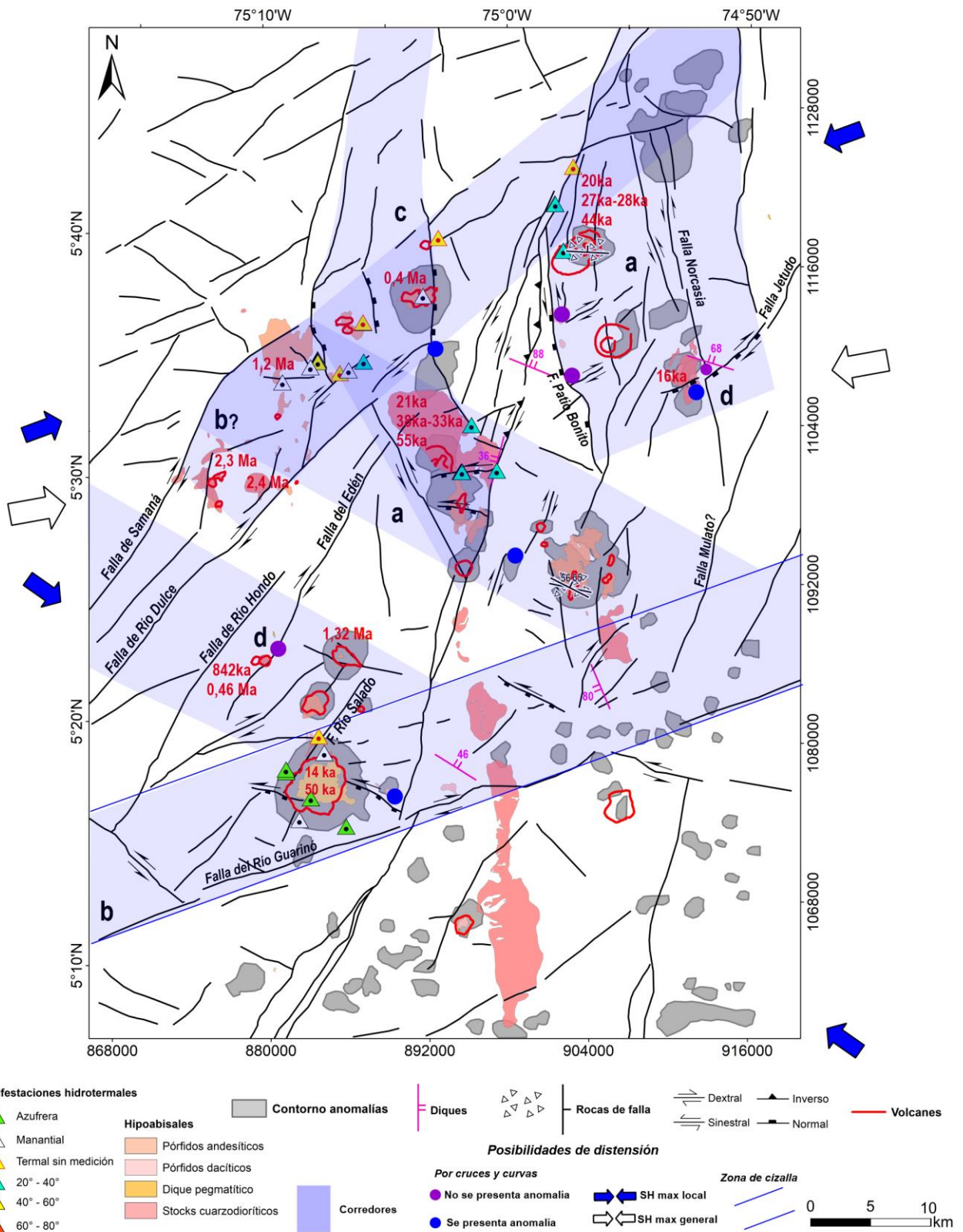
Nota. Condiciones estructurales generadoras de distensión. Basado de Fossen (2010), Santos *et al.* (2022), Botero (2022). Ver mayor explicación en el texto.

En la Figura 30 se presenta un mapa donde se superponen las fallas y lineamientos, el contorno de las anomalías magnéticas, los pórfidos, las fuentes termales, el contorno de los volcanes y el campo de esfuerzos general y local representado con el SHmax por medio de flechas, además de las edades mostradas en la Tabla 1 agrupadas y abreviadas. Por medio de círculos se identifican sitios donde puntualmente se presenta distensión por intersección de fallas

