



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Modelo Estructural del Maar de San Diego, volcán septentrional de los Andes Colombianos

Ivan Darío Ortiz Martín

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia

2015

Modelo Estructural del Maar de San Diego, volcán septentrional de los Andes Colombianos

Ivan Darío Ortiz Martín

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:
Magíster en Ciencias - Geología

Director:
Profesor Andreas Kammer

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia

2015

Agradecimientos

A mi familia.

A la comunidad geológica.

Todas las generalizaciones son peligrosas, inclusive esta.

Alexandre Dumas (1824–95)

Resumen

La franja volcánica de los Andes colombianos reúne más de 50 focos de emisión cuaternarios y culmina al norte, abajo de la dorsal cordillerana central del país que hospeda volcanes activos como el Cerro Machín y el Nevado del Ruiz, hacia la vertiente occidental del Magdalena, en la provincia volcánica del maar de San Diego. Estos dos segmentos volcánicos son atravesados la falla Palestina, estructura regional que afecta el basamento metamórfico de la Cordillera Central. Otras fallas cruzan la Palestina y satélites a esta, lo que propicia sectores fracturados que promueven la acumulación, tránsito de fluidos hidrotermales y el freatomagmatismo encontrado en el maar.

Por medio de recopilación cartográfica, bibliográfica, de imágenes y en campañas de campo, se realiza un modelo de las estructuras principales en el maar. Las evidencias de los sistemas fracturados en las rocas se abordan de una manera estocástica, estadística y determinista para un análisis del comportamiento del subsuelo con fines geotérmicos, vulcanológicos y tectónicos.

Palabras clave: Vulcanismo, Andes, Hidrotermal, maar, falla Palestina.

Abstract

The volcanic segment of the Colombian Andes hosts more than 50 eruption foci of quaternary activity, these end north on the Central cordillera and divert towards western Magdalena Basin on the volcanic province of San Diego maar. The direction in the course of occurrence follows the line of the Palestina fault, which cuts the metamorphic basement on a wrench tectonic environment and is in turn crossed by transversal fault systems due to the added influence of the Panamá - Chocó indenter. These structures have promoted the occurrence of hydrothermal activity on the surface and are a key factor on the occurrence of phreatomagmatism on the maar.

Through mapping, bibliographic and imagery analysis, along with field campaigns, a model on the structures on the San Diego maar is proposed. The fractured systems on the rock masses are approached on a stochastic – statistical and deterministic manner for underground flow behavior analysis to be used on geothermal, volcanological and tectonic purposes.

Keywords: Maar type volcanism, Andes, Hydrothermal, Palestina fault. .

Contenido

	Pág.
1. Introducción	13
2. Contexto teórico del modelo	16
3. Metodología	29
4. Resultados.....	47
5. Conclusiones.....	77
6. Referencias Bibliográficas	79

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1. El Maar de San Diego	13
Figura 2. Localización del área volcánica del norte de los Andes y detalle del sector del maar de San Diego	14
Figura 3. Izq. Esquema de una zona de falla.	17
Figura 4. Estado de esfuerzos para un plano tridimensional	18
Figura 5. Diagrama de Mohr con escala de tendencia al fallamiento y tendencia a la dilatación.....	20
Figura 6. Esquema tectónico del Cinturón Orogénico Circum-Pacífico.	20
Figura 7. Izq. Mapa de la Cordillera de Los Andes y rasgos principales.....	21
Figura 8. Mapa de estructuras y litología regional del Bloque del Norte de Los Andes....	24
Figura 9. Esquema de la erupción de un volcán tipo maar.	25
Figura 10. Manantiales termales de la PVSD	27
Figura 11. Mapa de los manantiales termales del área volcánica.....	28
Figura 12. Mapa localización archivo cartográfico y fotográfico.....	31
Figura 13. Esquema de localización del foco de luz y de notación utilizada	34
Figura 14. Procesamiento de las imágenes Aster	36
Figura 15. Mapas de pendiente con escala en grados y en porcentaje	37
Figura 16. Gráficas para el valor Fisher K.	38
Figura 17. Estereogramas coloreados	40
Figura 18. Esquema de una roca fracturada	40
Figura 19. Representación de las fracturas en volumen tridimensional o Geocelular.	41
Figura 20. Transformación de una red espacial	44
Figura 21. Mapa de fallas en el área volcánica del norte de los Andes colombianos	48
Figura 22. Esfuerzos sobre las fallas – lineamientos.....	51
Figura 23. Mapa resultado de fotometría y análisis de imagen Aster	53
Figura 24. Mapa de estructuras locales.....	54

Figura 25. Esfuerzos sobre las estructuras – lineamientos.....	56
Figura 26. Cortes con los datos de foliación proyectados con escala de dirección de buzamiento.....	58
Figura 27. Análisis de planos en roca.....	59
Figura 29. Planos cortando los depósitos volcánicos de la quebrada La Concha	71
Figura 30. Estereogramas con proyección de polos de los planos en el basamento polimetamórfico del área del maar.....	71
Figura 31. Mapa resultado fracturas de cizallamiento. Estereogramas de fracturas de tensión particularmente abiertas.....	72
Figura 33. Resumen de los planos del DFN	74
Figura 34. Red de fracturas discretas (DFN)	75
Figura 35. Modelos de conectividad y permeabilidad de las fracturas	76

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 1. Fuentes de información preexistente utilizada.....	29
Tabla 2. Características de las imágenes DEM utilizadas	30
Tabla 3. Cartografía	30
Tabla 4. Datos de campo utilizados en el modelo	32
Tabla 5. Modelos de sombra en ángulo de luz de fuente de luz variable a una altura de 45° y lineamientos extraídos automáticamente	35
Tabla 6. Cálculo de la pendiente	37
Tabla 8. Fracturas de tensión relacionadas a la foliación media M para cada clúster.....	73
Tabla 9. Fracturas de tensión abiertas y fracuentes	74

Glosario de definiciones

Un maar es un cráter volcánico que es más bajo que el suelo o superficie pre-eruptiva. Tiene una forma intermedia entre embudo y un plato pando. Se encuentran rodeados de una capa de escombros piroclásticos de profundidad variable en algunos casos alcanzando la altura de un anillo de tobas. Los cráteres se forman principalmente por abrasión y caída o por colapso a lo largo de fallas del anillo eruptivo (Noll, 1967 en Lorenz et al., 1970). Pueden estar cubiertos por agua, formando una laguna intracratérica, como se cree que sucede en San Diego.

El término fractura se refiere a todas las rupturas o discontinuidades en un medio rocoso, fisuras, diaclasas y fallas que se pueden presentar en una formación litológica. Los desplazamientos pueden ser normales a las paredes de las discontinuidades (fracturas tensionales o diaclasas) o sobre el plano de discontinuidad (fracturas de cizalla y fallas). Mientras que las fallas son generadas por eventos tectónicos a gran escala, las diaclasas se forman usualmente por levantamiento y erosión, sobre-presión de fluidos y reacciones térmicas y/o químicas (Berkowitz, 2002).

Las diaclasas son el tipo de estructura geológica más frecuente por un amplio margen. Se definen como grietas o fracturas en la roca sobre las cuales ha habido poco o nulo desplazamiento transversal (Price 1966). Usualmente ocurren en conjuntos más o menos paralelos y regularmente espaciados. Son importantes en la configuración de bloques rocosos donde pueden controlar deslizamientos y también proveer conductos para fluidos a través de la roca.

Las fallas son superficies de fractura en las cuales ha ocurrido desplazamiento paralelo al plano nominal de la fractura. (Jaeger et al. 2007). Usualmente son estructuras únicas pero un gran número de ellas puede mancomunarse en una *zona de falla*.

Falla de splay: una perteneciente a la ramificación de fallas sintéticas cerca a la terminación de una falla mayor que acomoda un desplazamiento sobre un área extensa.

Tensión. Deformación: Describe la deformación en términos de desplazamiento relativo en las partículas que excluye movimientos de cuerpos rígidos.

Como sensores remotos se entiende en general las técnicas usadas en detectar o inferir las propiedades de un objeto que está lejos del detector o sensor. La utilización de sensores remotos permite estimar y cuantificar aspectos morfológicos y de uso del terreno que pueden verse relacionados a las condiciones sub-superficiales de las rocas y estructuras

Los modelos digitales de elevación (o DEM por sus siglas en inglés) son imágenes tipo raster donde a las coordenadas de ubicación x,y se le asigna un valor de altura en una malla regular con lo cual se puede generar una modelación del terreno para diversos usos.

1. Introducción

La cordillera Central de los Andes colombianos hospeda la cadena volcánica de norte del país, con volcanes activos como el Nevado del Ruiz, el Nevado del Tolima y el Machín, así como otros focos eruptivos ya extintos pero con tefras de edad holocénica, el más septentrional de estos es el volcán - maar de San Diego (Figura 1).

La dinámica cortical para el sector volcánico en estudio es considerada como de ambiente contraccional-transpresivo, situada al oriente del margen activo, entre las placas Nazca y el Bloque de Panamá- Chocó y el continente suramericano. La ocurrencia de la cadena volcánica activa y las ocurrencias extintas se asocia genéticamente a fallas y esfuerzos regionales que han dado lugar al emplazamiento de cuerpos ígneos y focos volcánicos, la falla de Palestina (Feininger, 1970; MGC, 2015) es la estructura principal en los edificios volcánicos activos y en el maar de San Diego

El carácter freato-magmático del maar observado en sus tefras, es acompañado por emisiones de gas y aguas termales copiosas se presentan como un prospecto geotérmico y un fenómeno vulcano-tectónico particular el territorio colombiano.



Figura 1. El Maar de San Diego, sobre el basamento esquistoso paleozoico y limitado por la falla de Palestina. La laguna de 2 km de ancho y forma de gota (ápice: arriba en foto a la izquierda y abajo en la derecha).

1.1 Localización

El maar de San Diego se localiza sobre la Cordillera Central de los Andes colombianos, a una altura de 750 msnm sobre vertiente occidental del Valle Medio del Magdalena. Las coordenadas geográficas del maar son 5°39'N de latitud y 74°56'O de longitud (Figura 2). El área se caracteriza por ser una zona montañosa y densamente vegetada al norte del departamento de Caldas.

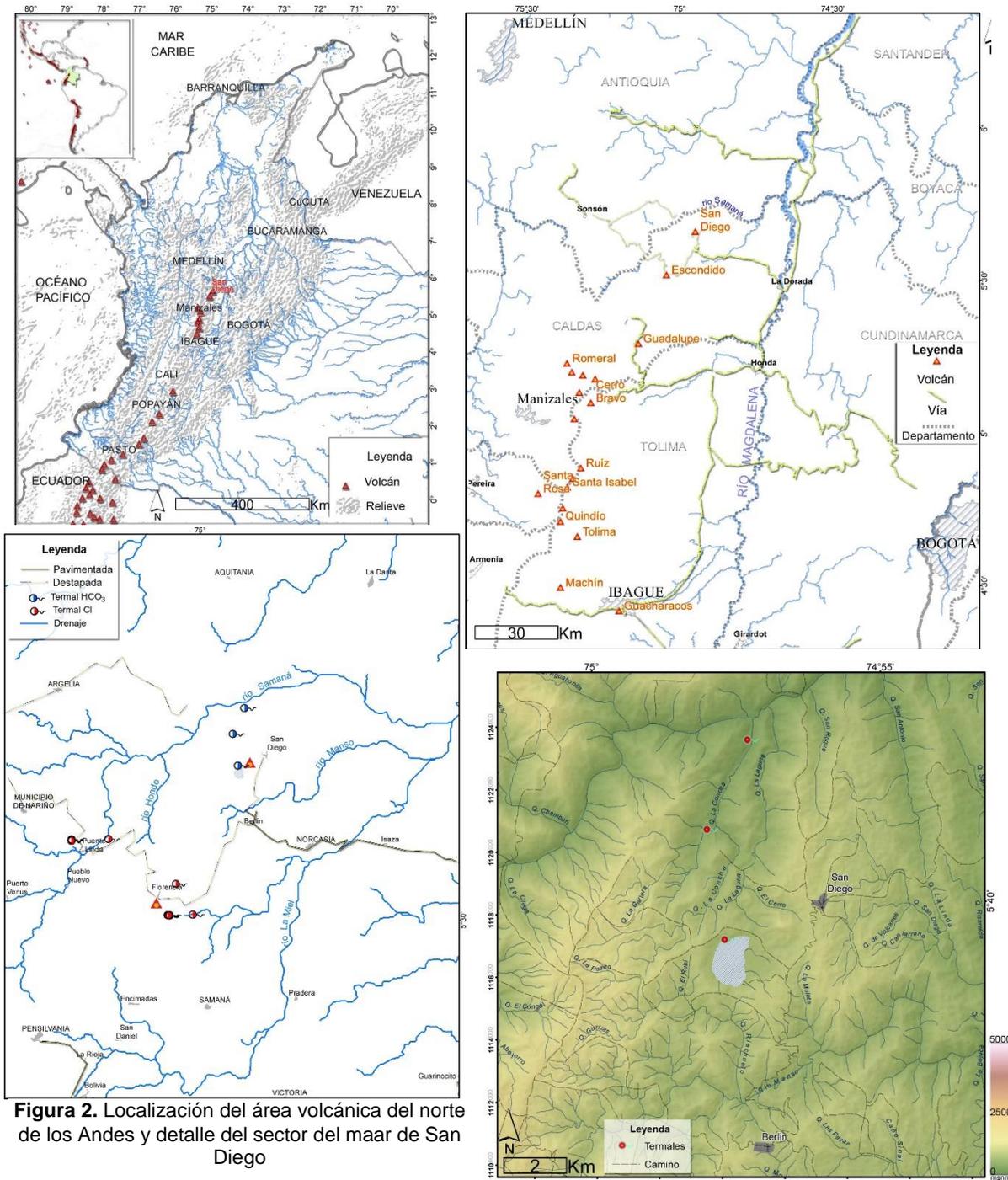


Figura 2. Localización del área volcánica del norte de los Andes y detalle del sector del maar de San Diego

1.2 Hipótesis

La transcurrencia y deflexión de la falla Palestina a la altura del maar de San Diego generan de sistemas fracturados aptos para la concentración de fluidos acuosos en el subsuelo, como los observados en el freatomagmatismo del área.

1.3 Objetivo General

Desarrollar un modelo de sistemas fracturados en área del maar de San Diego y contrarrestar con las ocurrencias hidrotermales del área proponiendo sectores de flujo y almacenamiento.

1.3.1 Objetivos Específicos

Para alcanzar el objetivo general se proponen los siguientes objetivos específicos:

- Identificar estructuras regionales y locales en el área volcánica norte de los Andes colombianos y relación con hidrotermalismo superficial.
- Estimar la influencia de las estructuras en el potencial geotérmico del sector.
- Proponer relación entre fallas y esfuerzos con la genética del vulcanismo e hidrotermalismo cartografiado para el área de interés.

2. Contexto teórico del modelo

Un modelo de estructuras geológicas contribuye al dimensionamiento de recursos y riesgos albergados en el subsuelo. Los espacios dentro del material rocoso que permiten la acumulación y transporte de fluidos en el subsuelo dependen del medio, como por porosidad en rocas sedimentarias o por discontinuidades del medio como fracturas, planos de foliación y estratificación.

Las fracturas son discontinuidades macroscópicas en las rocas, se encuentran en todos los tipos (ígneas, sedimentarias y metamórficas) y ambientes tectónicos. Suelen generar circuitos permeables en el subsuelo y/o influenciar la dirección de confluencia hacia zonas de falla y alrededores, este fenómeno ha sido explicado por autores como Gudmundsson (2000), Lee & Farmer, (1993) y Barton et al, (1995) entre otros.

Los patrones permeables anisotrópicos se distribuyen sobre y alrededor de las fallas y su predicción influye en la evaluación y desarrollo de prospectos geotérmicos (p.e. Meixner et al. 2013; Huenges, 2010). Las manifestaciones hidrotermales han sido asociadas a la ubicación respecto a fallas, y sectores de ruptura del medio rocoso, como lo explica Curewitz & Karson (1997) y Cowie & Scholz (1992), Figura 3:

- Puntas de las fallas, que definen un trazo curvilíneo donde se concentran los esfuerzos y propaga la fractura a través de roca no fracturada. El área de fracturamiento intenso alrededor terminación tiene una dimensión proporcional al largo de la falla, del orden de 5 al 10%
- Áreas de interacción de las terminaciones de fallas. En el cruce de dos fallas, el tamaño y forma de la región de ruptura se define por la longitud, el espaciamiento, de los trazos de las fallas, así como la dimensión del solapamiento y la cinemática de la misma.
- Intersecciones de dos o más fallas, se puede comportar en diversas formas según la geometría y cinemática. Las intersecciones focalizadas (*locked*), curren donde los vectores de deslizamiento son no-paralelos o inclusive en direcciones opuestas. Esta incompatibilidad cinemática suele conducir a una falla que transecta y desplaza otras fallas. Donde los vectores de desplazamiento son paralelos no se desarrolla incompatibilidad cinemática en el punto de la intersección por tanto la región de ruptura no sería significativa, ya que el almacenamiento de esfuerzos de fracturamiento activo es probable que ocurra alejado del área de intersección.

- Intersecciones de fallas con movimiento vertical. En conjunción de fallas con vectores de desplazamiento paralelo, como las fallas de transferencia a lo largo de sistemas de fallas extensionales o con la intersección entre sistemas con fallas de dislocación vertical (dip-slip).

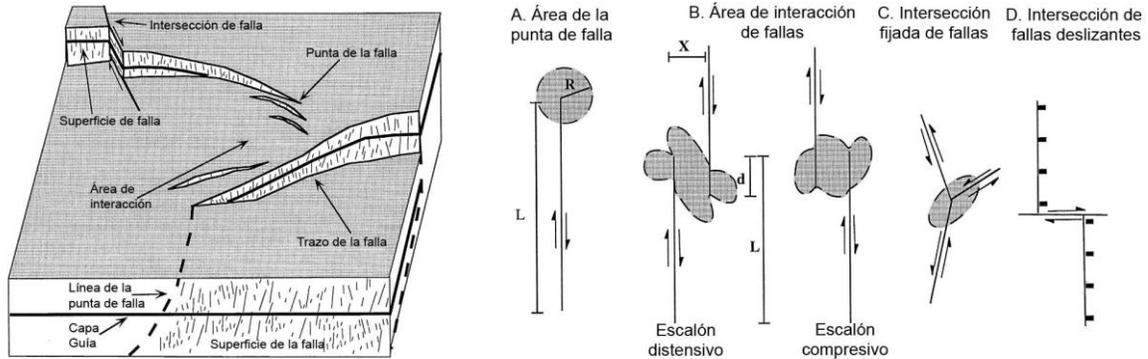


Figura 3. Izq. Esquema de una zona de falla. Der. Esquema de regiones de ruptura (en gris) asociadas con diferente geometría de fallas. Explicación en el texto. Modificado de Kurewitz & Karson 1997.

El fracturamiento localizado por fricción sobre la falla durante el desplazamiento o por rompimiento sobre superficies de falla irregulares, pueden formar grandes volúmenes de roca fracturada a lo largo de una zona de falla, lo que deriva en permeabilidad anisotrópica por la generación de harina de falla y cataclasitas paralelas a la superficie de la falla actuando como ranuras para fluidos hidrotermales. Sin embargo, donde ha habido un cizallamiento fuerte la roca pulverizada puede rellenar los espacios abiertos bloqueando la permeabilidad (Bogie, 2001), por esto las estructuras secundarias, como fallas normales y rupturas tensionales, son las consideradas como especialmente permeables.

La evolución de manantiales termales y fumarolas ha sido relacionada en la confluencia de fallas en sistemas volcánicos activos y extintos, en el país, trabajos como los de CHEC et al, (1983), Velandia, (2003) describen el fenómeno en volcanes colombianos de Azufral, Ruiz y Paipa.

2.1 Esfuerzos

Las masas de roca se encuentran bajo la interacción de esfuerzos en su estado natural que en la corteza superior generan estructuras como pliegues y fallas. El concepto de esfuerzo usado en la mecánica de rocas se explica detalle por Jaeger et al (2007).

La estimación de la orientación y la magnitud del campo de esfuerzos es posible de realizar in-situ, principalmente con la medición de estrías y remotamente mediante el análisis del primer movimiento de sismos, de donde se obtiene el sentido del fallamiento y las

magnitudes relativas de los tres componentes esfuerzos principales y su orientación. Este último método es el que provee datos sobre los esfuerzos actuales en la corteza media (5-20 km) o más profundo e involucra grandes cantidades de roca.

La medición en roca de estrías y deformaciones pueden dar la orientación de un esfuerzo en determinado momento de la historia de la roca y ayudar a identificar eventos deformativos en una región. El tensor de esfuerzo obtenido representa un aproximado, que para Amadei & Stephansson (1997), resulta en el mejor de los casos, donde la roca es esencialmente elástica lineal, homogénea y dentro de límites geológicos bien definidos, con un error de $\pm 10^\circ$ a 20° en su orientación.

2.1.1 Campo de esfuerzos y geotermia

La orientación preferencial de superficies en la roca respecto a un campo de esfuerzos, controla la generación de espacios en el subsuelo en los que puede fluir y almacenarse recurso acuoso a alta presión y temperatura.