o curvas según la cinemática establecida en este trabajo. Los círculos color azul corresponden a esos sitios donde se presenta una anomalía magnética, y los color morado muestran aquellas donde esto no ocurre. Además, se establecen una serie de “corredores” donde se presentan la mayoría de volcanes, termales, lineamientos transversales y anomalías aeromagnéticas como las zonas “más susceptibles”, y se señalan con letras, los lugares donde se evidencian las condiciones o posibilidades estructurales mostradas en la Figura 29. Leal-Mejía (2011) menciona una migración progresiva en dirección NE del vulcanismo asociado a la Falla de Río Dulce: las diatremas de Arboledas y La Torre (2,3 Ma), hasta La Cabaña (0,4 Ma), con base en edades de U-Pb. Otras edades se han reportado por diferentes autores para el noreste de Caldas (Tabla 1). Dentro del rango de 2,4 Ma a 0,4 Ma, se encuentran los volcanes entre la Falla del Edén y la Falla de Palestina: Morrón (1,32 Ma en masa fundamental) y Piamonte (0,46 Ma en masa fundamental), mientras que para volcanes de los dominios 2 y 3, como el Maar de San Diego, El Escondido y Norcasia (?) se han reportado edades relativamente más recientes, en conjunto, entre los 55.000 y 16.000 años. No obstante, para Guadalupe, que se encuentra dentro del dominio 1 y en cercanías de Piamonte y Morrón, se han reportado edades recientes, de 50.000 y 14.000 años. De este modo, no es clara la evolución espacio-temporal del vulcanismo del noreste de Caldas. Sin embargo, las edades permiten proponer una migración del vulcanismo hacia el E (?) relacionada con lo propuesto por Leal-Mejía (2011). Se necesitan edades de los volcanes que se encuentran en el dominio 3, como Delgaditas, Pekín y Bolivia, para establecer si existe una relación espacial entre los dominios establecidos en este trabajo y la temporalidad del emplazamiento y evolución del campo volcánico.

Figura 30

Control estructural del VNEC



Nota. Mapa estructural del VNEC integrando los volcanes, el contorno de las anomalías termales, los cuerpos hipoabisales de la cartografía 1:100.000, los diques, rocas de falla asociadas con volcanes y las edades.

7. Conclusiones

Los volcanes del noreste de Caldas muestran en su mayoría una relación espacial estrecha con las anomalías de la señal analítica de campo magnético total, conclusión previamente descrita por el proyecto Caracterización del Vulcanismo del NE de Caldas (Monsalve *et al.*, 2021; 2023).

Se establecieron cuatro (4) dominios estructurales en el noreste de Caldas, caracterizados por el cambio en la dirección de las estructuras mayores, de NNE-SSW (30° - 40°) en los dominios 1 y 4, a NNW-SSE - N-S en los dominios 2 y 3. Estas se relacionan con la tendencia de las anomalías magnéticas y con los volcanes Arboledas, La Torre, Iguana, Guayaquil, Piamonte (dominio 1), Santa Rita, La Cabaña (dominio 2) y Pekín, Bolivia, Delgaditas, Vesubio (dominio 3).

Se presentan fallas transversales a las estructuras mayores, con dirección NEE-SWW entre 50° - 70° y NWW-SEE entre 110° - 120° según el análisis en FracPaQ. En general son más cortas y se relacionan con volcanes como San Diego, Berlín, El Escondido, La Vega, Morrón y Guadalupe.

El basamento del noreste de Caldas presenta variaciones en la foliación que permitieron sectorizar el área para el cálculo de tensores de esfuerzos.

La intrusión del magma puede bascular la foliación y esta puede funcionar como anisotropía preexistente y/o plano facilitador de deslizamiento a profundidad.

Con base en evidencias morfoestructurales, el análisis de los tensores de esfuerzos obtenidos a partir de la inversión de indicadores cinemáticos (diacclasas y planos estriados) y la comparación con la bibliografía existente, en este trabajo se propone la cinemática de algunas de las principales fallas del noreste de Caldas y algunos ajustes en sus trazos. Además, se evidencia la relación que tienen las fallas geológicas con el vulcanismo identificado en el noreste de Caldas.

Se obtuvieron tensores de esfuerzos a partir de diaclclasas y planos estriados que se pueden resumir en un tensor NEE-SWW (SH_{max} 80°) con régimen de transcurrancia, considerado como el tensor regional para la zona de estudio, y tensores con SH_{max} promedio NEE-SWW y NWW-SEE a NW-SE que muestran variaciones locales del campo de esfuerzos.

De este modo, considerando las evidencias morfológicas y geológicas, los tensores de esfuerzos, la presencia de fuentes hidrotermales y las anomalías magnéticas, se proponen posibilidades estructurales que pueden facilitar el ascenso de fluidos hidrotermales y magma, como estructuras paralelas a subparalelas al esfuerzo máximo horizontal (SH_{max}), fallamiento normal en los dominios 2 y 3, fracturas de tensión dentro de zonas de cizalla, y la intersección y curvas de las fallas de rumbo en toda la zona. Estas condiciones estructurales se relacionan con varios de los volcanes que han sido identificados en el noreste de Caldas y pueden ser importantes al momento de definir las zonas susceptibles al emplazamiento de vulcanismo en el noreste de Caldas durante el establecimiento de una metodología para la evaluación de la amenaza y posterior monitoreo volcánico.

En el noreste de Caldas se encuentran centros poblados como Manzanares, Pensilvania y Samaná, que en conjunto albergan más de 60.000 habitantes, en medio de volcanes que están

dentro del rango temporal del arco volcánico activo, lo que hace necesaria la evaluación de la amenaza.

8. Recomendaciones y limitaciones

Se recomienda la integración y comparación de los resultados con otros tipos de información geofísica, sismológica y de sísmica 2D o 3D, con el objetivo de determinar fallas y zonas con actividad sísmica reciente y mejorar la interpretación de las estructuras a profundidad. Así como una caracterización de morfoestructuras y rasgos neotectónicos más detallada.

Adquirir más datos de campo en los sectores denominados en este trabajo como Samaná, y en el dominio 4. También al norte de la zona de estudio, específicamente al noroeste de la Falla de Samaná y al norte del Maar de San Diego, donde se presentan estructuras transversales y una anomalía magnética importante, respectivamente.

Realizar un análisis morfométrico de la alineación y elongación de la base de los edificios volcánicos para la determinación de tensores de esfuerzos por este método y su comparación con los resultados obtenidos en este trabajo.

Realizar más dataciones en masa fundamental, además de integrar las composiciones de los volcanes al análisis estructural presentado, con el objetivo de establecer la evolución espacio-temporal del vulcanismo del noreste de Caldas.

Por último, este trabajo evidencia la complejidad estructural del vulcanismo del noreste de Caldas a pesar de no cubrir toda la extensión del área, por lo que debe ser considerado un acercamiento que evidencia un control estructural y cambios en el campo de esfuerzos, que deben ser estudiados a mayor detalle para la determinación de áreas susceptibles, integrando más datos de campo y comparando con otros tipos de información, principalmente geofísica.

Referencias Bibliográficas

- Acosta, J., Lonergan, L., & Coward, M. P. (2004). Oblique transpression in the western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 17(3), 181–194. doi:10.1016/j.jsames.2004.06.002
- Anderson, E.M. (1951) The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain. Oliver and Boyd, 2nd Edition, Edinburgh, 133147.
- Angelier, J. (1979). Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56(3-4), T17–T26. doi:10.1016/0040-1951(79)90081-7
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slips data sets. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5835–. doi:10.1029/JB089iB07p05835
- Angelier, J., & Mechler, P. (1977). Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et en seismologie : la methode des diedres droits. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, S7-XIX(6), 1309–1318. doi:10.2113/gssgfbull.s7-xix.6.1309
- Bain, A. A., Calder, E. S., Cortés, J. A., Cortés, G. P., & Loughlin, S. C. (2018). Textural and geochemical constraints on andesitic plug emplacement prior to the 2004–2010 vulcanian explosions at Galeras volcano, Colombia. *Bulletin of Volcanology*, 81(1). doi:10.1007/s00445-018-1260-y
- Barde-Cabusson, S., Gottsmann, J., Martí, J., Bolós, X., Camacho, A. G., Geyer, A., Planagumà, Ll., Ronchin, E., & Sánchez, A. (2014). Structural control of monogenetic volcanism in the Garrotxa volcanic field (Northeastern Spain) from gravity and self-potential measurements. *Bulletin of Volcanology*, 76(1), 788–. doi:10.1007/s00445-013-0788-0

- Barrero, D., y Vesga, C. (1976a). Geología de la Plancha 188, La Dorada. Mapa escala 1:100.000, Ingeominas. Medellín
- Barrero, D., y Vesga, C. (1976b). Geología de la Plancha 207, La Dorada. Mapa escala 1:100.000, Ingeominas. Medellín
- Bartolini, S., Cappello, A., Martí, J., & Del Negro, C. (2013). QVAST: a new Quantum GIS plugin for estimating volcanic susceptibility. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(11), 3031–3042. doi:10.5194/nhess-13-3031-2013
- Blanco–Quintero, I.F., García–Casco, A., Ruiz, E.C., Toro, L.M., Moreno, M., Morata, D. & Vinasco, C.J. 2013. New petrological and geochronological data from the Cajamarca Complex (Central Cordillera, Colombia) in the Cajamarca–Ibagué region: Late Jurassic thermal resetting of Triassic metamorphic ages or Jurassic orogenic metamorphism? XIV Congreso Colombiano de Geología. Abstracts, p. 247. Bogotá.
- Bohórquez, O. P., Monsalve, M., Velandia, F., Gil, F., y Mora, H. (2005). Marco tectónico de la cadena volcánica más septentrional de la Cordillera Central de Colombia. *Boletín De Geología*, 27(1), 55–79. <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/868>
- Bolós, X., Martí, J., Becerril, L., Planagumà, L., Grosse, P., & Barde-Cabusson, S. (2015). Volcano-structural analysis of La Garrotxa Volcanic Field (NE Iberia): Implications for the plumbing system. *Tectonophysics*, 642, 58–70. doi:10.1016/j.tecto.2014.12.013
- Borrero, C., Murcia, H., Agustín-Flores, J., Arboleda, M. T., & Giraldo, A. M. (2016). Pyroclastic deposits of San Diego maar, central Colombia: an example of a silicic magma-related monogenetic eruption in a hard substrate. *Geological Society, London, Special Publications*, 446(1), 361–374. doi:10.1144/sp446.10