El fallamiento y dilatación de planos depende de la resistencia a la fricción y proporción entre el esfuerzo normal del plano σ_n y τ en esa superficie (Figura 4). De manera que el comportamiento geomecánico de los patrones regionales de fallamiento, dentro de campos de esfuerzos tectónicos determinados, puede expresarse mediante relaciones útiles en la estimación del estado del medio rocosos con respecto a los esfuerzos que lo afectan. Dos de estas relaciones se conocen como *tendencia al fallamiento* (Morris et al, 1996) y *tendencia a la dilatación* (Ferrill et al, 1999). Ambos valores son determinados con los estados de esfuerzo in situ y proyectados en las fallas de manera individual o combinada.

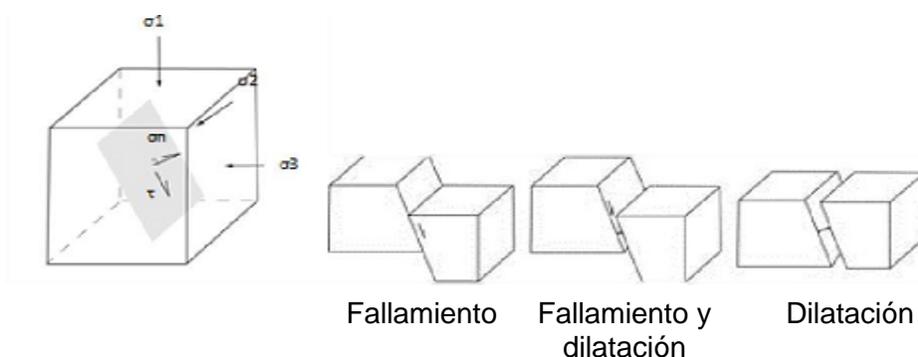


Figura 4. Estado de esfuerzos para un plano tridimensional, definido por sus tres esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 , y los esfuerzos resueltos normal σ_n , y de cizalla τ

La **tendencia al fallamiento** (*slip tendency*, T_s), o coeficiente de fricción deslizando, es la proporción entre el esfuerzo de cizalla efectivo y el esfuerzo normal efectivo para un plano particular. Su escala va de 0, en no proclive a fallar, hasta 1 en completamente proclive a

fallar. La probabilidad de que una superficie falle es una función de la resistencia friccional de la superficie, que depende de las propiedades de la roca y la proporción del esfuerzo de cizalla contra el esfuerzo normal en la superficie. Es definida como la proporción del esfuerzo de cizalla contra el esfuerzo normal en esa superficie (Morris et al, 1996).

$$T_s = \frac{\tau}{\sigma_n}$$

T_s depende solamente en el campo de esfuerzos (tensor de esfuerzos) y de la orientación de la superficie. Los análisis de la T_s pueden aplicarse a discontinuidades planares como fallas, fracturas extensionales o estratos. En general en la corteza terrestre, las fallas con $T_s \geq 0,6$ se encuentran idealmente orientadas para la dislocación o fallamiento (Byerlee, 1978). Los análisis de la tendencia al fallamiento proveen una forma de evaluar cuales fallas se encuentran cerca de la orientación ideal para la dislocación y son las más probables asociadas con zonas de incremento de la densidad de fracturamiento y permeabilidad mejorada.

La **tendencia a la dilatación** (T_d) es la probabilidad relativa de dilatación de un plano bajo el campo local de esfuerzos. Se define como la diferencia entre el esfuerzo máximo compresivo σ_1 y el esfuerzo normal σ_n , normalizado bajo el esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$), donde σ_1 es el esfuerzo compresivo principal máximo y σ_3 es el esfuerzo compresivo principal mínimo.

$$T_d = \frac{(\sigma_1 - \sigma_n)}{(\sigma_1 - \sigma_3)}$$

La magnitud del esfuerzo normal se puede obtener para las superficies de todas las orientaciones dentro de un campo de esfuerzos conocido o estimado (Ferrill et al, 1999). Representado en un diagrama de Mohr (Figura 5), T_s y T_d se observa la relación de los esfuerzos normal y de cizalla para distintos puntos sometidos a distintas magnitudes, los colores cálidos al acercarse al punto críticos de fallamiento y dilatación.

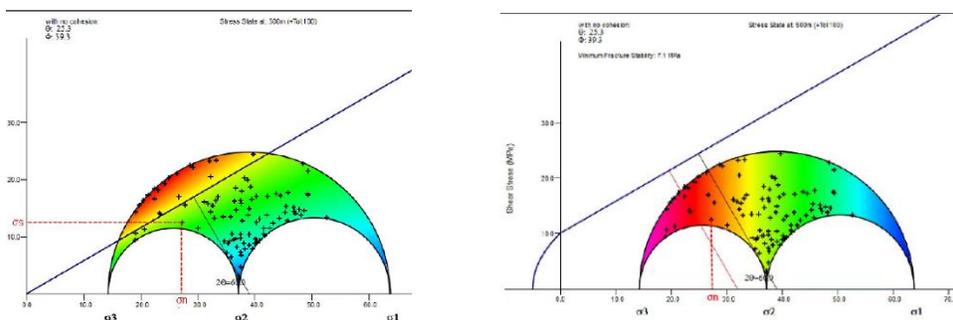


Figura 5. Diagrama de Mohr con escala de tendencia al fallamiento (izq.) y tendencia a la dilatación (Der.).

2.2 Cordillera de Los Andes

La cadena montañosa de los **Andes** hace parte del cinturón orogénico circum-Pacífico, o anillo de fuego del Pacífico, que se extiende por 25000 Km desde Taiwan a la Península Antártica (Figura 6).

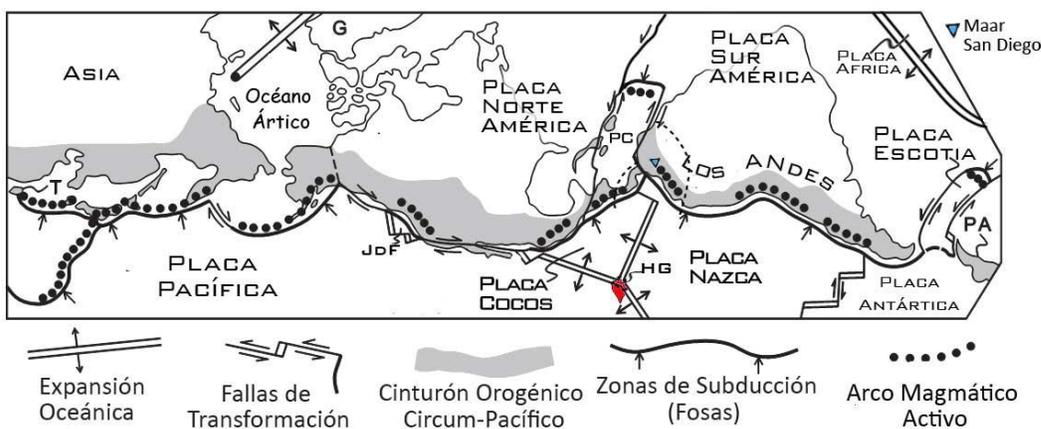


Figura 6. Esquema tectónico del Cinturón Orogénico Circum-Pacífico.

Modificado de Dickinson (2009) & Bird (2003).

Abreviaciones: **HG:** Hotspot Galápagos; **JdF:** Placa Juan de Fuca; **PA:** Península Antártica; **PC:** Placa Caribe. **T:** Taiwan.

Los Andes se extienden por el borde occidental del continente suramericano, desde los 55° de latitud sur, hasta los 11° de latitud norte, recorre más de 8000 Km desde el desde la isla de Tierra del Fuego al sur en Chile hasta el mar Caribe en el norte (Figura 7). El rumbo de los Andes es norte-sur y en los extremos está trucado por fallas de transformación y de rumbo en dirección oriente – occidente.

El Bloque del Norte de Los Andes (BNA, Figura 7, Der.) corresponde a una porción de territorio altamente deformada que yace entre las placas tectónicas principales, Nazca, Caribe y Suramerica y el Bloque de Panamá – Chocó (BPC) (p.e Suter et al. 2008; Chicangana & Vargas, 2005).

2.2.1 Historia geológica

El basamento pre-andeano se expone a lo largo del margen occidental de Suramérica, con rocas de afinidad grenviliana (Figura 7), remanentes de un proceso de amalgamación en el Supercontinente de Rodinia durante el Mesoproterozoico (1200 – 1000 Ma.), estos remanentes en Colombia se han encontrado en la cuenca del Putumayo y el norte de la cuenca de los Llanos, (Ramos, 2009).

La ruptura de Rodinia en el Neoproterozoico, separa Laurentia de Gondwana y desarrolla los océanos lapetus y el Pacífico. La historia de subducción en el margen occidental del formado supercontinente de Gondwana comienza hacia los 570 Ma con la formación del orógeno acrecional de Terra Australis (Cawood, 2005).

En los Andes colombianos, el Paleozoico inferior está caracterizado por ruptura y transgresión marina en el Cámbrico medio, metamorfismo en facies esquistos verde en el Macizo de Quetame, asociado a la sutura del Macizo contra el basamento autóctono (Gondwana) de edad grenviliana en el Paleozoico inferior. Subsistencia tectónica ocurre hasta el Ordovícico Medio (Ramos, 2009).

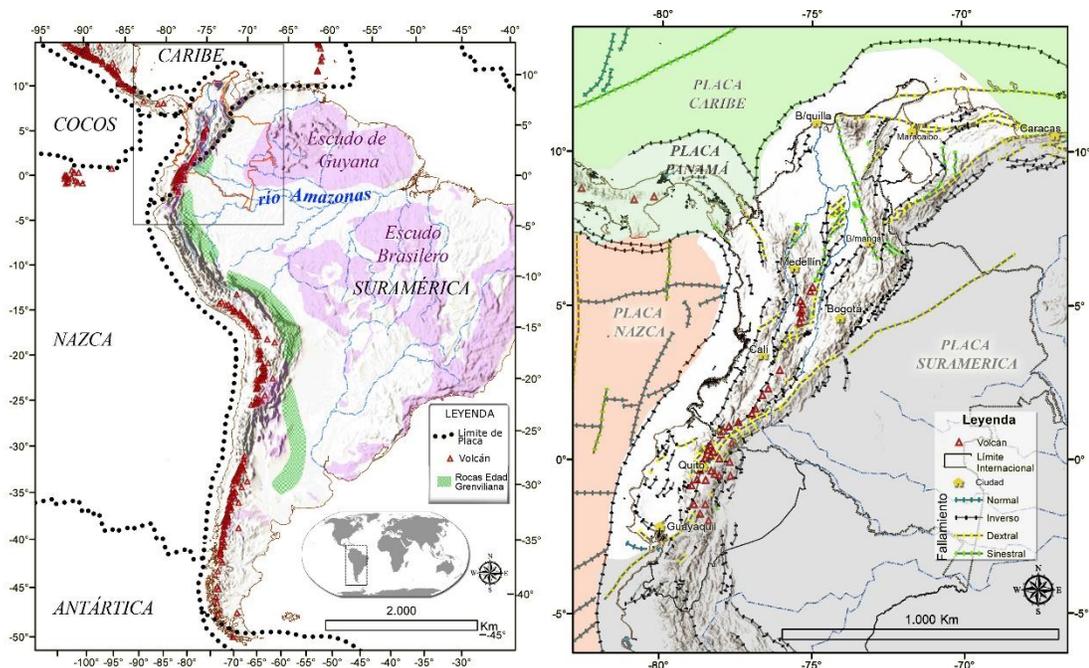


Figura 7. Izq. Mapa de la Cordillera de Los Andes y rasgos principales. Der. Los Andes del Norte con las fallas activas principales (base ATA V.1.1, 2012; Bird, 2003; Schenk et al, 1998; Gibbs & Wirth, 1986)

En el Permiano colisiona el continente suramericano y el de Norteamérica en la formación de Pangea. Este evento se conoce como la orogenia de Alleghanide, que condujo a la formación de la cuenca de antepaís que cubrió el basamento de la Cordillera Oriental.

La ruptura de Pangea entre el Triásico Tardío y el Jurásico temprano dejan varios *rifts* en el basamento sub-superficial de la Cordillera Oriental (Sarmiento, 2001), y en el norte de Colombia con el *rift* de Manchique (Ramos, 2009).

Colisiones de arcos de islas y platós oceánicos en el norte de los Andes del Cretácico Temprano al Mioceno Medio, como resultado de la interacción con la placa Caribe (Pennington, 1981). Estos terrenos se acrecionan a lo largo de la falla de Romeral.

En el Mioceno medio (13 Ma.) se acreciona el terreno oceánico alóctono de Chocó en el margen Pacífico colombiano (Duque-Caro, 1990)

Una nueva subducción desde el Neógeno tardío por desplazamiento del Norte de los Andes hacia el nororiente producto de la colisión oblicua de la cordillera de Carnegie (Audemard & Audemard, 2002)

2.2.1 Estructuras

Los eventos de tectónica convergente, divergente y oblicua que han afectado la esquina noroccidental de Suramérica han propiciado zonas de debilidad cortical reconocidas como fallas, que en general adosa litologías diversas y genera rasgos morfológicos alongados en dirección a la cordillera (N-S a NNE-SSO) y otros cortando la tendencia longitudinal, una breve descripción de las estructuras principales se presenta a continuación.

El contacto entre el basamento cristalino alóctono y el escudo de Guyana se localiza a lo largo de las fallas de Santa Marta – Bucaramanga, la cual se estima con un desplazamiento sinistral de 40 Km (Toro, 1990) y las fallas del Frente Llanero (Figura 8), sobre las que cabalga el oriente de la Cordillera Oriental sobre la cuenca de los Llanos (Cediél et al, 2003), la cinemática dextral transpresiva de estas fallas resulta de un movimiento relativo del Bloque Norte de Los Andes relativo hacia el NNE (Penninton, 1981; Freymueller et al., 1993; Trenkamp et al, 2002 & Velandia et al, 2005).

Al norte, el sistema de fallas de Oca- El Pilar. Activo desde el Triásico tardío constituye el límite entre el Bloque Norte de los Andes y la placa Caribe al noreste.

El sistema de fallas de Romeral marca la sutura de fragmentos lito-tectónicos cretácicos de afinidad oceánica contra el norte de Los Andes (Figura 8). Presenta variaciones en rumbo y discontinuidades dentro de su tendencia general N-S. En el norte se asume que marca la acreción de los terrenos San Jacinto y Sinú (Leal, 2011). Culmina contra el

sistema Oca – El Pilar. La falla de Romeral presenta una cinemática actual dextral en rumbo (Ego & Sébrier, 1995; Pulido, 2003), al sur de los 5°N relacionado a la subducción de Nazca y al norte de los 5°N la cinemática cambia a sinistral por la interacción del Bloque de Panamá o Cohíba (Taboada et al, 2000).

El sistema de falla de Cauca constituye la sutura del Cretácico superior más occidental entre dos segmentos lito-tectónicos de carácter oceánico. Tiene edad paleógena con actividad miocénica y posterior (Leal, 2011 & Cediel et al, 2003).

El Sistema de fallas de Garrapatas – Dabeiba – Atrato marcaría la sutura de varios componentes del Arco de Chocó (Cediel et al, 2003) y. La falla de Garrapatas representa un rompimiento transformacional en la corteza oceánica, tiene rumbo al oriente y sirve de rampla lateral que en conjunto a la falla de Dabeiba al norte facilita la obducción del terreno Cañas Gordas a lo largo de una serie de cabalgamientos con vergencia al oriente

Sistema de Falla de Palestina, se origina como sutura de terrenos parauctótonos, como el Cajamarca contra el margen occidental de Suramérica en Paleozoico medio (Leal, 2011), desde entonces ha pasado por varios eventos de reactivación. A este sistema pertenece la falla de Palestina descrita por Feininger, (1970), y nombrada por aflorar en la estación de tren del corregimiento de Palestina, centro Antioquia, y las fallas de Chapetón - Pericos e Ibagué al sur y al oeste con las fallas Otú, Nus y El Bagre. Continúa cubierta de secuencias sedimentarias al norte de Colombia en el Valle Inferior del Magdalena hasta la Sierra Nevada de Santa Marta con la falla de Sevilla (Leal, 2011). El trazo principal de la falla en el centro-colombiano parece haber controlado un magmatismo del Jurásico temprano al medio con el intrusivo de Ibagué. Una reactivación dextral de la falla de Palestina puede atribuirse de edad Aptiana-Albiana y bien definida en el Maastrichtiano – Paleoceno. El trazo de la falla puede haber facilitado el volcanismo de la Cordillera Central desde el mioceno tardío (Cediel et al, 2003).

Al sur, en la zona del volcánica norte de Colombia, las relaciones de desplazamiento en la falla Palestina son menos claras, Feninenger(1970) reporta menos de 1 km en desplazamiento dextral, mientras que Bohorquez et al, (2003), reportan un desplazamiento sinistral de la falla Palestina entre Marquetalia al sur y Samaná al norte debido a la influencia de la falla del Río Arma. Page (1986), la describe sinistral en el Cuaternario y James (1986), también sinistral desde el terciario tardío. La cinemática sinistral es reportada también por Paris (1997) quien la describe dextral en el norte de Antioquia. Paris

et al (2000), le dan una dirección de $N17,8E \pm 11^\circ$ buzando en ángulo moderado a alto al W.

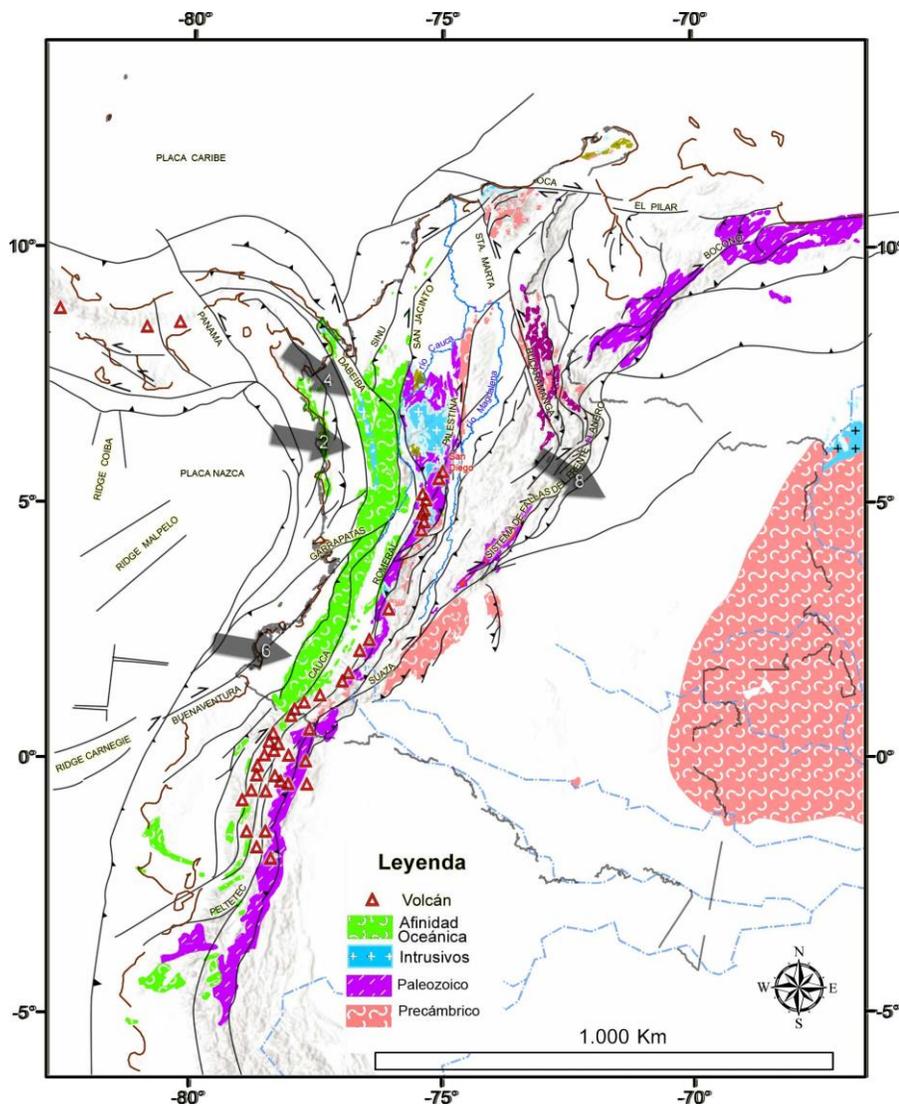


Figura 8. Mapa de estructuras y litología regional del Bloque del Norte de Los Andes. Las flechas son los tensores de esfuerzos presentados en Arcila et al (2000) y utilizados en este trabajo. Geología de Schenk et al (1998) y MGC (2015)

Más localmente en la zona volcánica norte del país, se encuentra, fallas satélites a las tendencias regionales y transversales a estas como la falla – lineamiento de Arma, que corta transversalmente el rumbo N-S de la Cordillera Central con un comportamiento sinistral (Bohórquez et al, 2005), desplazando rocas cretácicas adosadas sobre el conjunto de fallas de Romeral en la cuenca del río Cauca y atraviesa la cordillera. También se ha reportado desplazamiento dextral en la vertiente occidental del Magdalena, en las fallas satélite San Juan y el Placer (Cortés, 1990) cerca al volcán Guadalupe.