- Botero, L.A. (2022). Control estructural y relación temporal de los volcanes pertenecientes al Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale, Caldas, Colombia (tesis de maestría, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia).
- Botero-Gómez, L.A., Osorio, P., Murcia, H., Borrero, C., y Grajales, J.A. (2018). Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale, Cordillera Central, Andes colombianos (Parte I): Características morfológicas y relaciones temporales. *Boletín de Geología*, 40(3), 85-102. DOI: 10.18273/revbol.v40n3-2018005.
- Burg, J.P. (2020). Structural Geology and Tectonics: teaching. Faults. <https://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/vorlesungen.htm>
- Cañón-Tapia, E. (2016). Reappraisal of the significance of volcanic fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310, 26–38. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.11.
- Cárdenas, P., Ocampo, P., Cocuy, C., Garcés, J., y Marín, L. (2004). Modelo y Cartografía Estructural del Sistema de Fallas de Palestina y Mulatos (Convenio Marco de Cooperación Ingeominas – Universidad de Caldas, Acuerdo complementario 001, Bogotá, Colombia).
- Cas, R.A.F., & Wright, J.V. (1987) *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Allen and Unwin, London. ISBN 0 04 552022 4. <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-009-3167-1>
- Cassidy, J., & Locke, C. A. (2010). The Auckland volcanic field, New Zealand: Geophysical evidence for structural and spatio-temporal relationships. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 195(2-4), 127–137. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.06.016
- Cassidy, J., Locke, C. A., Miller, C. A., & Rout, D. J. (1999). The Auckland volcanic field, New Zealand: geophysical evidence for its eruption history. Geological Society, London, *Special Publications*, 161(1), 1–10. doi:10.1144/gsl.sp.1999.161.01.02

- Ceballos–Hernández, J.A., Martínez–Tabares, L.M., Valencia–Ramírez, L.G., Pulgarín–Alzate, B.A., Correa–Tamayo, A.M., & Narváez–Marulanda, B.L. (2020). Geological evolution of the Nevado del Ruiz Volcanic Complex. In: Gómez, J. & Pinilla–Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary*. Servicio Geológico Colombiano, *Publicaciones Geológicas Especiales* 38, p. 267–296. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.07>
- Cediel, F., Shaw, R.P., & Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in Bartolini, C., Buffler, R.T., & Blickwede, J, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 815– 848.
- Cortés, M., & Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403(1-4), 29–58. doi:10.1016/j.tecto.2005.03.020
- Cortés, R. (1990). Observaciones y Descripciones Petrológicas y Estructurales Asociadas al Tramo Meridional de la Falla Palestina. *Geología Colombiana* 17, p. 211 – 218.
- Cortés–Jiménez, G.P. (2020). Holocene lahar deposits associated with the eruptive activity of Cerro Machín Volcano, Colombia: Impact on landscape and associated potential hazard. In: Gómez, J. & Pinilla–Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary*. Servicio Geológico Colombiano, *Publicaciones Geológicas Especiales* 38, p. 297–331. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.08>
- Cronin, V.S. (2004). *A Draft Primer on Focal Mechanism Solutions for Geologists*. Baylor University. https://www.ocean.washington.edu/courses/oc410/reading/Focal_mechanism_primer.pdf

- Curewitz, D., & Karson, J. A. (1997). Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79(3-4), 149–168. doi:10.1016/s0377-0273(97)00027-9
- Delvaux, D. and Sperner, B. (2003). Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications, 212: 75-100.
- Fandiño, J. H. (2020). Geometría de subducción de la placa de Nazca bajo el noroeste de Suramérica, a partir del análisis de microsismicidad reciente (tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia).
- Feininger, T. (1970). The Palestina Fault, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 81(4), 1201. doi:10.1130/0016-7606(1970)81[1201:tpfc]2.0.co;2
- Feininger, T., Barrero, D., Castro, N., Ramírez, O., Lozano, H y Vesga, J. (1972). Mapa geológico del oriente del Departamento de Antioquia, Colombia : cuadrángulos H-9, H-10, I-10, J-9, y J-10 – Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas. Escala 1:100000. Ingeominas.
- Feininger, T., Barrero, D., Castro, N., Ramírez, O., Lozano, H., y Vesga, J. (1970). Geología de la plancha 168, Argelia. Mapa Escala 1:100.000, Ingeominas. Medellín.
- Forero-Ortega, A.J., Velandia, F., y Barragán-Coy, E.K. (2020). Estilos estructurales y tensores de esfuerzos hacia el suroriente del Macizo de Santander (Colombia). *Boletín de Geología*, 42(2), 129-145. doi: 10.18273/revbol.v42n2-2020007.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge University Press, Cambridge. 463p. <https://folk.uib.no/nglhe/StructuralGeoBook.html>
- Fossen, H., & Cavalcante, G. (2017). Shear zones – A review. *Earth-Science Reviews*, (), S0012825217300272–. doi:10.1016/j.earscirev.2017.05.002

- García-Delgado, H., Velandia, F., Bermúdez, M.A., & Audemard, F. (2022). The present-day tectonic regimes of the Colombian Andes and the role of slab geometry in intraplate seismicity. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 111, 2081–2099. <https://doi.org/10.1007/s00531-022-02227-9>
- Gómez, J. & Montes, N.E., compiladores. (2020). Atlas Geológico de Colombia 2020. Escala 1:500 000. Servicio Geológico Colombiano, 26 hojas. Bogotá.
- Gómez, J., Nivia, Á, Montes, N.E., Almanza, M.F., Alcárcel, F.A., y Madrid, C.A. (2015). Notas explicativas: Mapa Geológico de Colombia. En: Gómez, J. & Almanza, M.F. (Editores), *Compilando la geología de Colombia: Una visión a 2015*. Servicio Geológico Colombiano, *Publicaciones Geológicas Especiales* 33, p. 9–33. Bogotá.
- Gómez-Vasconcelos, M. G., Macías, J.L., Avellán, D. R., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V. H., Cisneros-Máximo, G., Layer, P., Benowitz, J., López-Loera, H., Mendiola-López, F., & Pertou, M. (2020). The control of preexisting faults on the distribution, morphology, and volume of monogenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *GSA Bulletin*. doi:10.1130/b35397.1
- González, H., Agudelo, S., y Calle, B. (1980a). Geología de la plancha. 167, Sonsón. Mapa Escala 1:100.000, Ingeominas. Medellín
- González, H., Agudelo, S., y Calle, B. (1980b). Geología de la plancha. 187, Salamina. Mapa escala 1:100.000, Ingeominas. Medellín
- González-Iregui, H. (1980). Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). *Boletín Geológico*, 23(1), 3–174. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol23.1.1980.396>
- González-Iregui, H. (2001). Geología de las planchas 206 (Manizales) y 225 (Nevado del Ruíz). Escala 1:100 000. Ingeominas.

- González-Iregui, H. (2003). Geología de las cordilleras Central y Occidental de Colombia entre Medellín, Ciudad Bolívar y el Río Arquía, departamento de Antioquia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, ISSN 0120-3630, N°. 15, 2003, págs. 31-50
- Guzmán, J., Franco, G., Ochoa, M., Paris, G., y Taboada, A. (1998). Evaluación Neotectónica, Proyecto para la Mitigación del Riesgo Sísmico de Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal, CARDER, Pereira, Colombia.
- Haag, M. B., Baez, W. A., Sommer, C. A., Arnosio, J. M., & Filipovich, R. E. (2019). Geomorphology and spatial distribution of monogenetic volcanoes in the southern Puna Plateau (NW Argentina). *Geomorphology*. doi:10.1016/j.geomorph.2019.06.00
- Hall, M. L., & Wood, C. A. (1985). Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *GEOLOGY*, V. 13 p. 203 – 207.
- Healy, D., & Rizzo, R. (2017). *Fracture Pattern Quantification: User Guide*.
- Keary, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science. ISBN 0-632-04929-4
- Kroonenberg, S.B., Pichler, H., & Diederix, H. (1982). Cenozoic alkalibasaltic to ultrabasic volcanism in the Uppermost Magdalena Valley, South-central Huila Department, Colombia. *Geología norandina (Bogotá)*, 5: 19-26
- Larrea, P., Salinas, S., Widom, E., Siebe, C., & Abbitt, R. J. F. (2017). Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historical case of Parícutin (Michoacán, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 348, 36–48. doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.10.016