El área del Complejo Volcánico del Ruiz (entre los 4°-5°N) parece está sometido a una compresión perpendicular a la tendencia de las estructuras principales más dominante que la dextral transpresiva (Cortes et al, 2005). Este cambio en la cinemática de las estructuras al parecer comenzó en el Mioceno, pues antes era dominante la cinemática dextral transpresiva y fue volviéndose predominantemente de cabalgamiento al comenzar la convergencia del Norte y Suramérica y subsecuente *indentación* del BPC (Cortes et al, 2005). Al norte de los 4°N la influencia de la Placa Caribe es mayor que la de la Placa Nazca sobre el BNA (Cortes et al, 2005). Adicionalmente el límite de subducción de la placa Caribe parece estar a los 5,2°N (Taboada et al, 2000), alrededor de la latitud de la Provincia volcánica del maar de San Diego.

2.2.1.1 Volcanismo

El término volcán refiere a la morfología los estratovolcanes, como el Ruiz o el Tolima, son conos elevados, las calderas son grandes rasgos de subsidencia. Los volcanes menores, sean conos, anillos piroclásticos o maares, suelen tener una vida eruptiva de días a décadas, después de la cual el volcán se extingue. Erupciones múltiples producen maares compuestos y espacialmente superpuestos (White & Rose, 2011; Valentine & White, 2012).

El término maar, ha sido utilizado para describir lagos crátericos y casi circulares en Eifel, Alemania y fue adaptado del latín mare que significa mar (Lorenz et al, 1970). Los volcanes tipo maar se distinguen de otros volcanes menores por tener cráteres cuyo fondo yace más abajo de la superficie pre-eruptiva. La presencia de lagos, aunque frecuente, no tiene significancia genética para designarse como maar ya que esto depende principalmente del grado de permeabilidad del fondo cráterico y la posición relativa de la tabla de agua. Los maares son formados por la erupción de magma y los fragmentos juveniles son escasos. Los maares se encuentran frecuentemente rodeados de un anillo piroclástico e infrayacidos por una diatrema (Figura 9)

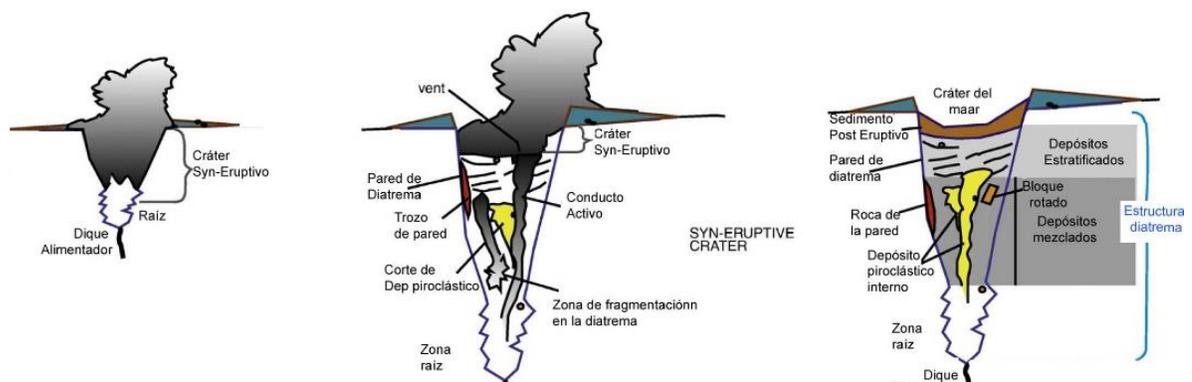


Figura 9. Esquema de la erupción de un volcán tipo maar. Modificado de White & Ross, 2011

El único volcán tipo maar en Colombia que ha sido clasificado como maar es el de San Diego, aunque existe otro probable, el maar de Yerbabuena, en la gran caldera del volcán Paletará, departamentos de Cauca – Huila, el cual parece corresponder a este tipo de estructuras, pero esto aún no ha sido determinado. Los volcanes monogenéticos son comunes en el país, con ocurrencias en el sector de San Agustín en el Huila (Zuluaga, 2011), que puede extenderse al sur en Putumayo y en Ibagué con el volcán Guacharacos.

La provincia volcánica del maar de San Diego (PVSD) está compuesta por el recientemente descubierto volcán de Escondido de Florencia (Monsalve et al, 2014), el volcán – maar de San Diego y posiblemente por el aún por caracterizar volcán de Guadalupe.

2.2.1 Hidrotermales

Los manantiales termales son producto del contacto de agua con rocas calientes, este fenómeno se realiza a través de fallas profundas (>5km) y locales que sirven de circuitos para la transferencia de calor.

Las fallas y contactos litológicos controlan la ocurrencia de manantiales termales en superficie, dirigiendo el agua y vapor desde un reservorio profundo. La transferencia de calor se realiza por medio de convección y conducción a través del fluido y roca, de tal manera que las aguas en sistemas hidrotermales estables pueden recorrer varios kilómetros sin demasiada pérdida de calor para poder llegar a más de 4°C que la media del clima (o altura) del área de emergencia.

El origen del calor en las fuentes termales puede estar en el magma o roca caliente, también por fricción de fallas como en la serpentización y por el decaimiento de radioactivos.

Las características físico-químicas del agua revelan las posibles condiciones del reservorio en lo que respecta a temperatura, con geotermómetros minerales como el del SiO₂, y tiempo de residencia, o madurez, que en general toma entre los aniones principales disueltos (Cl, HCO₃ & SO₄), las más maduras cloruradas y las menos, o superficiales, las bicarbonatadas, con excepciones naturales y a las sulfatadas como producto de sistemas volcánicos activos. Las aguas termales la ZVN se muestran en la Figura 11.

La laguna del maar de San Diego o Laguna Encantada es termal y presenta episodios de turbulencia esporádicos. Los termales del maar se localizan en tres sectores: en la laguna y su borde, el segundo en la confluencia del área se alinean N-S desde la laguna a 8 Km al norte en el río Samaná. Llegan a formar estructuras por precipitación calcárea como estalagmitas de varios cms y pátinas de varios metros (Figura 10). Todos tienen salida de gas inodoro.



Figura 10. Manantiales termales de la PVSD

Los manantiales termales de la PVSD incluyen los de El Espíritu Santo, un *sector* termal a lo largo de 1 km que alimenta a tres piscinas de un complejo turístico y los manantiales de Florencia, que presentan las temperaturas más elevadas de la provincia volcánica y adicionalmente salen a presión por lo que han sido llamadas los *Geyseres* por los pobladores locales. Estos dos sectores, los de Puente Linda o el Espíritu Santo y los de

Florencia, son de carácter clorurado lo que se suma al interés en la prospección geotérmica.

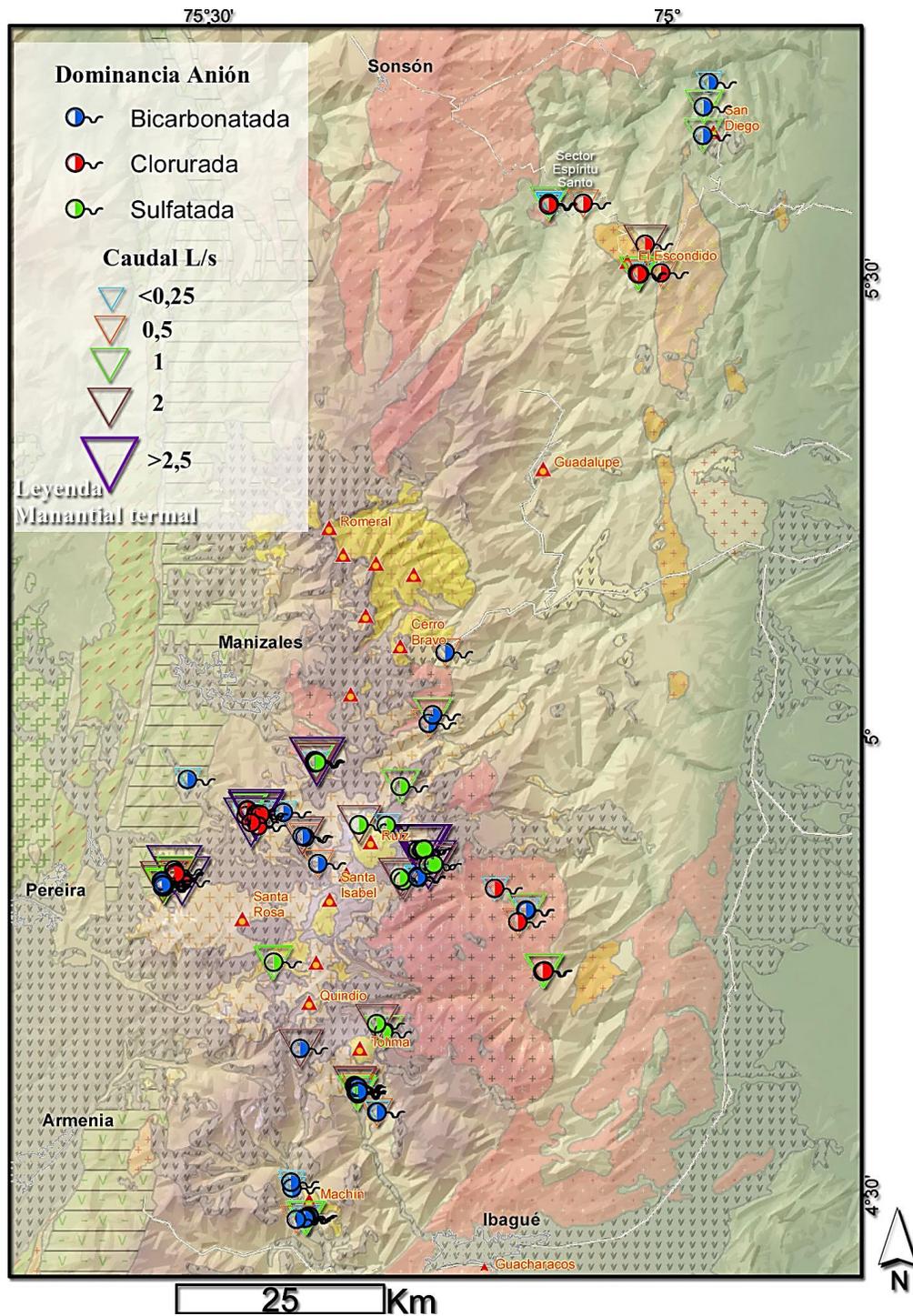


Figura 11. Mapa de los manantiales termales del área volcánica.

3. Metodología

La realización del modelo estructural en el área del maar de San Diego pretende desarrollar la hipótesis planteada mediante el análisis y sistematización georreferenciada y teórica del comportamiento de las estructuras.

La formulación del modelo involucra distintas etapas consecutivas y retroactivas de manipulación de datos para ser analizados en un sistema de referencia único. Una subsecuente etapa consiste en la correlación y extrapolación de los datos en el modelo espacial para análisis del comportamiento de las estructuras regionales y locales. Bates & Jackson, 1988; Tirén et al., 1999),

La formulación del modelo comprendió adquisición de información, procesamiento y análisis bajo distintas técnicas y es desglosado a continuación.

3.1 Minería de datos

Se refiere al compilar y procesar información y datos geocientíficos relevantes al tema y área de interés, mediante bases de datos consignadas en repositorios físicos y electrónicos como se muestra en la Tabla 1. Según disponibilidad la consulta fue realizada por medios electrónicos o directamente en las sedes de universidades e institutos. El modelo incluye información modificada de estas fuentes.

Tabla 1. Fuentes de información preexistente utilizada

<i>Fuente de Información</i>	<i>Tipo</i>	<i>Descripción</i>
UNAL sede Bogotá y sede Medellín. Eafit. Universidad de Caldas. UIS	Análogo y digital	Tesis relacionadas al área y metodología
Servicio Geológico Colombiano MGC2015	Análogo y digital vectorial	Informes y mapas
Active Tectonics of the Andes (ATA-1.1)	Vectorial	Fallas activas de Suramérica
Bases de datos adscritas a UNAL	Digital	Artículos relacionados
Google Earth. Nasa.	Digital Raster	Imágenes satelitales
IGAC	Físico	Cartografía base y fotografías aéreas
U3O8 Corp.	Digital	Informe de perforaciones
Smithsonian Institute	Vectorial	Volcanes del mundo
World Stress Map Project	Vectorial	Tensor de esfuerzo
Sciencedirect. Springer..(Sinab.unal)	Digital	Artículos

El procesamiento de las imágenes incluyó la elaboración de un modelo de sombras (hillshade), raster que sirvió para la extracción de características morfológicas, elaboración de cortes, mapas de pendiente y curvatura del terreno. Para la interpretación regional y local del área de San Diego, se utilizaron seis imágenes Aster con Resolución de 30m,

cubriendo el área volcánica activa y el maar de San Diego. Las características del DEM utilizado se resumen en la Tabla 2.

Tabla 2. Características de las imágenes DEM utilizadas

Nombre Imagen	ASTGDEM2_0N05W075 y 6
Agencia	NASA/METI
Fecha de Adquisición	17/10/2011
Sensor	ASTER
Resolución	1 ARCO-SEGUNDO (~30m)
Tipo de Sensor	GDEM
Elipsoide	WGS84
Unidades	DEGREES

También fueron utilizadas 30 fotografías provenientes de las bases del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) del vuelo C-2565 realizado en el año 2002. El mapa de la Figura 12 muestra la ubicación de estas imágenes con respecto al área de interés, así como la cartografía escala 1:100.000 en sistema de coordenadas Magna Sirga del mismo instituto.

Por su parte el Servicio Geológico Colombiano SGC antes Ingeominas prestó la información de sus planchas 188 y 168 (Barrero & Vesga, 1976; Feininger et al. 1970) realizadas sobre mapa en escala 1:25.000 y resumida en el producto oficial Planchas 188 y 168 esc. 1:100.000.

Tabla 3. Cartografía

← más detalle					
Escala	>1:10.000	1:25.000	1:100.000	1:500.000	<1:1.000.000
Por					
IGAC	Vuelo C-2565 (2001)	168 & 188			
SGC				MGC-2015	
UIS	Kammer et al. 1990				
U3O8	Inwood et al., 2012				
ASTER		ASTGDEM2_0N05W075 – 80			
Otros	Page, (1986); Bohórquez et al; 2005; Cárdenas et al ; 2008. Kammer (1993);				

IGAC :Instituto Geográfico Agustín Codazzi; SGC: Servicio Geológico Colombiano; UIS: Universidad Industrial de Santander; MGC: Mapa Geológico de Colombia

El producto cartográfico y datos del estudio tectónico – estratigráfico de la *franja sedimentaria* de Berlín, en el costado suroccidental de los depósitos freatomagmáticos del maar de San Diego, proyecto realizado en la Universidad Industrial de Santander (Kammer et al; 1990)

Resultados de la exploración de uranio en el sinclinal de Berlín fueron obtenidos de los informes finales de la corporación U3O8 (Inwood et al, 2012 & de Klerk, 2013), estos incluyeron datos tabulados de perforaciones en el extremo sur del sinclinal.

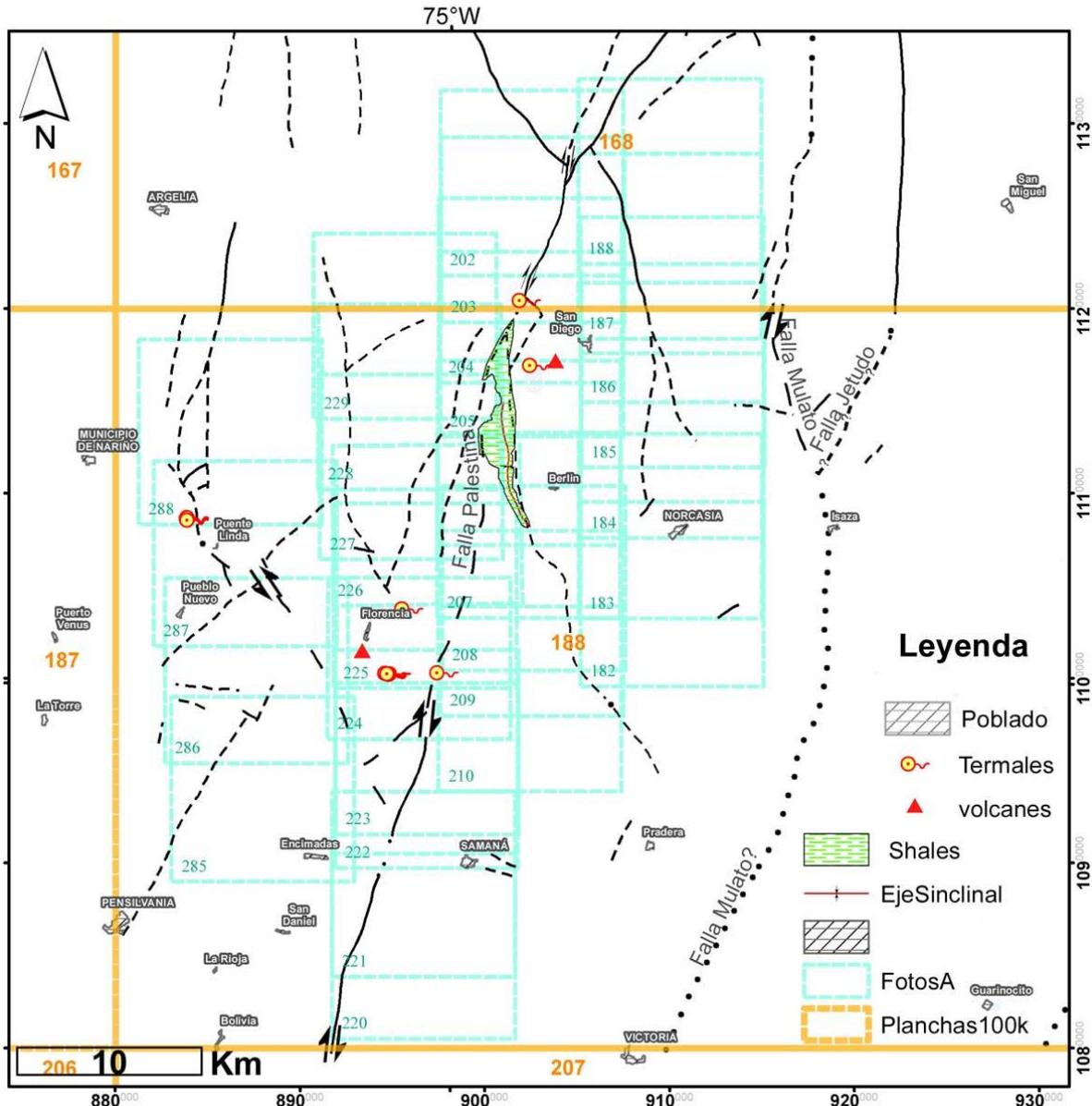


Figura 12. Mapa localización archivo cartográfico y fotográfico (fallas de Barrero & Vesga, 1976)

3.2 Información en campo

La adquisición de información estructural en el área del mar de San Diego, se realizó inicialmente con el proyecto de Investigación de Recursos Geotérmicos del área de Geociencias Básicas del Servicio Geológico Colombiano en el 2013 para posteriormente desarrollarse en el contexto académico de la UNAL sede Bogotá bajo la tutela del Profesor Andreas Kammer.

El área de cubrimiento en campo fue de aproximados 180 km², alrededor de la triada hidrotermal de San Diego – Florencia – Espíritu Santo al noreste del departamento de Caldas y sureste del de Antioquia.

Los datos adquiridos corresponden a mediciones azimutales en planos de estratificación/foliación y de diaclasamiento, así como de, indicadores cinemáticos como estrías, disposición de venas, fósiles, mineralizaciones además de datos concernientes a la litología, alteración. Se realizó la adquisición de material fotográfico digital y de video. La notación utilizada para la orientación de planos es la dirección de buzamiento / buzamiento (DD/D por sus siglas en inglés). Por buzamiento leve se comprende de 0-30°, moderado de 30-60° y fuerte de 60-90°. La dirección de buzamiento es dada por la inicial de su palabra en inglés.

El total de datos obtenidos en campo y recopilados de campañas anteriores es resumido en la Tabla 4.

Tabla 4. Datos de campo utilizados en el modelo

Campaña	Número de planos (estratificación, diaclasas etc)	Indicadores cinemáticos y otras observaciones
2013-2015	603	25
1990 ¹	124	>30
1970 ²	366	>30
¹ Kammer et al, 1990		
² Barrero et al, 1976		

3.3 Sistematización de datos

Los datos análogos y digitales se procesaron en una base de datos única y georreferenciada al sistema de coordenadas adoptado por el IGAC Magnas Sirgas con origen Bogotá.

Se procesaron las imágenes satelitales de Aster y Landsat se en programas SIG de licencia abierta como Ilwiss del World Institute for Conservation and Environment, WICE y QGis de OSGeo y la base de datos fue realizada para el software Move de la casa Midland Valley, con licencia para la UNAL, esta compila la información georeferenciada de imágenes y datos de campo y pozo.

3.4 Procesamiento de la morfología

La superficie terrestre puede ser interpretada tridimensionalmente mediante técnicas de mapeo que involucran la coordenada de altura (z) sobre un plano cartesiano (x,y). Los modelos digitales de elevación (o DEM por sus siglas en inglés) son imágenes donde puntos de elevación se encuentran en una malla regular (Chang, 2004), con la posibilidad de generar una modelación del terreno para diversos usos.