- Le Corvec, N., Spörl, K. B., Rowland, J., & Lindsay, J. (2013). Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews*, 124, 96–114. doi:10.1016/j.earscirev.2013.05.0
- Leal-Mejía, H. (2011). Phanerozoic Gold Metallogeny in the Colombian Andes: A Tectono-Magmatic Approach (tesis de doctorado, Universitat de Barcelona, España).
- Lorenz, V. (2007). Syn- and post-eruptive hazards of maar–diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1-3), 285–312. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.02.015
- Mabee, S. B., Hardcastle, K. C., & Wise, D. U. (1994). A Method of Collecting and Analyzing Lineaments for Regional-Scale Fractured-Bedrock Aquifer Studies. *Ground Water*, 32(6), 884–894. doi:10.1111/j.1745-6584.1994.tb00928.x
- Marín-Cerón, M. I., Leal-Mejía, H., Bernet, M., & Mesa-García, J. (2019). Late Cenozoic to Modern-Day Volcanism in the Northern Andes: A Geochronological, Petrographical, and Geochemical Review. *Frontiers in Earth Sciences*, 603–648. doi:10.1007/978-3-319-76132-9_8
- Marliyani, G-I., Helmi, H., Arrowsmith, J-R., & Clarke, A. (2020). Volcano morphology as an indicator of stress orientation in the Java Volcanic Arc, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (), 106912–. doi:10.1016/j.jvolgeores.2020.106912
- Martí, J., López, C., Bartolini, S., Becerril, L., & Geyer, A. (2016). Stress Controls of Monogenetic Volcanism: A Review. *Frontiers in Earth Science*, 4. doi:10.3389/feart.2016.00106
- Martí, J., Villaseñor, A., Geyer, A., López, C., & Tryggvason, A. (2017). Stress barriers controlling lateral migration of magma revealed by seismic tomography. *Scientific Reports*, 7(1). doi:10.1038/srep40757
- Martínez, L., Valencia L., Ceballos, J., Narváez, B., Pulgarín, B., Correa, A., Navarro, S., Murcia, H., Zuluaga, I., Rueda, J., & Pardo, N. (2014). Geología y estratigrafía del Complejo Volcánico

- Nevado del Ruiz. Informe final, Bogotá – Manizales – Popayán. Servicio Geológico Colombiano. 853p.
- Maya, M., y González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. Boletín Geológico Ingeominas. 35. 43-57. [10.32685/0120-1425/bolgeol35.2-3.1995.316](https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol35.2-3.1995.316).
- Mejía, E. L., Velandia, F., Zuluaga, C. A., López, J. A., y Cramer, T. (2012). Análisis estructural al noreste del Volcán Nevado del Ruiz, Colombia – aporte a la exploración geotérmica. Boletín De Geología, 34(1). <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/2713>
- Monsalve Bustamante, M. L., Gómez Tapias, J., & Rueda, J. B. (Eds.). (2016). Programa y guía de excursión. Reunión vulcanismo monogenético y freatomagmatismo. Libros del Servicio Geológico Colombiano. <https://libros.sgc.gov.co/index.php/editorial/catalog/book/71>.
- Monsalve, M. L, Ortiz Martin, I. D., & Avila Vallejo, H. (2023a). Morphology and general stratigraphy of the maar-type San Diego volcano, NE of Caldas, Colombia. Boletín Geológico, 50(1). <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bol.geol.50.1.2023.684>
- Monsalve, M. L., Ortiz, I. D., & Norini, G. (2014). Deposits associated to San Diego Maar volcano (Colombia). In IAVCEI–5IMC Conference Querétaro, México.
- Monsalve, M. L., Ortiz, I. D., & Norini, G. (2019). El Escondido, a newly identified silicic Quaternary volcano in the NE region of the northern volcanic segment (Central Cordillera of Colombia). Journal of Volcanology and Geothermal Research. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.12.010>
- Monsalve, M. L., y Arcila, M. (2016). Volcán El Escondido: ¿Evidencia de la prolongación norte del vulcanismo activo en Colombia?. Simposio 100 años Servicio Geológico Colombiano, Bogotá.
- Monsalve, M.L, Ortiz, I.D. Ávila, H., y Osorio, S. (2023b). Vulcanismo del NE de Caldas. Informe final (en preparación). Servicio Geológico Colombiano.

- Monsalve, M.L., Ortiz, I.D., Ávila, H., Osorio, S. (2021). Proyecto de Caracterización del Vulcanismo del Nororiente de Caldas. Mapa de estructuras volcánicas versión 1. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales, Servicio Geológico Colombiano.
- Monsalve, M.L., Rueda, B., y Rodríguez, G. (2015). Vulcanismo en el Área Geotérmica de San Diego (Caldas). Informe de Avance: Servicio Geológico Colombiano.
- Monsalve–Bustamante, M.L. (2020). The volcanic front in Colombia: Segmentation and recent and historical activity. In: Gómez, J. & Pinilla–Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 38, p. 97–159. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.03>
- Monsalve–Bustamante, M.L., Gómez, J., & Núñez–Tello, A. (2020). Rear–arc small–volume basaltic volcanism in Colombia: Monogenetic volcanic fields. In: Gómez, J. & Pinilla–Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 38, p. 353–396. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.10>
- Montes, N., Velandia, F., Osorio, J., Audemard, F., y Diederix, H. (2005). Interpretación morfotectónica de la falla Ibagué para su caracterización paleosismológica. *Boletín De Geología*, 27(1), 95–114. <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/866>
- Mosquera, D., Marín, P., Vesga, C., y González, H. (1998) . *Geología de la plancha*. 206, Manizales. Mapa escala 1:100.000, Ingeominas. Medellín
- Murcia, H. F., Hurtado, B. O., Cortés, G. P., Macías, J. L., & Cepeda, H. (2008). The ~2500 yr B.P. Chicoral non-cohesive debris flow from Cerro Machín Volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171(3-4), 201–214. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.11.

- Murcia, H., & Németh, K. (2020). Effusive Monogenetic Volcanism. *Volcanoes - Updates in Volcanology*. doi: 10.5772/intechopen.94387
- Murcia, H., Borrero, C., & Németh, K. (2019). Overview and plumbing system implications of monogenetic volcanism in the northernmost Andes' volcanic province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 383, 77-87.
- Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation – principle and proposal. *Journal of Volcanol. Geotherm Research*.
- Navarro, S., Pulgarín, B., Monsalve, M. L., Cortés, G. P., Calvache, M. L., Pardo, N., y Murcia, H. (2009). Geología e historia eruptiva del Complejo Volcánico Doña Juana (CVDJ) Nariño. *Boletín De Geología*, 31(2). Recuperado a partir de <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/354>
- Németh, K., & Kereszturi, G. (2015). Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 104, 2131–2146. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1243-6>
- Ortiz, I. D. (2015). Modelo Estructural del Maar de San Diego, volcán septentrional de los Andes Colombianos (tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia).
- Ortiz, I., y Alfaro, C. (2011). Inventario Nacional de Manantiales Termales: fase 2011. Caldas, Risaralda, Tolima y Nariño. Proyecto sub09-23 exploración de recursos geotérmicos. Ingeominas.
- Page, W.D. (1986). *Seismic Geology and Seismicity of Northwestern Colombia*. Compilación ISA. Medellín.
- Pardo, N., Pulgarín, B., Betancourt, V., Lucchi, F., & Valencia, L. J. (2018). Facing geological mapping at low-latitude volcanoes: The Doña Juana Volcanic Complex study-case, SW-Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. doi:10.1016/j.jvolgeores.2018.04

- Paris G., Machette, M.N., Dart, R.L., & Haller, K.M. (2000). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions. doi: 10.3133/ofr00284
- Paris, G., & Romero, J. (1994). Fallas activas de Colombia. *Boletín Geológico*. Vol. 34 Núm. 2-3 (1994) ISSN: 0120-1425
- Passchier, C.W., Trouw, R.A. (2005). *Microtectonics*. Springer Science & Business.
- Puentes, M., Robayo, A., Moyano, I., Henríque, E., Lara, M., Arias, H., Ospina, D., Rojas, Óscar, Gómez, E., Torrado, S., & Prieto Rincón, G. (2021). Regional integration and 3D modeling of airborne geophysical data: Map of Geophysical Anomalies of Colombia for mineral resources, 2020 version. *Boletín Geológico*, 48(Spl.1), 11–24. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bol.geol.48.Spl.1.2021.586>
- Raigosa, S. (2021). Aporte a los estudios cartográficos, composicionales y geocronológicos del campo volcánico monogenético Tapias-Guacaica municipio de Neira, Caldas, Colombia (tesis de pregrado, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia).
- Restrepo, J.J. & Toussaint, J.F. 2020. Tectonostratigraphic terranes in Colombia: An update. First part: Continental terranes. In: Gómez, J. & Mateus-Zabala, D. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 1 Proterozoic – Paleozoic*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 35, p. 37–63. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.03>
- Rivera-Lara, V.C. (2021). Estudio morfométrico y geomorfológico del campo volcánico monogenético Guamuez – Sibundoy, Colombia (tesis de pregrado, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia).
- Rodríguez, G., y Rueda-Gutiérrez, J.H. (2018). Geología estructural del área geotérmica de San Diego, Cordillera Central de los Andes Colombianos: Implicaciones para el emplazamiento de volcanes y la circulación de fluidos geotérmicos. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá.