Las imágenes Aster utilizadas recolectan información de la altura del terreno mediante reflectometría satelital. Los datos son almacenados para el DEM en forma matricial con celdas georreferenciadas de 30x30m que inicialmente contienen el valor de altura sobre el nivel del mar msnm y mediante operaciones matriciales se pueden resaltar rasgos del terreno para su interpretación, lo que permite caracterizar cuantitativamente el relieve (Martinez, 2012), y extraer parámetros básicos del terreno (Evans, 1980).

Los valores utilizados en las imágenes Aster son la elevación misma y el resultado de la primera y segunda derivada o pendiente y curvatura respectivamente. Otras operaciones utilizadas son la extracción de cuencas y drenajes que concentra en celdas el flujo mediante operaciones de vecindad (Barco et al, 1999).

El principal objetivo del procesamiento de imágenes es el de resaltar estructuras en forma de lineamientos rectos y curvilíneos que limiten en superficie fallas y contactos litológicos y presenten evidencias de su comportamiento a profundidad.

Se entiende por **lineamiento** a rasgos cartografiables lineares, simples o compuestos de una superficie cuyas partes están alineadas en una relación rectilínea o levemente curvilínea y que difiere distintivamente de los patrones de los rasgos adyacentes y que presumiblemente refleja un fenómeno sub-superficial (O'leary et al., 1976). La identificación de los lineamientos se realizó mediante el procesamiento de las imágenes Aster con resolución de 30 m y con estereoscopio sobre fotografía aérea que tiene resolución >10 m.

La generación de modelos de sombras o *hillshading* crea un relieve sombreado a partir de un ángulo y altura focal de iluminación arbitrario, que genera una superficie hipotética iluminada y con sombras que resaltan el relieve y crea un efecto tridimensional, dicho de otro modo provee de un sentido visual una medida relativa para la incidencia de la luz

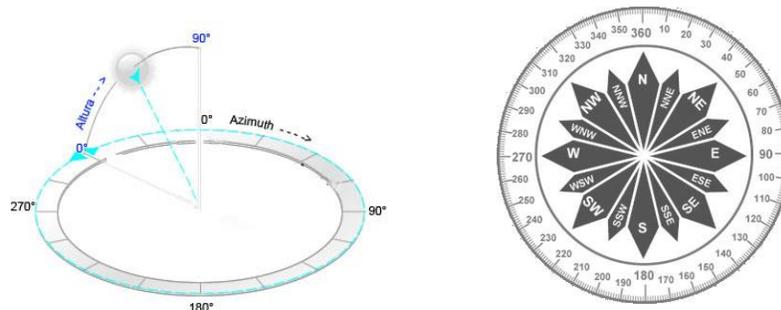


Figura 13. Esquema de localización del foco de luz y de notación utilizada

(Sommer & Wade, 2006). Las alturas son evaluadas de acuerdo al foco de iluminación y le es asignado un valor de 0 a 255, en escala RGB de tonos de gris.

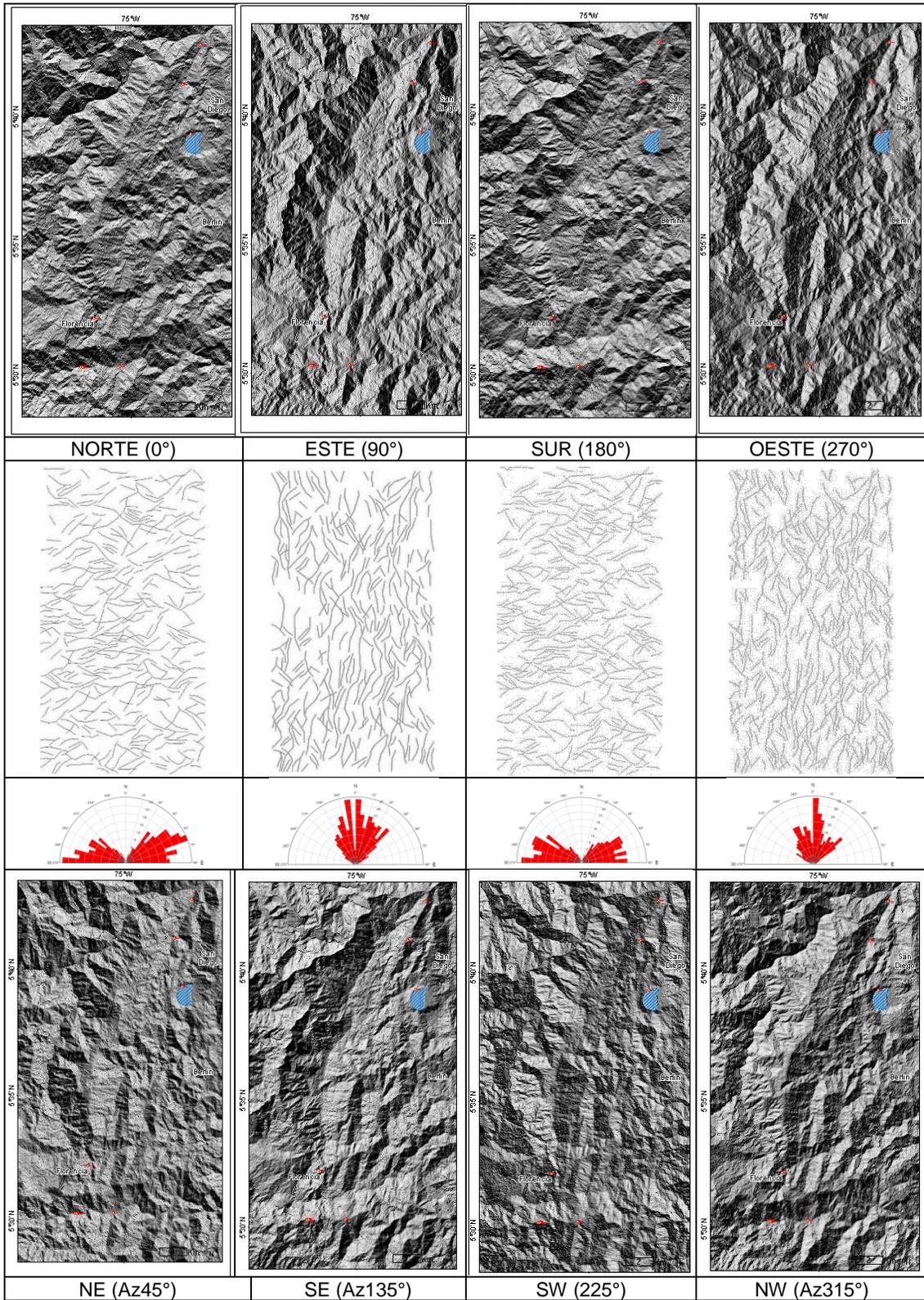
La fuente de luz se puede orientar desde cualquier lugar en el radio de los 360° azimut y a una altura expresada en grados desde los 0° en el horizonte hasta los 90° en el cenit (Figura 13).

Las imágenes Aster se procesaron en cada cuadrante a una altura de 45° el horizonte para observar los distintos lineamientos, o persistencias en patrones direccionales de los resultados de las sombras.

Los lineamientos fueron extraídos manualmente en las 8 imágenes resultantes y también de manera automática con la función de resaltado de bordes el software Ilwis 3.8 (Tabla 5). El resultado final de los lineamientos proviene de los 8 *hillshades* utilizados. Se observa que, aunque la tendencia NNE de la falla Palestina predomina en el área, bajo distintos haces de luz se distingue una tendencia regional ENE-WSW que afecta la laguna Encantada y los termales del corregimiento de Florencia.

De las imágenes Aster también se obtuvieron los drenajes (ríos y quebradas) y las cuencas hidrográficas (Figura 14). Para el sector se observan patrones dendríticos subparalelos con un fuerte control estructural como muestran los frecuentes ángulos rectos en el curso de las quebradas y ríos.

Tabla 5. Modelos de sombra en ángulo de luz de fuente de luz variable a una altura de 45° y lineamientos extraídos automáticamente



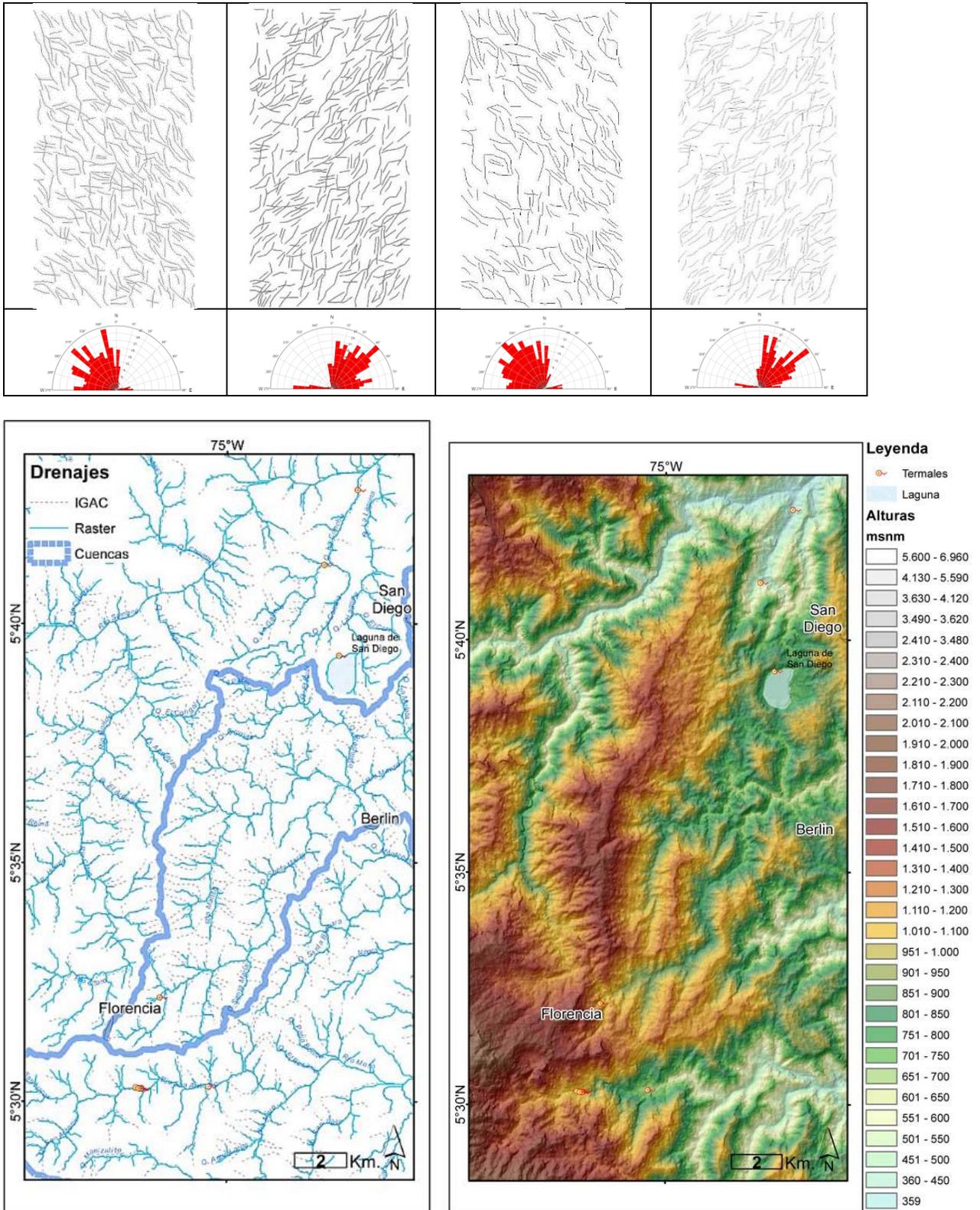
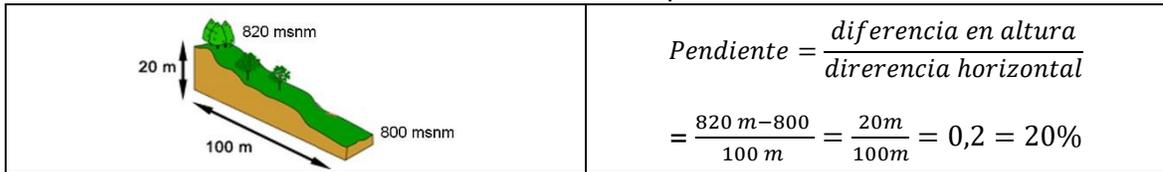


Figura 14. Procesamiento de las imágenes Aster. **Izq.** Drenajes y cuencas, de norte a sur: ríos Samaná, Manso y La Miel. **Der.**, Modelo alturas sobre *hillshade* (luz a NE/45°),

Al terreno puede también cuantificarse el grado de inclinación del terreno o Pendiente, que describe la tasa de máximo cambio en el valor de altura Z. Puede expresarse como inclinación de la pendiente en grados (0° a 90°) o como porcentaje de incremento (0 a ∞), donde el 100% corresponde a 45° tendiendo al infinito en pendiente vertical (Tabla 6).

Tabla 6. Cálculo de la pendiente



Los raster con la pendiente resaltan cambios de litología o estructuras que afectan las rocas (Figura 15), en el área de San Diego los lineamientos NNE son los más notables en conjunto con gradientes fuertes asociado a desfiladeros frecuentes en el área.

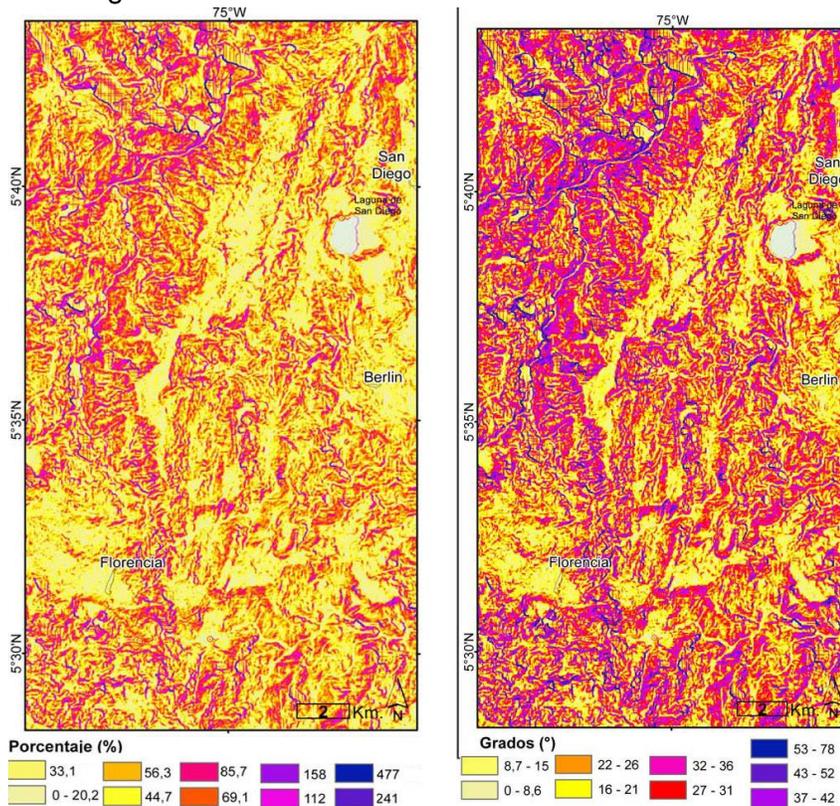


Figura 15. Mapas de pendiente con escala en grados y en porcentaje. Se resaltan lineamientos como los NNE atravesando el área y lo abrupto de la morfología

3.5 Análisis Estadísticos

La combinación de parámetros estadísticos, deterministas y estocásticos implica lidiar con el parámetro de la **incertidumbre**, que en geología es más la norma que la excepción (p.e Frodeman, 1995). Así, un modelo geológico se basa en incertidumbres acumulativas, desde la recolección y procesamiento de los datos en campo hasta la interpretación final,

mediante la estadística de datos se generan escenarios posibles en profundidad de lo medido en superficie.

La orientación de planos discretos se define por un vector \mathbf{n} normal a la superficie y en dirección a un hemisferio superior. Cuando se determina un conjunto representativo de orientaciones de N diaclasas, se describe como nube, tendencia o racimo de puntos en la proyección estereográfica. Una distribución continua de orientaciones se puede determinar dividiendo la esfera en celdas elementares y contando el número en cada celda y generando isoclinas de densidad de polos para una descripción cuantitativa de la distribución de orientación de planos (diaclasas, foliaciones etc). Para el conteo se pueden utilizar funciones como la de forma de campana o de tipo gaussiano donde se asigna un valor de dispersión de puntos dentro de los segmentos de la esfera.

Una manera de cuantificar la dispersión de puntos es mediante la aplicación de una función de densidad de las direcciones de los planos, conocida como la distribución Fisher (Fisher, 1953) (Figura 16). La distribución Fisher $P_{dA}(\theta)$, da la probabilidad por área angular de encontrar una dirección en un área angular, dA , centrada a un ángulo θ desde la dirección promedio verdadera (DPV) (*true mean*, Butler, 2004). El área angular, dA es expresada en estereorradianes (del S.I., es el equivalente tridimensional del radian), con el área angular total de 4π estereorradianes.

$$P_{dA}(\theta) = \left(\frac{k}{4\pi \sinh k} \right)^{k \cos \theta}$$

Donde θ es el ángulo desde la DPV (0° en la dirección promedio) y k es el *parámetro de precisión*. Las distribuciones de las direcciones es azimutalmente simétrica alrededor del DPV.

El parámetro k es una medida de la concentración alrededor de la DPV, cuando $k = 0$, la distribución de direcciones son uniformes sobre la esfera, entonces. La distribución Fisher es máxima en el PV ($\theta=0$) y al aumentar k la distribución se concentra más alrededor del promedio Fisher es máxima en el PV ($\theta=0$) y al aumentar k la distribución se concentra más alrededor del promedio.

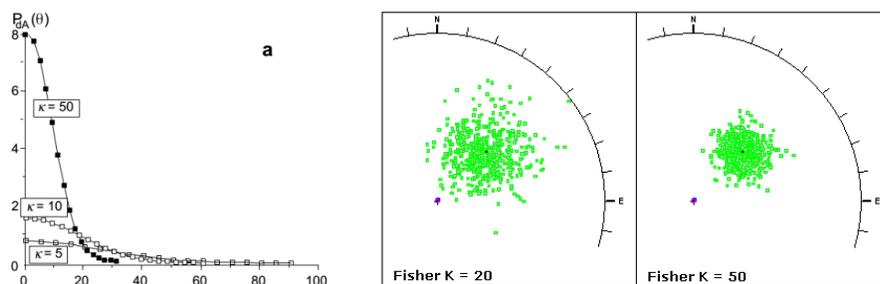


Figura 16. Gráficas para el valor Fisher K. Modificado de Butler, 2004

Las poblaciones de fallas pueden analizarse como una suma de tensores ejerciendo el mismo peso y de este modo obtener una la dirección máxima de acortamiento y extensión, como mediante el método de Ejes Ligados de Bingham, que a la suma del tensor de movimiento con todas las fallas y cinemáticas son invariables en la escala (Mardia, 1972)

3.6 Análisis de Esfuerzos

El esfuerzo generado en la colisión tectónica es disipado en estructuras corticales como fallas y pliegues sobre las cuales es posible predecir el comportamiento cinemático con base a parámetros geométricos. Dos tendencias principales de resultado en las estructuras serían la tendencia a la dilatación y el potencial a la reactivación de las fallas (p.e Moeck et al. 2009 & Morris et al, 1996). Para la obtención de estos valores se utilizaron tres tensores de esfuerzo presentados en Arcila et al (2000), descritos en la Tabla 7 y presentados en el mapa de la Figura 8.

La proporción del esfuerzo, Φ que se puede expresar también como R, definida como $1 - \Phi$, donde $0 \leq \Phi \leq 1$.

$$\Phi = \left(\frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \right)$$

Donde ϕ es proporción de los esfuerzos y se encuentra en valores de 0 a 1. Cuando Φ tiende a 0 se tiene un elipsoide prolato, donde los dos ejes menores son similares a iguales $\sigma_2 = \sigma_3$ obteniéndose una compresión uniaxial. Si $\Phi = 1$ entonces $\sigma_1 = \sigma_2$ lo que resulta en un elipsoide oblato también bajo compresión uniaxial.

Tabla 7. Tensores de esfuerzo utilizados en este trabajo (de Arcila et al, 2000). Localización en el mapa de la Figura 8

Tensor	Dirección			Aspecto	Magnitud (MPa)		
	σ_1	σ_2	σ_3	Φ	σ_1	σ_2	σ_3
2	271/3	2/9	161/79	0,03	270	56,6	50
4	317/7	81/76	226/11	0,1	270	72	50
8	118/10	22/30	225/57	0,06	270	63,2	50

Cuando la magnitud de σ_2 se acerca a σ_3 , ϕ se acerca a 0, caracterizada por un patrón de compresión axial. Cuando σ_2 se acerca a σ_1 ϕ se acerca a 1, y caracteriza por un patrón axial de tensión (p.e. Lisle & Srivastava 2004). En red estereográfica (Figura 17) se observa

que cambios en ϕ sin cambiar las direcciones de los esfuerzos, generan distintos patrones para planos proclives al fallamiento.

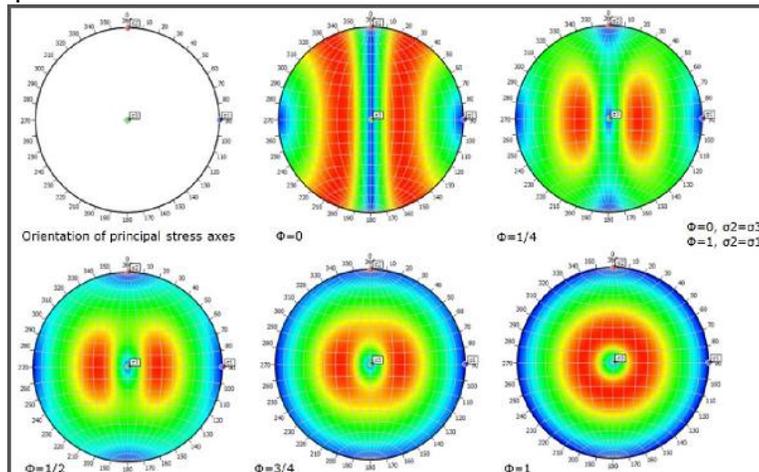


Figura 17. Estereogramas coloreados de como varía el potencial a fallar con cambios en la proporción de esfuerzos, la escala cromática hacia colores más cálidos = más tendencia a fallar

3.7 Modelamiento estocástico de fracturas

Dependiendo de la escala considerada, una masa de roca puede estar poblada con miles a millones de fracturas de diferentes características, muchas de las cuales se encuentran en grupos con direcciones comunes o similares (Figura 18), lo que es debido a la forma en que se formaron, estos conjuntos o *sets* de fracturas hace la modelación de estas factible ya que describir las fracturas individualmente no es posible con la tecnología actual.

De acuerdo con Neuman (2005), toda la evidencia sugiere que raramente se puede modelar el flujo y transporte en una roca fracturada si se la considera como una unidad continua isotrópica uniforme o poco uniforme. En vez de adoptar ese enfoque, se puede explicar la heterogeneidad altamente errática, dependencia direccional, naturaleza y comportamiento multiescalar de las rocas fracturadas. Una manera de lograr esto consiste en considerar que la roca contiene una red de fracturas discretas (con bloques de matriz permeable o impermeable) y otro modo consiste en considerar la roca como continuum no uniforme. Un tercer procedimiento consiste en combinar las dos maneras anteriores en un



Figura 18. Esquema de una roca fracturada

modelo híbrido el cual consiste de un continuo no uniforme conteniendo un número relativamente pequeño de fracturas principalmente discretas. En ambos casos la descripción puede ser determinística o estocástica. Valores obtenidos en laboratorio y en campo representan promedios definidos en cada punto en el espacio, su utilización implica ignorar las complejidades de la estructura de los poros o fracturas reemplazando por un continuum ficticio.

El origen de la modelación de fracturas en el medio geológico comenzó tratando los procesos de percolación y los medios porosos (Andresen, 2008), inicialmente en un sistema macroscópicamente homogéneo, posteriormente se observó la necesidad de modelamiento de la porosidad como un sistema heterogéneo, las fracturas son una de las fuentes significativas de heterogeneidad en el medio geológico.

Los primeros modelos de fracturas discretas, denominados *modelos de porosidad doble* (Andresen, 2008), eran espaciados regularmente y completamente conectados y la matriz como una serie de bloques regulares desconectados regularmente. El transporte en este sistema va a través de las fracturas, que tiene una porosidad, la matriz otra (cubo de azúcar Figura 19). Posteriormente los modelos crecieron en complejidad conformando *modelos*

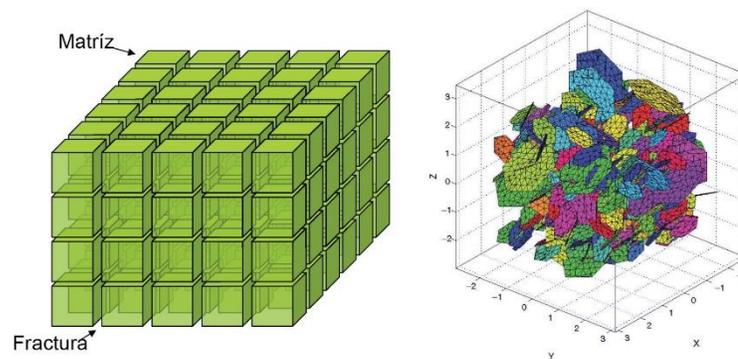


Figura 19. Izq. Representación de las fracturas en volumen tridimensional o Geocelular.
Der. Representación de fracturas en un modelo de DFN. Modificado de Andresen 2008.

multi-porosos, sin embargo, los parámetros ajustables no tenían un significado físico claro y no representaban las redes de fracturas desordenadas fractales que se encontraban en la naturaleza (Sahimi, 2011). Un modelo donde cada fractura es colocada individualmente con o sin relación en posición, tamaño, orientación y otras propiedades es más capaz de incorporar la naturaleza fractal de las fracturas. Estos modelos, donde cada fractura es tratada como una entidad separada se conocen como Redes de Fracturas Discretas (DFN por sus siglas en inglés).

En estudios de rocas fracturadas, como los de determinación de potencial de contaminación de acuíferos y flujos en campos geotérmicos, se suele cartografiar en detalle la geometría de las zonas de fractura y las fracturas individuales para generar información acerca de la red tridimensional que forman en la roca, lo que no solo incluye rasgos discretos dominantes sino cientos a miles de fracturas en variados rangos de tamaños (Neuman, 2005). Esto requiere de la postulación de un modelo teórico o computacional para traducir datos determinísticos y/o estadísticos sobre la geometría de las fracturas en términos que sean útiles para el análisis del flujo subterráneo y transporte de solutos (Neuman, 2005).

El objetivo de la mayoría de los análisis teóricos del flujo y transporte en redes de fracturas discretas DFN ha sido derivar propiedades globales en redes genéricas y la motivación detrás de la mayoría de DFN en el mundo real ha sido captar las complejidades de flujo y el transporte en las fracturas y/o ranuras discretas en una manera que sea consistente con los datos disponibles sitio. La mayor parte de los estudios teóricos consideran redes aleatorias de segmentos de líneas, interconectados en dos y tres dimensiones, dentro de una matriz impermeable. A cada segmento de línea le es asignada una transmisividad o abertura uniforme relacionadas entre sí por una relación exponencial (p.e Cvetkovic et al. 2004).

La modelación por medio de una red de fracturas discretas (DFN por sus siglas en inglés) es una alternativa para la simulación del flujo y transporte a través de rocas fracturadas en el subsuelo. A diferencia de las metodologías que utilizan el continuo estocástico (Neuman, 2005), donde se usan parámetros efectivos (como permeabilidad, presión capilar, porosidad advectiva y otros), para incluir la influencia de las fracturas en el flujo. En una DFN la geometría y propiedades de fracturas individuales están representadas explícitamente, como líneas en dos dimensiones o polígonos planos en tres dimensiones. El incluir la geometría detallada de las fracturas y la conectividad de la red de fracturas permite una representación más exacta de fenómeno físico y una simulación predictiva robusta del flujo y transporte a través de las rocas fracturadas en comparación con los enfoques de medios continuos (Hyman et al, 2015).

3.7.1.1 Retos del método

Varias metodologías usadas en las DFN para simular el transporte a través de redes de fracturas se basan en la representación de una red tridimensional de fracturas en una malla computacional. Uno de los principales dilemas en los DFN es la limitación de los datos: la

habilidad de cartografiar discontinuidades en la roca con métodos geológicos y geofísicos tiende a decrecer a medida que la discontinuidad se profundiza. Grandes zonas de fractura (en comparación con el volumen de roca estudiado), pueden delinearse en mapas y cortes con la suficiente certeza y detalle para que puedan tratarse como entidades discretas determinísticas en modelos de flujo y transporte, sin embargo, la detección y delineación de zonas de menor escala requiere de un mayor esfuerzo, en conjunto con el uso de herramientas geofísicas como reflectometría magnética o tomografías de radar o sísmicas (Neuman, 2005).

Las fracturas individuales puede que no se registren en los mencionados métodos, sino que se revelen principalmente como trazos lineares en afloramiento o rasgos locales en núcleos y registros de pozo (como acústicos, Neuman, 2005). Autores como Carlsson & Gidlund (1983), han observado que la densidad de las fracturas registradas en afloramiento es a menudo menor a las observadas inmediatamente debajo de la superficie, implicando una no representatividad de las condiciones observadas en la masa de roca, de similar manera, la información de pozo suele correlacionar solo rasgos planares regionales, consecuentemente, los datos de superficie y profundos están limitados, ya que proveen mucho menos información acerca de la forma y tamaño de las fracturas que acerca de las densidades y orientación, esos cuatro parámetros son importantes para la construcción de modelos de redes fracturadas realistas. Del mismo modo Neuman (2005), describe como la dificultad más importante que la geología y la geofísica por si mismas no proveen información cuantitativa acerca de la abertura de las fracturas para evaluar parámetros de flujo y transporte solo en bases de datos geométricos. De ahí que es necesario medir dichos parámetros por medio de pruebas hidráulicas y por trazadores. El modelo más común y simple es el que asigna una "abertura hidráulica efectiva" a cada fractura en proporción a la raíz cúbica de la tasa de fluido planar (p.e. Folger et al. 1999). Las aberturas en las fracturas parecen delinear fractales aleatorios cuya varianza y correlación espacial cambia con el tamaño de la fractura y del mismo modo que la propiedad de flujo efectivo o transporte de solutos.

La evidencia en campo sugiere la existencia de circuitos o ranuras preferenciales en escalas mayores a las fracturas individuales, autores como Hsien et al (1985) (en Neuman, 2005), han encontrado que la conductividad hidráulica puede ser representada por un elipsoide tridimensional con los ejes principales subparalelos a las intersecciones de los tres conjuntos de fracturas (ortogonales) principales, lo que sugiere que las intersecciones de las fracturas pueden en algunos casos ejercer una mayor influencia en la conductividad

hidráulica que los planos de las fracturas, posiblemente por el aumento de la degradación a lo largo de las intersecciones de fracturas.

3.7.1.1 Motivación del método

La construcción de modelos de DFN con cientos a miles de fracturas permite ver una descripción detallada e integrada de los componentes más pequeños de las rocas sujetos a cartografía y caracterización que puede ser integrada en una descripción válida del comportamiento de la roca a grandes escalas. Esta filosofía reduccionista (Neuman, 2005), que es añadida como parte de un sistema dentro de una descripción válida de un conjunto, es desafiada por la teoría moderna de sistemas complejos, según la cual el conjunto es a menudo no sólo la suma total de sus partes, lo que parece suceder en las rocas fracturadas. Modelos integrados que han sido calibrados no han probado ser superiores en predicción del fenómeno hidrogeológico que modelos más simples construidos en base a datos a mayor escala. La dificultad puede basarse en el principio básico que dice que los sistemas complejos abiertos, como las rocas fracturadas, no se pueden describir solo en base a datos dispersos y no se necesitan describir en gran detalle para captar su comportamiento fenomenológico en un modelo (Ando et al. 2003).

La validación de las DFN se puede lograr mediante la realización de simulaciones de flujo, el acoplamiento de la historia de pruebas de presión en pozo y ajuste de los parámetros petrofísicos de las DFN hasta lograr semejanza de modelo (p.e. Rawnsley y Wei, 2001)

3.7.1.2 Análisis con las DFN

El análisis topológico de las DFN permite la validación de redes de fracturas sintéticas mediante la estimación de la conectividad de los sistemas naturales. En una red en general, existen una serie de entidades, conocidas como nodos (*vértices* o *actores*) que son conectados mediante *enlaces*. Las fracturas son representadas como vértices del

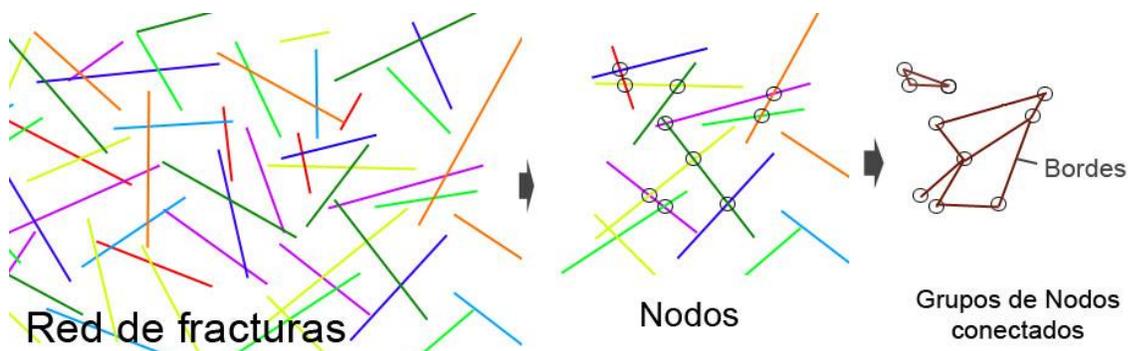


Figura 20. Transformación de una red espacial de fracturas a una gráfica de nodos y bordes

gráfico y las intersecciones geométricas entre ellas como bordes. En consecuencia, la única información que se requiere para llevar a cabo el enfoque gráfico-teórico en las DFN es la presencia de intersecciones entre las fracturas - no se requiere su geometría completa (p.e. Ghaffarib et al., 2011; Thompson et al., 2003; Andresen, 2008).

La **conectividad global** se obtiene de grupos de nodos mutuamente conectados, o *componentes conectados*, los cuales pueden ser visualizados mediante un color, con todos los objetos dentro de un componente asignados al mismo color.

En la **conectividad relativa** ofrece una indicación de la conectividad global de una fractura con respecto al resto de la DFN, se determina procesando la jerarquía de las fracturas y el tamaño del componente conectado al cual pertenece. La conectividad relativa C_R se describe de la siguiente manera:

$$C_R = \frac{(C - 1)^3}{B}$$

Donde C es el tamaño del componente conectado, B la distancia topológica total a otras fracturas en el mismo componente conectado. La conectividad relativa C_R incorpora una medida de la conectividad hacia todas las demás fracturas en su propio componente conectado con el tamaño de dicho componente. Debido a que C_R se normaliza al tamaño de los componentes, es un análisis poderoso para la clasificación y estimación de riesgos para pozos que pueden estar en componentes conectados separados, así como para la rápida identificación de las partes de una red de fracturas discretas que probablemente sean más productivos.

La estadística obtenida se puede visualizar utilizando un mapa de color aplicado a conjuntos de fracturas seleccionados y guardado como un atributo a una malla tridimensional o un volumen geocelular.

El **grado de conectividad** es la medida más simple de conectividad para una fractura discreta. Corresponde al número de fracturas con las cuales está directamente conectada. Después del procesamiento, cada fractura se puede visualizar con un color y aplicarse como atributo a un modelo geocelular, los objetos mejor conectados se presentarán en un color y los menos conectados en otro con una escala cromática en medio.

3.7.1.3 Generación de superficies

Los rasgos geológicos o estructuras tales como fallas, foliaciones y contactos se modelaron a profundidad con estimativos dados en la información y datos existentes. La ubicación georreferenciada de las estructuras a profundidad permite analizar mejor el medio y comportamiento de circuitos permeados subterráneos.

La información cartográfica fue apilada con el procesamiento de imágenes para delinear los contactos y posible buzamiento de las estructuras. A los trazos determinados como fallas o que sean subsidiarias se realiza una sección normal al trazo por cada punto se inflexión, i.e. donde la dirección azimutal del trazo cambia. Para fallas que se entienden como predominantemente de deslizamiento en rumbo, la dirección de buzamiento se tomó superior a los 60° (siendo 90° vertical), para las fallas que pueden ser predominantemente cabalgamiento o normales, es decir, donde el componente de desplazamiento es mayor en la vertical que en la horizontal, el ángulo se asumió $< 60^\circ$. Esta determinación se toma por el principio de Anderson para el comportamiento de planos de falla tridimensionales.

4. Resultados

La actividad volcanoclástica y emplazamiento de intrusivos en el área del maar de San Diego mantiene relación espacial con estructuras profundas reconocidas en el área, como las zonas de contacto de intrusivos regionales del batolito de Sonsón y el Ígneo de Samaná, así como la falla de Palestina a la altura del río Samaná, límites entre Caldas y Antioquia.

Los lineamientos encontrados mediante el análisis de imágenes Aster fueron asociados a las fallas definidas por el SGC en el MGC (2015), y en otros trabajos, como de exploración geotérmica (Chec, 1983) y de cartografía geológica como localmente en la PVSD de Kammer et al (1990), los descritos geomorfológicamente por Page (1986) y Bohórquez et al (2005) y otros en la región (Diderix et al., 2006; Cuellar et al, 2014), con lo que se define un mapa de estructuras regionales presentado en la Figura 21.

La Provincia Volcánica de San Diego (PVSD) se encuentra al NE del complejo volcánico activo del Ruiz, limitado al norte por la falla de Arma (Bohórquez et al, 2005), que atraviesa la cordillera Central en un lineamiento definido NW-SE, que puede extenderse por el valle del Magdalena Medio hasta la Cordillera Oriental llegando a Bogotá, el lineamiento es descrito por Ujueta (2001), como Lineamiento Cañas Gordas – Bogotá quien propone un desplazamiento sinistral, del mismo modo que el descrito para la falla de Arma en el MGC (2015).

Los límites occidental y oriental de la PVSD los constituyen las estructuras asociadas a las suturas de terrenos geológicos paralelos al margen continental de Guyana, al oriente del sistema de Otú – Pericos, con las fallas de Mulatos, Palestina y de Romeral al Occidente. El régimen actual descrito para estas fallas es inverso y en rumbo, dextral, debajo de los 5°N de latitud y sinistral al norte (p.e. Page, 1986), la PVSD se encontraría en esta zona de cambio de régimen de esfuerzos tectónicos reconocidos en estas estructuras longitudinales a la cordillera de los Andes. Las fallas del área volcánica norte de Los Andes colombianos se presentan en el mapa de la Figura 21.

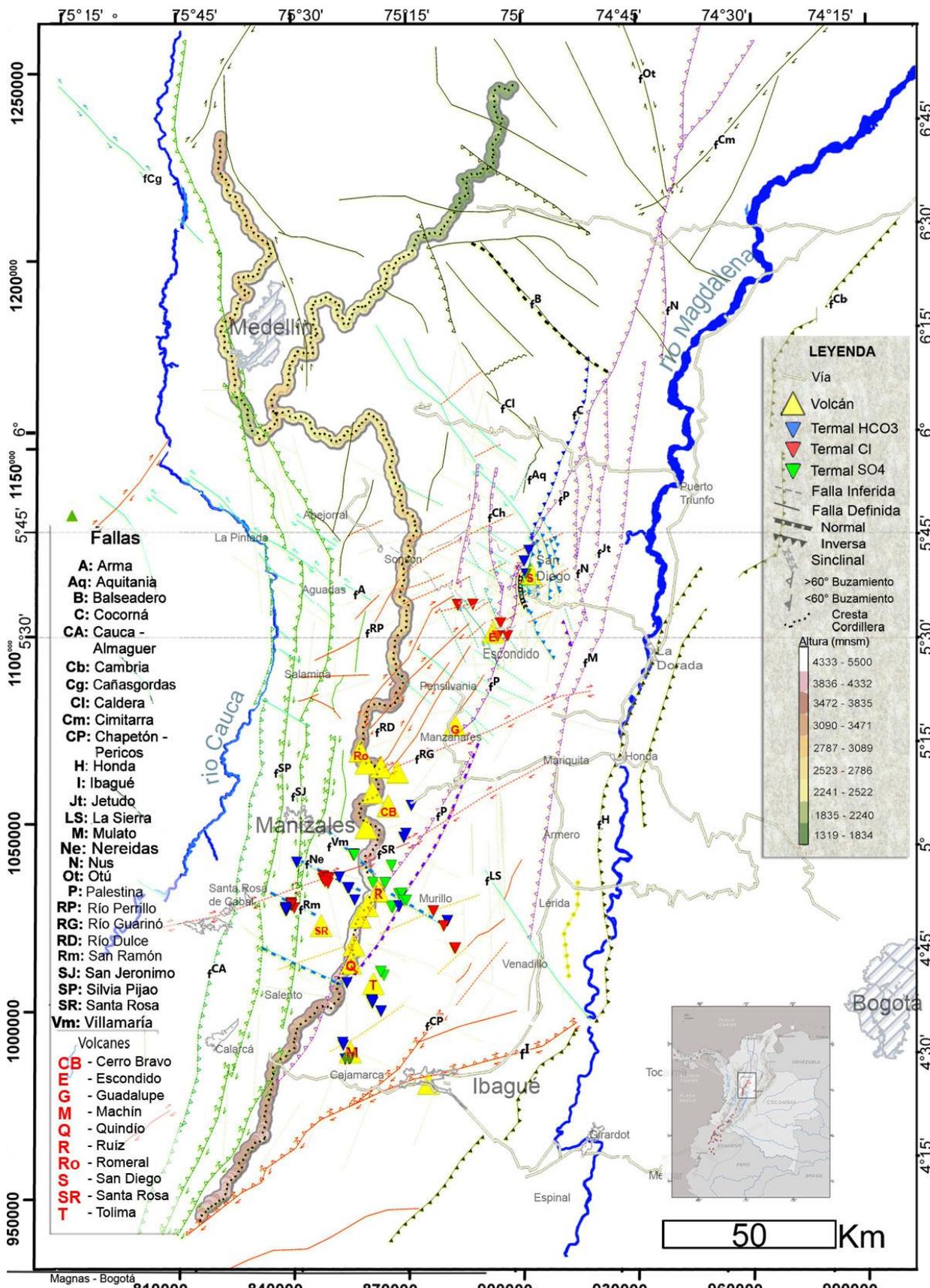
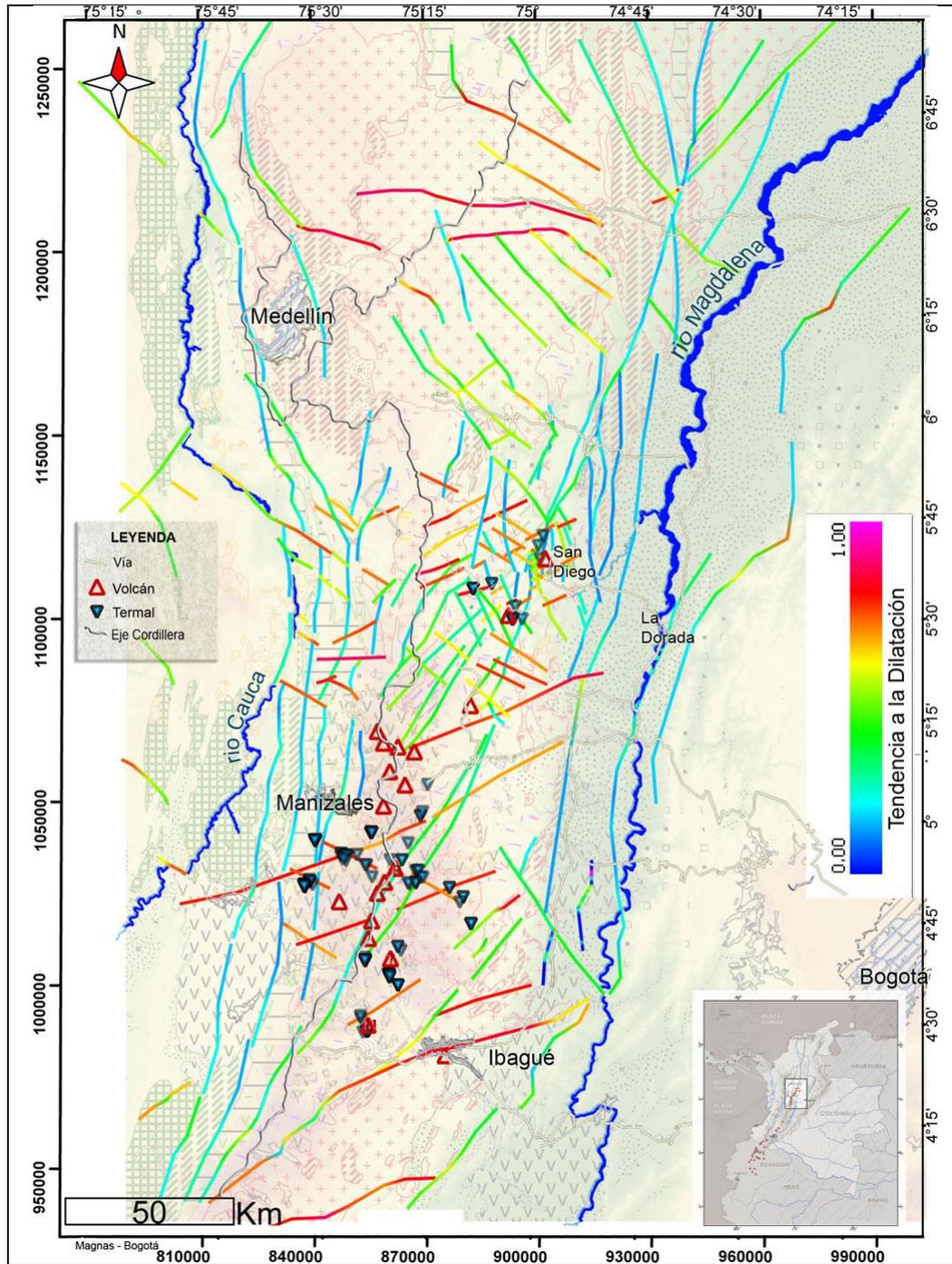


Figura 21. Mapa de fallas en el área volcánica del norte de los Andes colombianos. Los colores de las fallas agrupan tendencias en rumbo

Las fallas NW-SE transversales al eje de la cordillera Central se han reconocido como grandes estructuras que atraviesan el país y en cinemática principalmente sinistral con bloques hundidos principalmente al norte (Ujueta, 2001 & 2007; Cortés del Valle, 2010), y en el sector volcánico activo, las fallas de San Ramón en el volcán Santa Rosa, Nereidas, Villamaría en el Nevado del Ruiz parecen controlar la ocurrencia de la mayor parte de los manantiales termales, al analizar el trazo geométrico bidimensional de estas fallas bajo el tensor resuelto de sismos 2 y 4 de Arcila et al (2000), en la Figura 22, se observa que la mayor tendencia a la dilatación sucede en las estructuras transversales para ambos tensores y su mejor exposición es sobre el Volcán N. Ruiz como un lineamiento mayor reúne manantiales termales que presentan mayor aporte magmático representado por sus altas temperaturas (>80°C) y carácter clorurado. Los contactos litológicos entre intrusivos – basamento - rocas volcánicas también ejercen control en la ocurrencia de los termales.



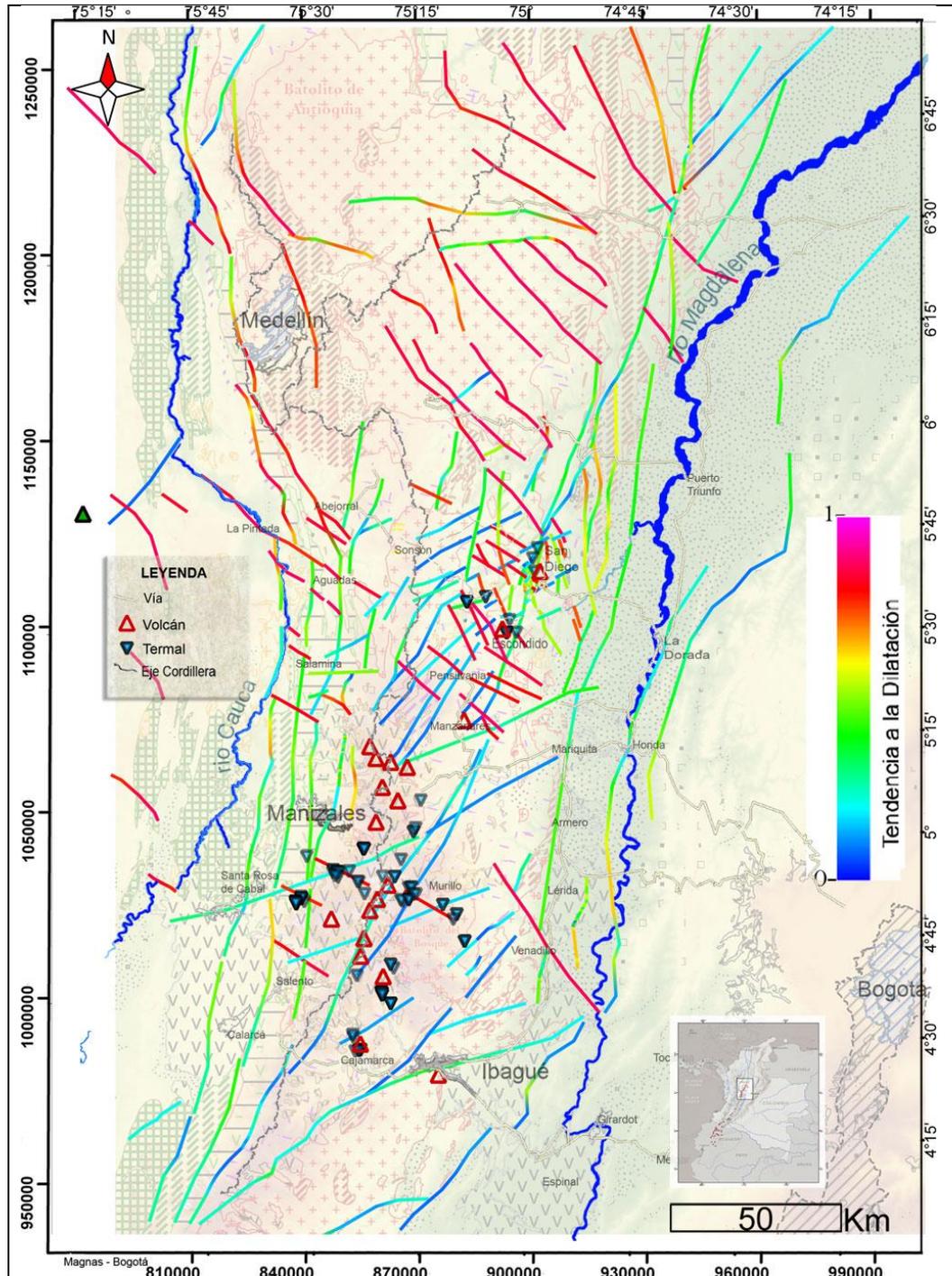


Figura 22. Tendencia a dilatación sobre las fallas – lineamientos. **Primera.** Tensor 2. **Segunda.** Tensor 4.

Las estructuras NW –SE en la PVSD ocurren como sistemas paralelos al norte de la falla de Arma y limitan contactos litológicos de los intrusivos en el basamento metamórfico como en el sur y norte del stock de Florencia y el intrusivo de Puente Linda, los cuales presentan importantes ocurrencias hidrotermales, caracterizadas igualmente por las más elevadas temperaturas de los manantiales de la PVSD, abundante caudal y carácter clorurado, propio de reservorios más maduros y profundos. En el maar de San Diego se presentan

como lineamientos que controlan drenajes y cruzan los sectores hidrotermales, como se encontró mediante fotometría y análisis de imágenes Aster.

Localmente en la PVSD, se observaron facetas triangulares alineadas sobre el cauce de quebradas y ríos que corren hacia el norte, como del río Hondo y río Claro, quebradas La Laguna y San Roque (Figura 23), posiblemente evidenciando actividad reciente sobre algunas las fallas observadas como lineamientos longitudinales a la cordillera (i.e. con rumbo N-S $\pm 20^\circ$), que a pesar del componente inverso dominante sobre el normal de estas estructuras, podría presentarse una cinemática normal local por desprendimiento de bloques (?) elevados en el régimen transpresional reconocido para las fallas como la Palestina y Mulatos.

Otras Geoformas encontradas mediante fotometría incluyen lineamientos semi-circulares encerrando microcuencas de drenaje, como la que alberga los depósitos volcánicos de la quebrada Riachuelo al sur del maar, que presentan abundante lapilli acrecional, lo que constituiría un depocentro de la actividad freatomagmática.

Una estructura circular delinea un pórfido dacítico (Kammer, 1990; Barrero & Vesga, 1976) en la quebrada Las Pavas al suroriente de Berlín. Otros lineamientos subparalelos son localmente asociados a la disposición del basamento foliado y las franjas de facies metamórficas que se extienden a lo largo de la cordillera.

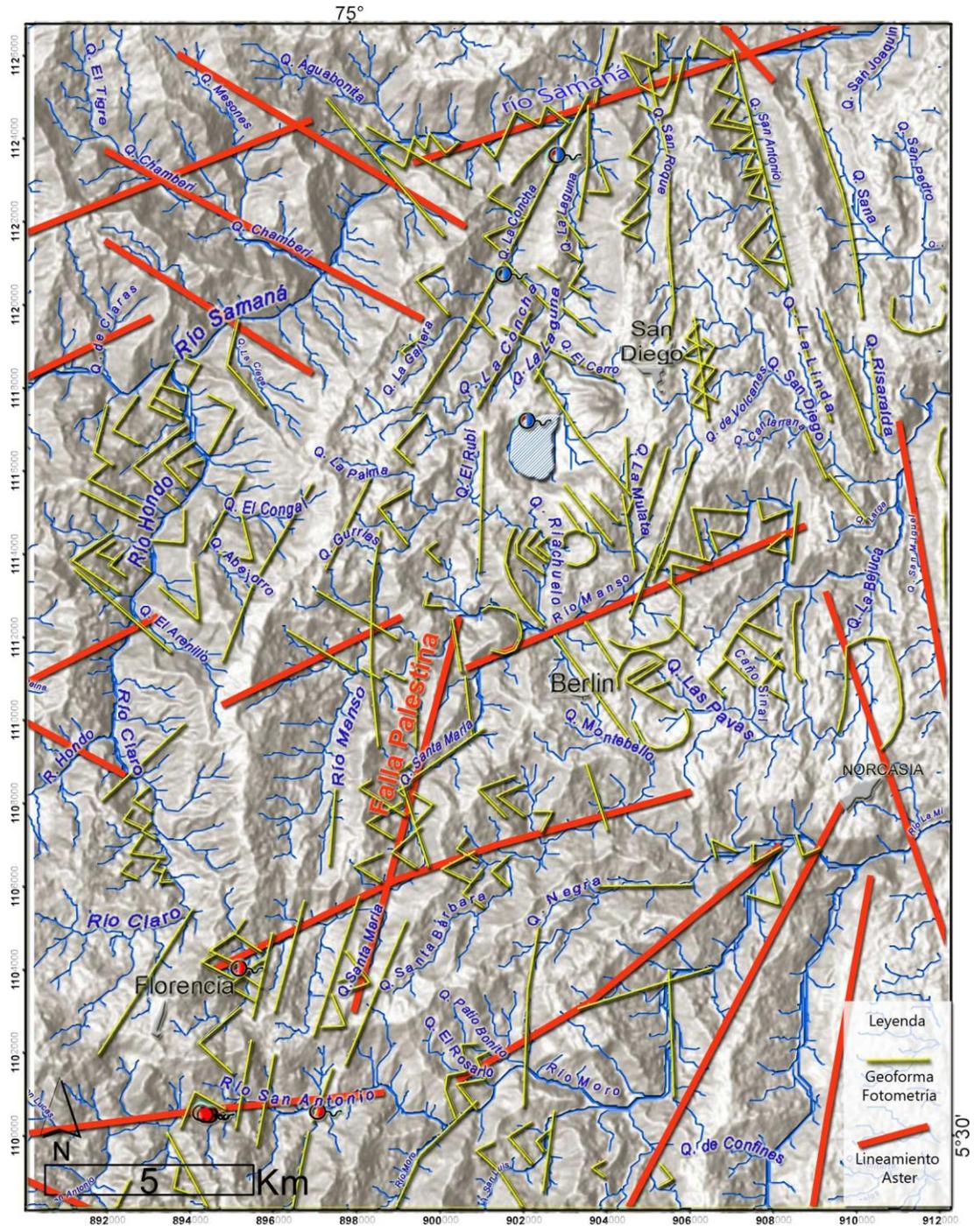


Figura 23. Mapa resultado de fotometría y análisis de imagen Aster

La falla Palestina se observa como un lineamiento mejor, ejerciendo control en la quebrada Santa Marta al sur del maar y al norte con varios lineamientos satélite, produciendo una forma de abanico con ápice a lo largo de 7 – 8 Km en el río Samaná, al norte y noreste del maar (líneas azules en la Figura 24). Estas fallas – lineamientos son descritas por Feininger et al (1970), Page (1986) y Kammer et al, (1990), y observadas mediante fotometría así:

Falla La Fe, corta el basamento al occidente del maar. Fue descrita como una estructura inversa buzando al oriente (Kammer, 1990). Se observa como un claro lineamiento N-S hasta el río Samaná.

Falla San Diego, que cruza la caldera del maar en dirección N-S, se encontró como trazos discontinuos al norte de la laguna. Puede estar controlando el tramo N-S de la quebrada Laguna o El Caño, es decir al oriente del cuerpo de agua y también puede generarse un trazo al occidente conectando con la quebrada Riachuelo y al hacerlo atraviesa el manantial termal de la Laguna, el cual presenta abundante

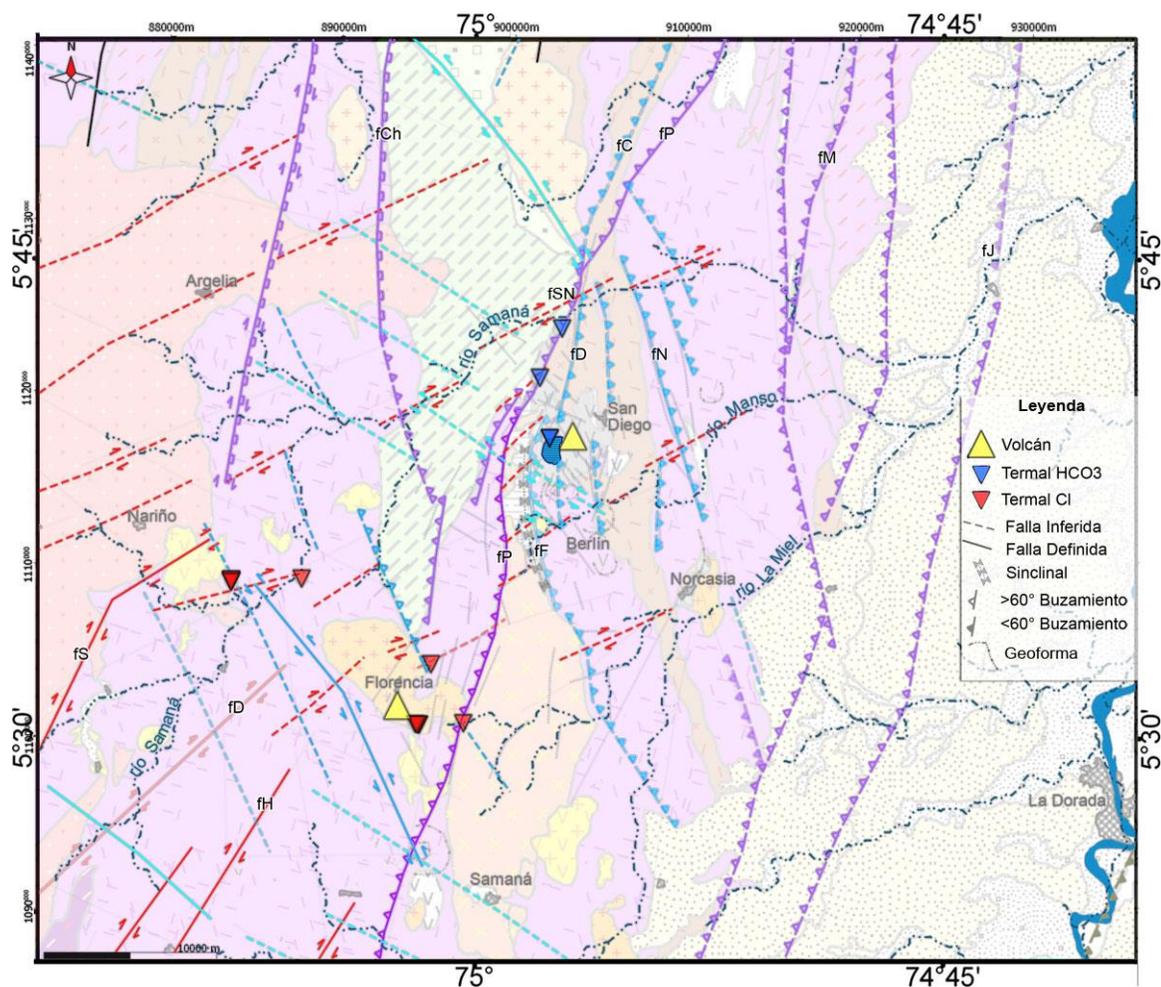


Figura 24. Mapa de estructuras locales. Nombre fallas: fP: Palestina; fH: río Hondo; fD: río Dulce; fS: Samaná Sur; fF: La Fe; fD: San Diego; fN: Norcasia; fC: Cocorná; fCh: Chupadero; fM: Mulatos; fJ: Jetudo

salida de gas. La falla San Diego es descrita por Page (1986), con base en un desnivel morfológico en la caldera donde “se indica un desplazamiento ascendente del bloque oriental de la falla de 50 a 70 m, pues la parte oriental del cerco está más elevado que el occidental y por otra parte el lago ocupa el costado occidental

de la caldera". Esta disposición sería similar a la falla La Fe (Kammer et al., 1990), es decir inversa buzando al oriente.

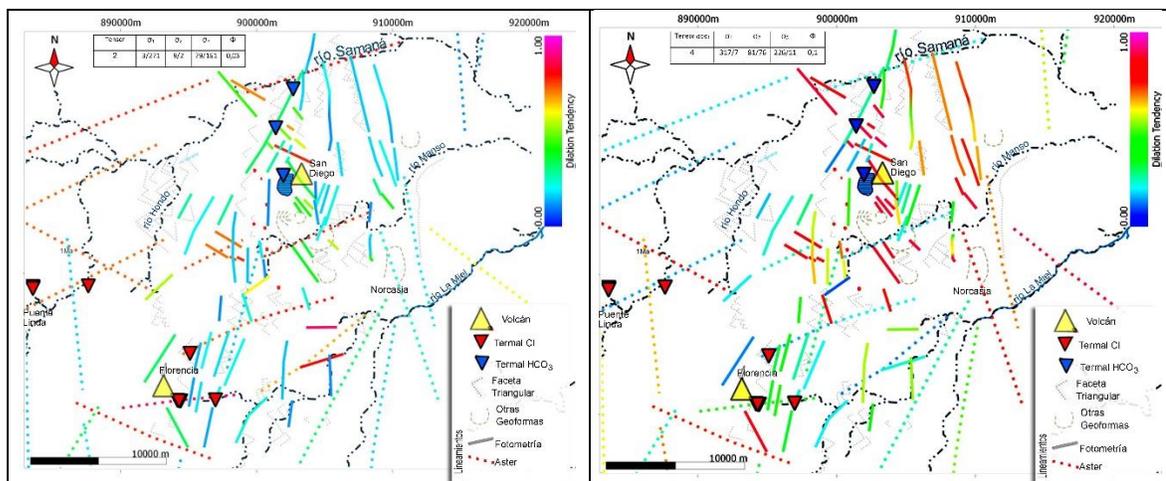
Falla Norcasia, que sigue un contacto entre la facie Esquistosa y la Neisosa en el basamento metamórfico. Es inversa buzando al oriente (Page, 1986), del mismo modo que la anteriores.

Lineamientos adicionales controlan el cauce en las quebradas Riachuelo, La Mulata, San Roque, y San Antonio por parte de la estructura en abanico de la falla Palestina.

Una medialuna en el margen sur del río Manso (Figura 24) y corresponde a un proceso de erosión extendiéndose cerca de 4 Km a lo largo del margen del río. Esta geoforma es similar a la encontrada al norte que desprende material hacia la quebrada Riachuelo.

El análisis local del comportamiento de los esfuerzos sobre las estructuras determinadas como fallas o lineamientos, muestra las más factibles como estructuras dilatacionales a las NW-SE que son frecuentes en el área del maar, la persistencia de estas estructuras – lineamientos al norte y noroeste puede relacionarse con la ocurrencia de los manantiales termales del maar y posiblemente con el maar mismo, pues son frecuentes alrededor de la estructura cratérica.

La posibilidad que las estructuras sean reactivadas bajo el régimen actual de esfuerzos utilizado se presenta en la Figura 25, de estas, fallas-lineamientos la que limita el norte del maar son las más propensa a fallar, de acuerdo al parámetro de tendencia a reactivación de fallamiento (Slip – Tendency), por lo que presentan un particular interés en la localización de los circuitos termales en el subsuelo.



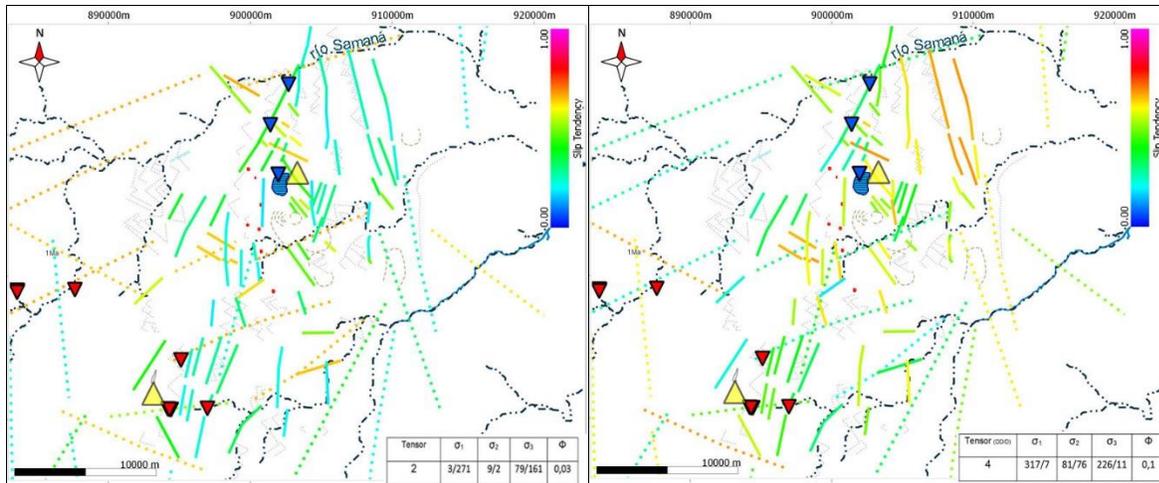
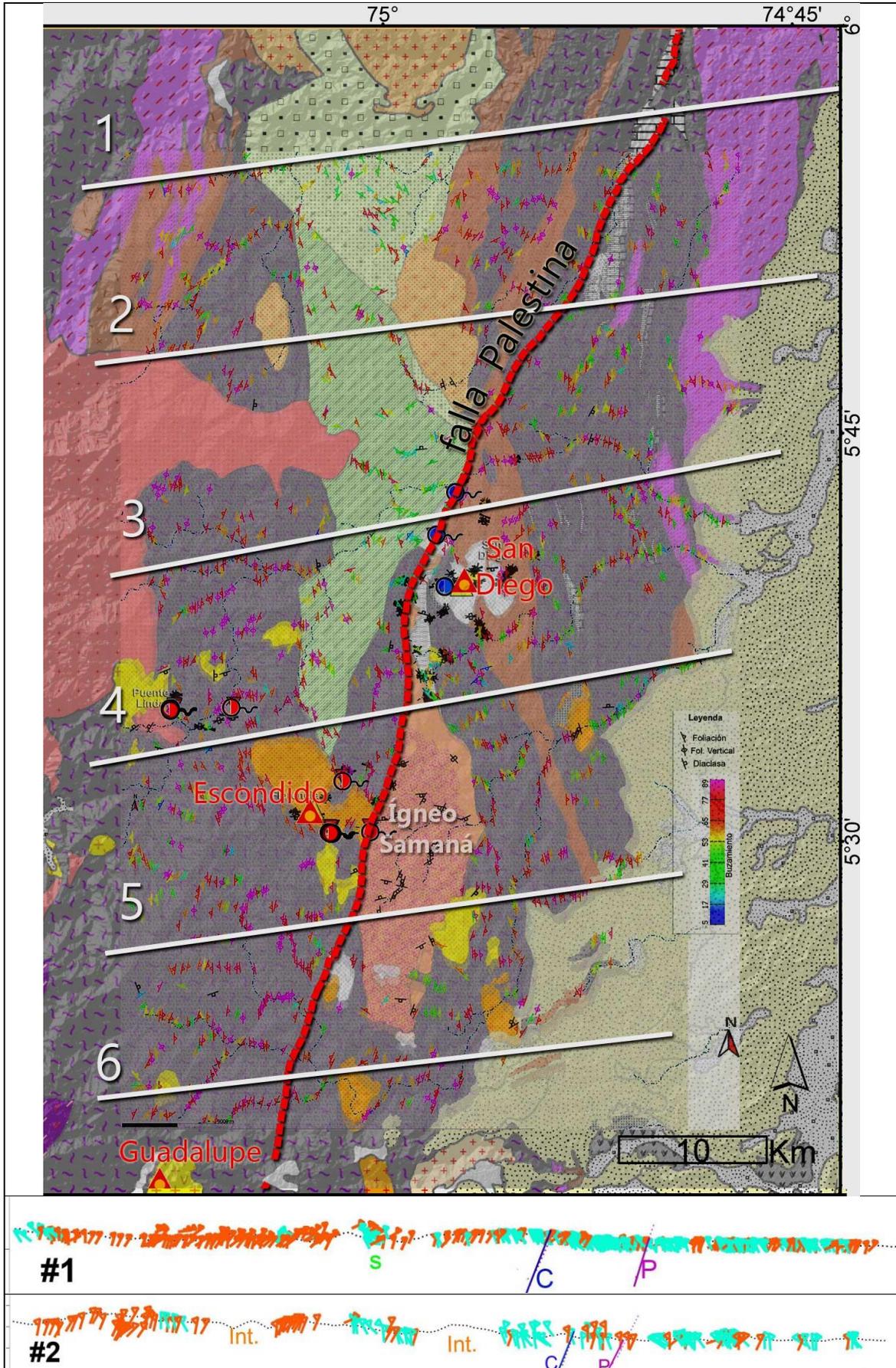


Figura 25. Esfuerzos sobre las estructuras – lineamientos

4.1 Fracturamiento superficial

El área de interés se encuentra dominada por el basamento polimetamórfico del complejo Cajamarca, el cual es compuesto por franjas de esquistos, neises, anfibolitas y cuarcitas principalmente, dispuestas longitudinalmente. Se utilizaron los datos de foliación en un área de alrededor de 3000 km² de las planchas 188 y 168 en escala 1:100.000 del SGC en conjunto con las mediciones obtenidas en campo.

Se observa que en general el rumbo de la foliación constante en dirección NNW, con dos tendencias generalizadas separadas por la falla de Palestina y el Ígneo de Samaná (Figura 26), la dirección de buzamiento de los planos esquistosos tiende a ser hacia el occidente al occidente de la falla y hacia el oriente en el oriente de la misma, como se observa en los cortes WSW-ENE Figura 26), donde los datos cercanos fueron proyectados normales a la sección y asignados un color según bucen al este (azul) u oeste (naranja). En el sur de la plancha 188, corte 6 (Figura 26), el sentido de la foliación es en general constante en toda la sección, con cambios menores desde la verticalidad de las foliaciones y alrededor del intrusivo se observa como el basamento es objeto a un basculamiento hacia afuera de la cuerpo ígneo, del mismo modo sucede al oriente del Ígneo de Samaná en el corte 5 y desde ahí hacia el norte se observa la diferencia en el sentido que toman los planos foliados alejándose desde la falla Palestina y Cocorná con algunas excepciones locales en el comportamiento regional.



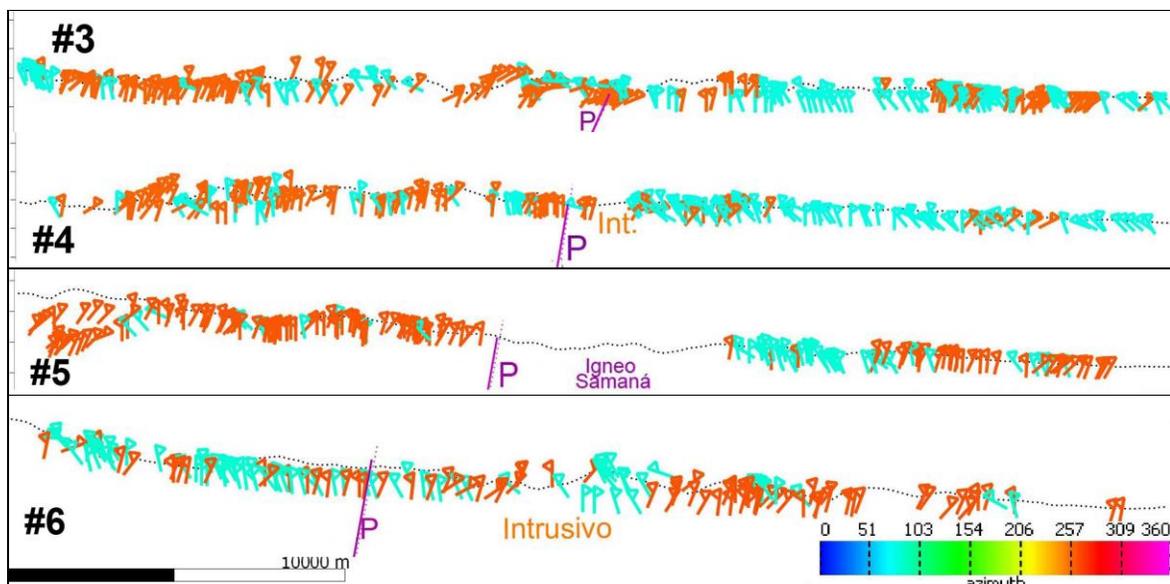


Figura 26. Cortes con los datos de foliación proyectados con escala de dirección de buzamiento. P: falla de palestina; C: falla de Cocorná; S: Sedimentario cretácico. Int.: Intrusivo. Trazo de la falla Palestina en mapa según MGC (2015), geología de Barreo & Vesga (1976)

Los buzamientos en la foliación son frecuentemente subverticales con las tendencias presentadas anteriormente para la mayoría de la franja analizada, sin embargo en el sector NNW del maar de San Diego (óvalo mayor en la Figura 27), se observan valores anómalos donde el rumbo cambia a cercano a E-W y los buzamientos son moderados a leves, como muestran los valores en escala cromática de la Figura 26, estas mediciones se realizaron tanto sobre la unidad con el metamorfismo más bajo del conjunto de Cajamarca, como en la franja esquistosa y cuarcítica, en sector de la falla Palestina, el maar y el río Samaná norte, el mismo sector que muestra los lineamientos más propensos a fallar y a dilatarse al norte y noroeste del maar.

El basamento foliado muestra regionalmente que el plegamiento tiene un leve cabeceo ($<5^\circ$) al norte para la franja analizada como se observa en los datos proyectados en la red estereográfica de la Figura 27, esta disposición del eje de plegamiento y la tendencia a ambos costados de la falla de Palestina puede obedecer las intrusiones controladas por la falla y el basculamiento que estas producen en la franja metamórfica y al régimen compresional del margen activo que actúa sobre esta estructura.

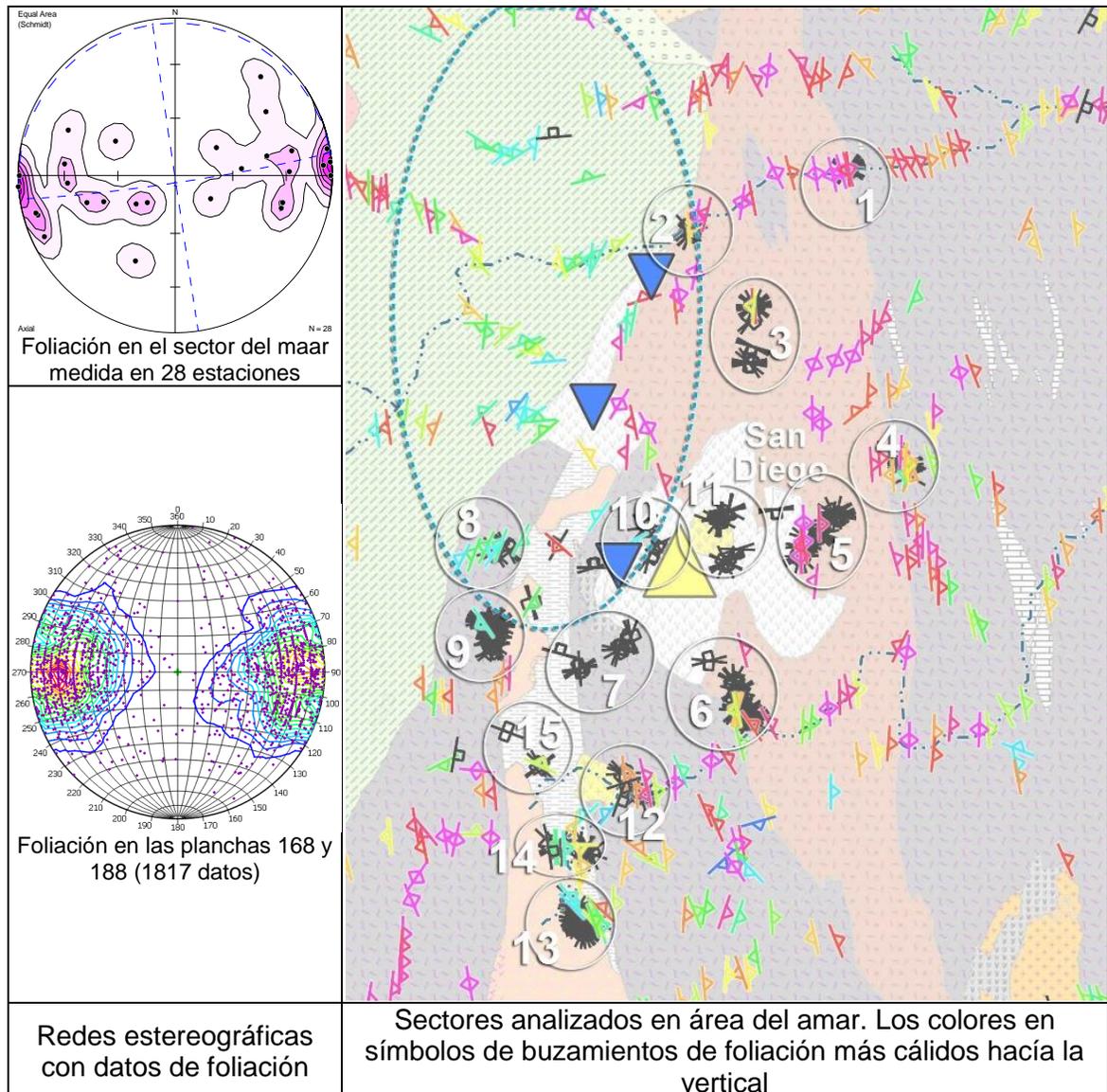
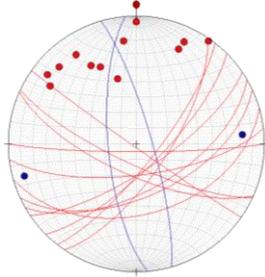
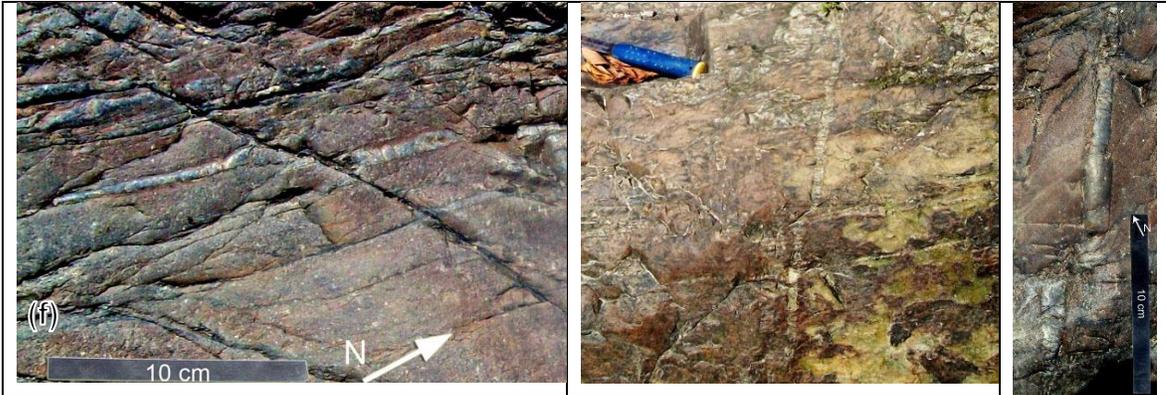


Figura 27. Análisis de planos en roca

Las fracturas de tensión son frecuentes en las rocas metamórficas, como diaclasamiento normal a la foliación, en lo que se suele denominar fracturas T (transversales) y L (longitudinales) asociadas al plegamiento. Otras familias de diaclasas se observaron en ángulos ortogonales a agudos al plano de foliación. A continuación se presenta el análisis del diaclasamiento contra la foliación y cizallamiento en las estaciones realizadas en campo para este trabajo, numeradas según el mapa de la Figura 27, las direcciones proyectadas en red estereográfica como planos y polos, la foliación se presenta en color azul.

Sector 1

Confluencia de la quebrada San Antonio – río Samaná.	
Litología	Neis feldespático y aluminico, migmatitas y venas de cuarzo
Fotometría - Aster	Lineamiento (N-S), o falla Norcasia (Page, 1986), que ejerce control de la quebrada San Antonio y presenta facetas triangulares en su curso hasta el norte del río Samaná.
Foliación / Fracturas de Tensión	<p>Fracturamiento abundante con planos de longitud decimétrica Foliación semivertical cabeceo de 20° al SSW. β: 348/20 (T/P). Diaclasamiento trasversal a >45°</p> 
Fotos fracturamiento decimétrico sobre neises	
	
Fracturas cizalladas	Venas cuarzosas con desplazamiento aparentemente dextral sobre planos WSW-ESE

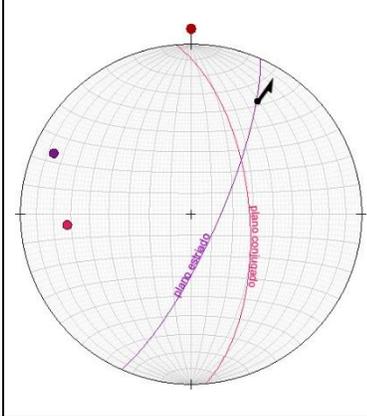
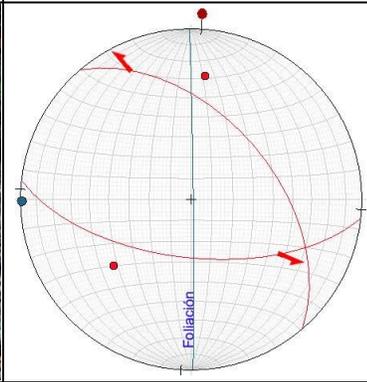


Fotos de venas lenticulares con desplazamiento

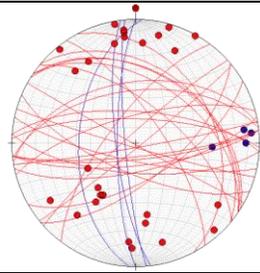
Sector 2

Confluencia de la quebrada La Laguna – La Concha – río Samaná.

<p>Litología</p>	<p>Neises, dioritas, esquistos cuarcíticos y micáceos, con cuarzo en los planos de esquistosidad. Conglomerados y depósitos volcánicos</p>	
<p>Fotometría – Aster</p>	<p>Lineamientos NNE, sobre la quebrada la Concha pasa la falla de Palestina (Feininger et al 1970). Facetas triangulares sobre el curso del río Samaná y la quebrada La Laguna. Cauces deflactados al N y al E</p>	
<p>Foliación / Fracturas de Tensión.</p>	<p>Fracturamiento abundante con planos de longitud hasta decimétricas. Foliación buzando moderada a fuertemente al Este con leve cabeceo del pliegue al Sur (<math><5^\circ</math>). Planos diaclasados normales a la foliación y una tendencia a <math><30^\circ</math> en rumbo NE y elevado ángulo de buzamiento</p>	
<p>Diaclasas quebrada La Laguna</p>	<p>Conglomerados polimícticos de río Samaná</p>	
<p>Fracturas cizalladas</p>		

<p>Estrías sobre plano de foliación. Sinistral, pitch 20° al NNE</p>		
<p>Estrías sobre planos transversales a la foliación. Sinistral-normal</p>		
<p>Observaciones adicionales</p>		
<p>Manantial termal con salida de gas y depósitos volcánicos con líticos esquistosos y andesíticos. Quebrada La Concha.</p>		 <p style="text-align: right; font-size: small;">Salida de Gas</p>

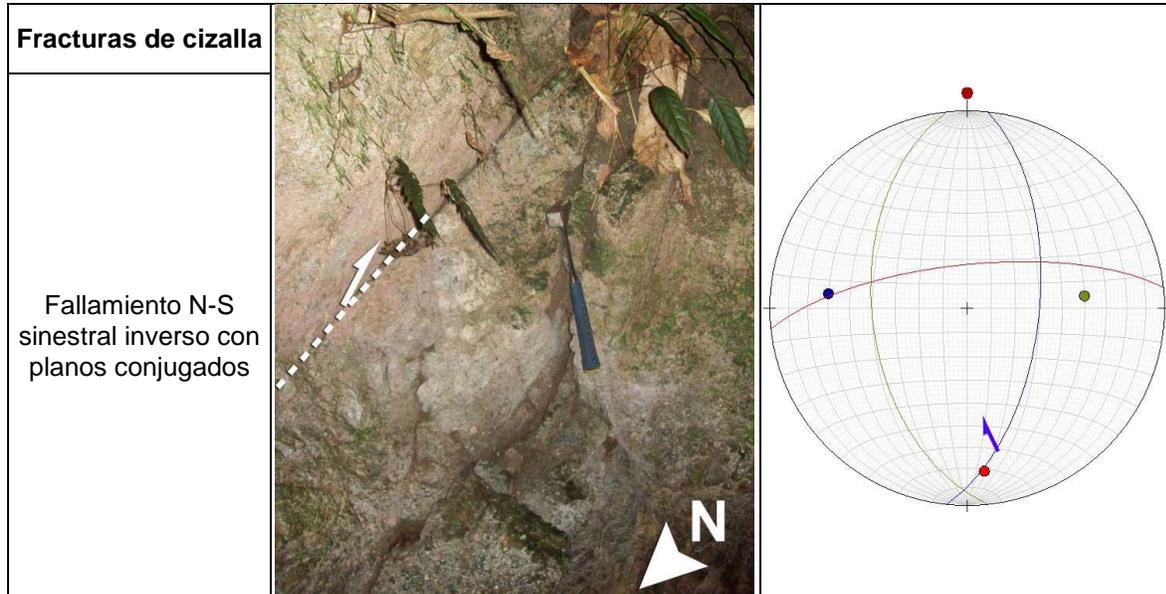
Sector 3

<p>Quebrada San Roque – Vereda Belén</p>		
<p>Litología</p>	<p>Dioritas a cuarzomonzonitas. Abundantes venas de cuarzo. Migmatitas.</p>	
<p>Fotometría – Aster</p>	<p>Lineamiento N-S de la quebrada San Roque. Facetas triangulares a lo largo de su cauce en costado occidental.</p>	
<p>Foliación / Fracturas de Tensión.</p>	<p>Foliación en rumbo N-S buzando fuertemente al Oeste con leve cabeceo del pliegue al Sur (<10°). Diaclasamiento transversal en rumbo E y NW buzando moderada a fuertemente. Adicional sistema NE cortando a <40° a la foliación</p>	
<p>Fracturas de cizalla</p>		

<p>Fracturas conjugadas en el néisico de San Diego. Plano con relleno de 3 cm de material silíceo (>65% SiO₂) con cinemática normal sinistral. Plano sintético también relleno en menor grosor.</p>		
<p>Fallamiento sinistral normal con planos conjugados</p>		
<p>Fallamiento dextral en plano NE desplazando fracción melanocrática</p>	<p>Fallamiento sinistral en plano NNW afectando migmatitas</p>	

Sector 4

<p>Quebrada La Linda</p>		
<p>Litología</p>	<p>Esquistos, filitas y cuarcitas.</p>	
<p>Fotometría – Aster</p>	<p>Lineamiento NNE continuando de la quebrada San Antonio controlando la quebrada La Linda.</p>	
<p>Foliación / Fracturas de Tensión.</p>	<p>Foliación N-S buzando moderadamente al Este. Cabeceo del pliegue leve al norte (<5°). Diaclasamiento transversal bimodal normal a los planos de foliación en ~N-S y E-W</p>	

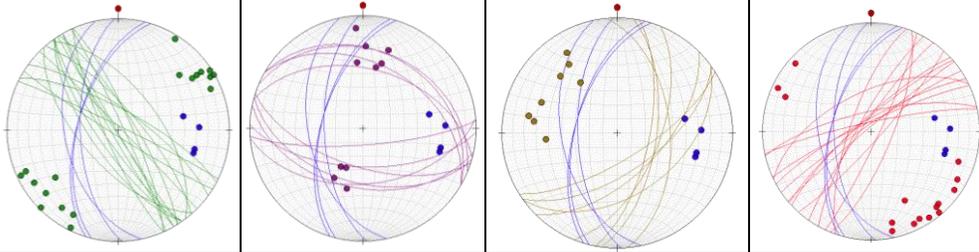
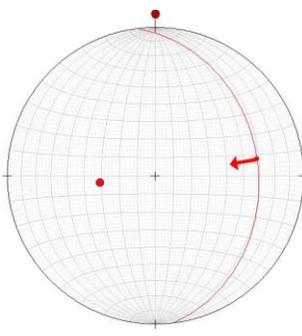


Sector 5

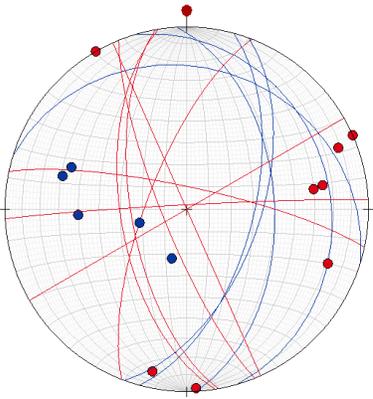
Cauce de la Quebrada San Diego

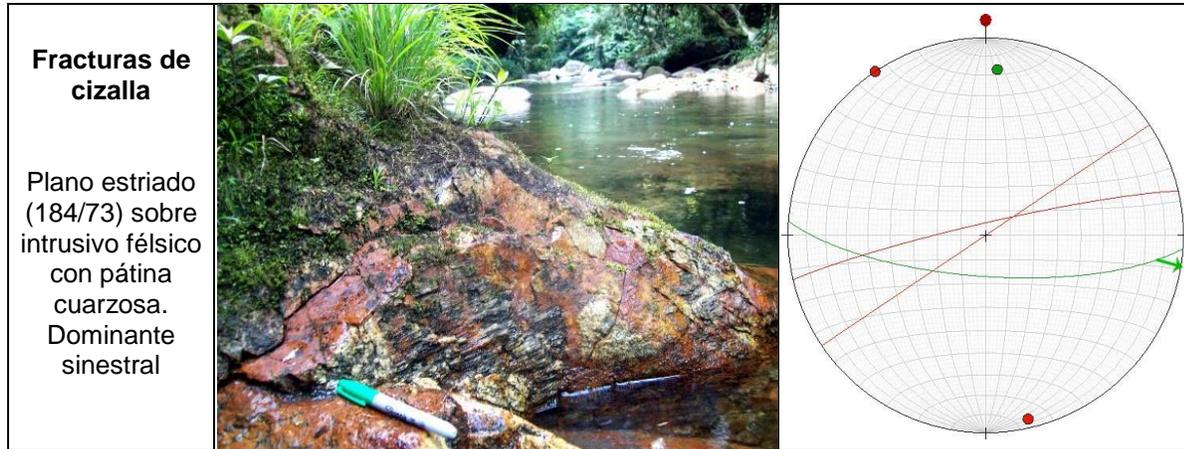
<p>Litología</p>	<p>Cuarzodioritas, neises biotíticos</p>	
<p>Fotometría - Aster</p>	<p>Lineamiento NNW con facetas triangulares a ambos costados</p>	
<p>Foliación / Fracturas de Tensión</p>	<p>Foliación semivertical, cabeceo del pliegue de 23° al sur, 177/23 (T/P). Diaclasamiento normal a la foliación y un sistema NE en moderado ángulo de buzamiento.</p>	
<p>Fracturas de cizalla</p>		
<p>Fracturamiento tensional – normal en planos WNW</p>		<p>Desplazamiento sinistral en N-S con planos conjugados</p>

Sector 6

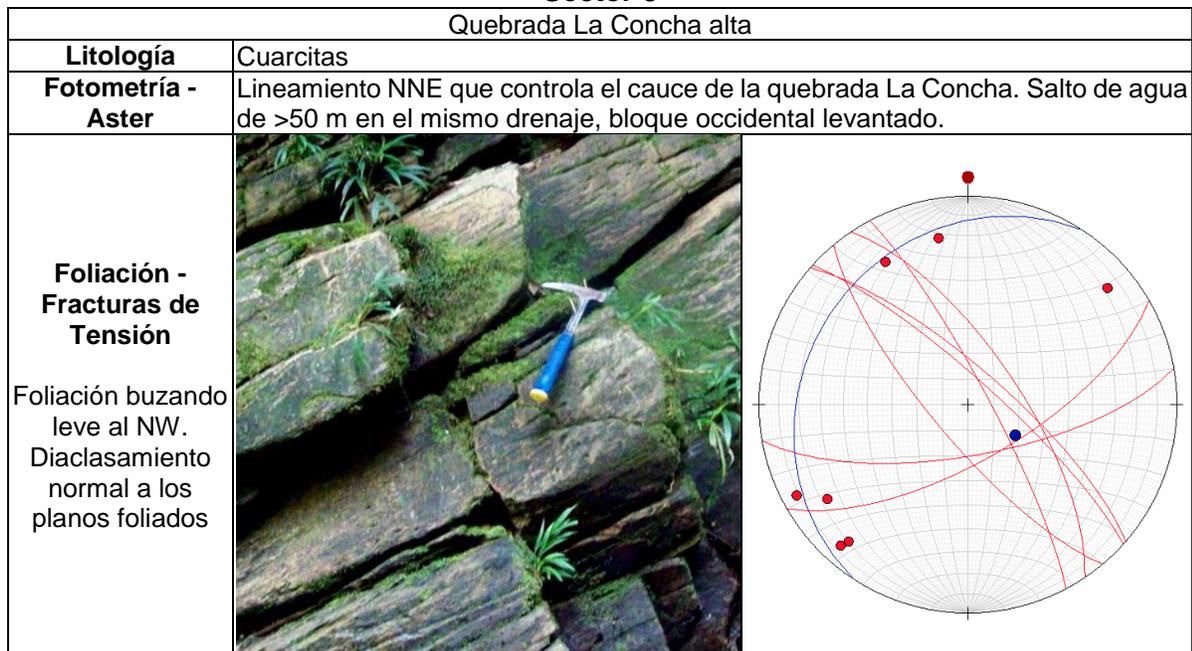
Cauce de la Quebrada La Mulata	
Litología	Esquistos micáceos, neises cuarzo-feldespáticos
Fotometría - Aster	Lineamientos que controlan los cauces de la quebrada (N-S) y tributarios NNE y NNW, estos últimos hasta el maar.
Foliación - Fracturas de Tensión	
	<p style="text-align: center;">Diaclasas de plegamiento</p> <p style="text-align: right;">Sistema NE</p> <p style="text-align: center;">Foliación buzando moderada a fuertemente al Oeste, el eje del pliegue presenta cabeceo leve (17°) al sur (T/P: 353/17).</p>
Indicadores Cinemáticos	<p>Fallamiento probablemente inverso en planos NNW</p>  

Sector 7

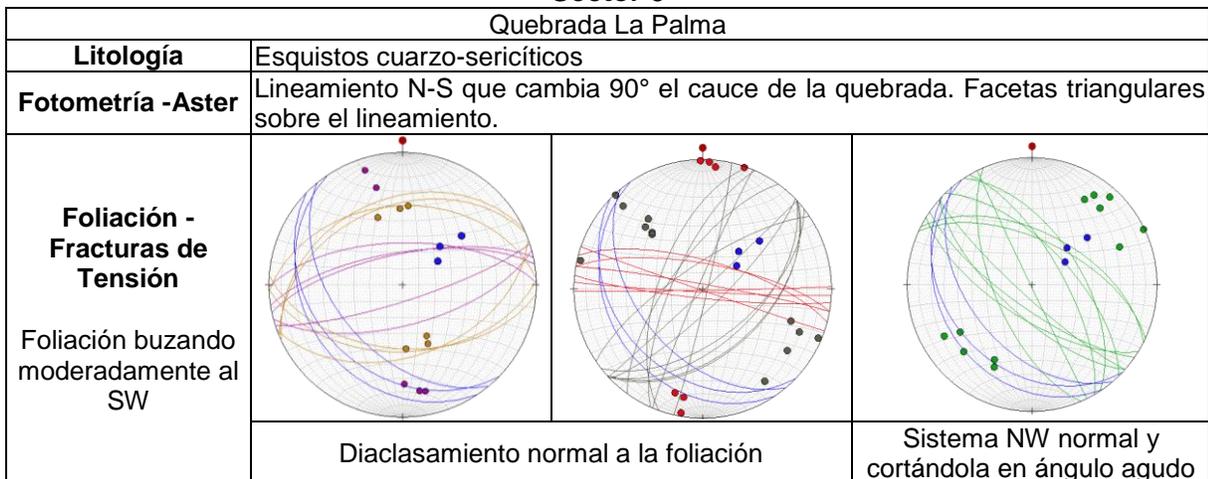
Quebrada Riachuelo alta	
Litología	Esquistos e intrusivo félsico
Fotometría - Aster	Lineamiento N- S al sur de la laguna y facetas triangulares al costado occidental de la quebrada Riachuelo, medialuna al costado oriental
<p>Foliación - Fracturas de Tensión</p> <p>Foliación buzando levemente al Este, con un cabeceo de <math><20^\circ</math> al sur (T/P:28/20).</p> <p>Diaclasamiento normal a la foliación</p>	 



Sector 8



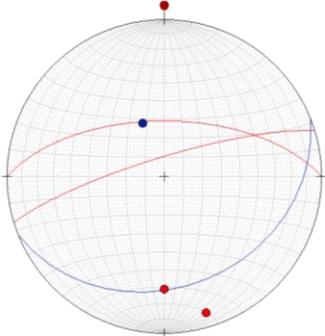
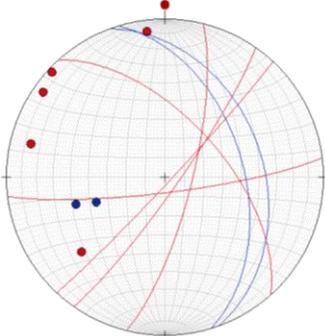
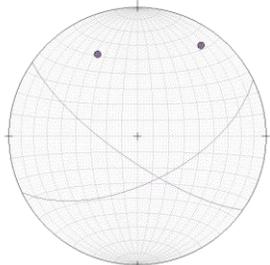
Sector 9





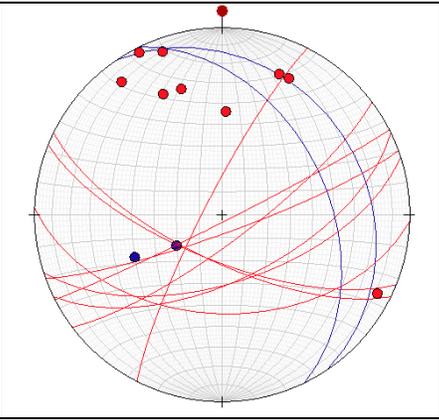
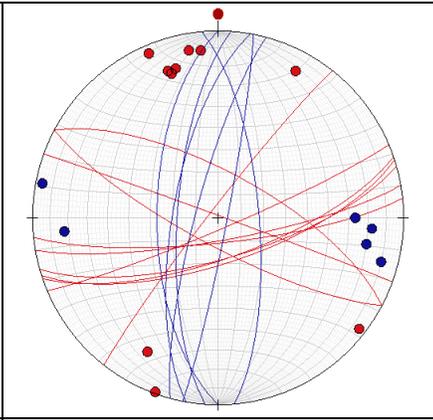
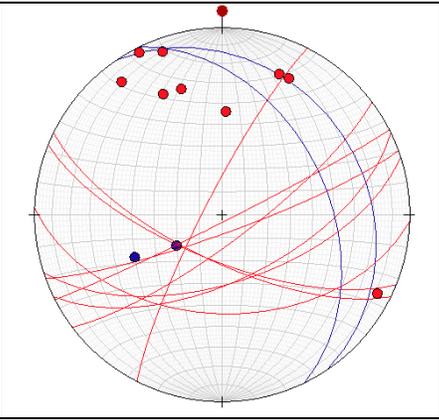
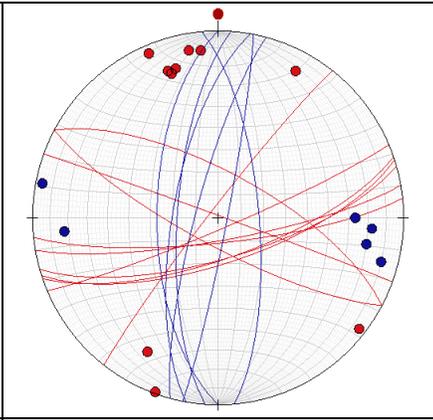
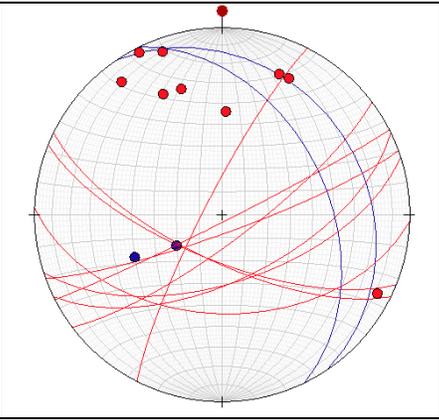
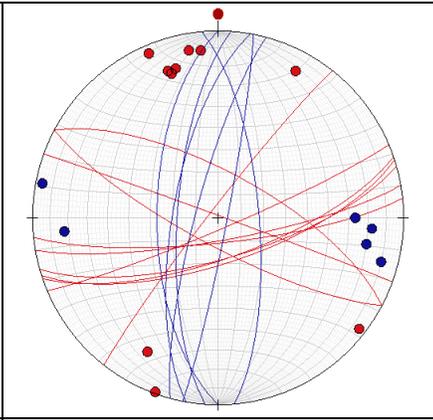
Sector 10

Sector norte del Maar

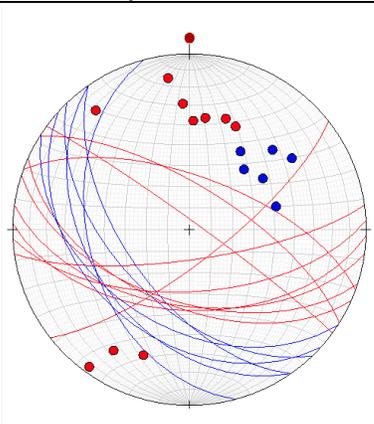
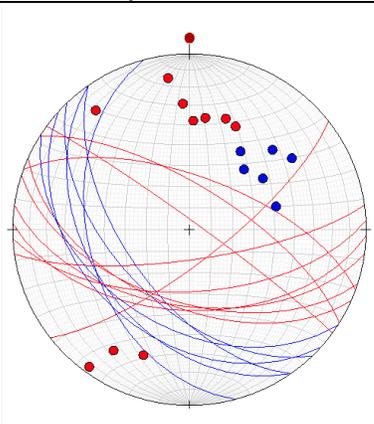
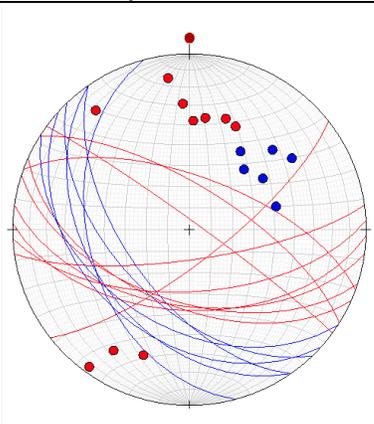
<p>Litología</p>	<p>Esquistos y depósitos volcánicos</p>	
<p>Fotometría -Aster</p>	<p>Geoformas semi-circulares alrededor del maar. Lineamiento NW limitando el oriente de la laguna.</p>	
<p>Foliación - Fracturas de Tensión</p> <p>En el costado occidental la foliación es semi-horizontal buzando al SSE. En el costado similar a la tendencia regional. Diaclasas normales y sistema NE</p>