- Rout, D. J., Cassidy, J., Locke, C. A., & Smith, I. E. M. (1993). Geophysical evidence for temporal and structural relationships within the monogenetic basalt volcanoes of the Auckland volcanic field, northern New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 57(1-2), 71–83. doi:10.1016/0377-0273(93)90032-m
- Rueda-Gutiérrez, J.B. (2019). Aportes al conocimiento del Magmatismo de la Cordillera Central de Colombia en su Flanco Oriental: Área geotérmica de San Diego, Samaná, Caldas. *Boletín de Geología*, 41(2), 45-70. DOI: 10.18273/revbol.v41n2-2019003
- Rueda-Gutiérrez, J.H., y Rodríguez, G. (2016). Geología del área geotérmica de San Diego, Caldas. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá.
- Saldarriaga, M., & Duque-Trujillo, J.F. (2020). Kinematics and stress field analysis from a major strike-slip fault on the northern Andes: the Palestina Fault System (tesis de maestría, Universidad EAFIT, Medellín, Colombia).
- Sánchez-Torres, L. (2017). Caracterización de los productos volcánicos del Volcán El Escondido y propuesta de un modelo evolutivo (tesis de pregrado, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia).
- Sánchez-Torres, L. (2022). Características geológicas del Campo Volcánico Monogenético Samaná: Implicaciones en su evolución magmática (tesis de maestría, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia).
- Sánchez-Torres, L., Murcia, H., & Schonwalder-Ángel, D. (2022). The Northernmost Volcanoes in South America (Colombia, 5–6°N): The Potentially Active Samaná Monogenetic Volcanic Field. *Front. Earth Sci.* 10:880003.doi: 10.3389/feart.2022.880003.
- Sánchez-Torres, L., Toro, A., Murcia, H., Borrero, C., Delgado, R., & Gómez-Arango, J. (2019). El Escondido tuff cone (38 ka): a hidden history of monogenetic eruptions in the northernmost

volcanic chain in the Colombian Andes. *Bulletin of Volcanology*, 81(12). doi:10.1007/s00445-019-1337-2

Santos F., Sommer C., Haag M., Baez W., Caselli A., & Baez A. (2022). Tectonic controls on geomorphology and spatial distribution of monogenetic volcanoes in the Central Southern Volcanic Zone of the Andes (Argentina). *Geomorphology*; 402; 108130. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108130>

Schonwalder-Ángel, D., Cortés, J. A., & Calder, E. S. (2018). The interplay of magmatism and tectonics: An example based on the satellite scoria cones at Llaima volcano, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. doi:10.1016/j.jvolgeores.2018.10.020

SGC. (2013). *Inventario Nacional de Manifestaciones Hidrotermales*. Servicio Geológico Colombiano. <http://hidrotermales.sgc.gov.co/>.

Smith, I. E. M., & Németh, K. (2017). Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. *Geological Society, London, Special Publications*, 446(1), 1–28. doi:10.1144/sp446.14

Sperner, B., & Zweigel, P. (2010). A plea for more caution in fault–slip analysis. *Tectonophysics*, 482, 29-41.

Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2) 161–206.

Suter, F., Sartori, M., Neuwerth, R., & Gorin, G. (2008). Structural imprints at the front of the Chocó-Panamá indenter: Field data from the North Cauca Valley Basin, Central Colombia. , 460(1-4), 0–157. doi:10.1016/j.tecto.2008.07.015

Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., & Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), 787-813.

- Tibaldi, A. (2015). Structure of volcano plumbing systems: A review of multi-parametric effects. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 298, 85–135. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.03.023
- Toro, R. A., y Osorio, J. A. (2005). Determinación de los tensores de esfuerzos actuales para el segmento norte de los Andes calculados a partir de mecanismos focales de sismos mayores. *Boletín De Geología*, 27(1), 13–24. <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/864>
- Vargas, C. A., & Mann, P. (2013). Tearing and Breaking Off of Subducted Slabs as the Result of Collision of the Panama Arc-Indenter with Northwestern South America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(3), 2025–2046. doi:10.1785/0120120328
- Vargas, L. M. (2020). Caracterización de los volcanes Las Margaritas 1 y 2, Campo Volcánico Monogenético Tapias-Guacaica, Colombia (tesis de pregrado, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia).
- Vargas-Arcila, L., Murcia, H., Osorio-Ocampo, S., Sánchez-Torres, L., Botero-Gómez, L.A., Bolaños, G. (2023). Effusive and evolved monogenetic volcanoes: two newly identified (~800 ka) cases near Manizales City, Colombia. *Bull Volcanology* 85, 42. <https://doi.org/10.1007/s00445-023-01655-y>
- Velandia, F. (2003). Informe técnico - Cartografía geológica y estructural sector sur del municipio de Paipa. Ingeominas. 10.13140/RG.2.1.4741.2720.
- 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 (tesis de doctorado, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia).

- Wagner, L. S., Jaramillo, J. S., Ramírez-Hoyos, L. F., Monsalve, G., Cardona, A., & Becker, T. W. (2017). Transient slab flattening beneath Colombia. *Geophysical Research Letters*, 44(13), 6616–6623. doi:10.1002/2017gl073981
- Wohletz, K., & Heiken, G. (1992). *Volcanology and Geothermal Energy*. Berkeley: University of California Press. <http://ark.cdlib.org/ark:/13030/ft6v19p151/>
- Zuluaga, I. (2011). Definición del campo volcánico monogenético de San Agustín (CVSA), Huila, Colombia. (tesis de pregrado, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia).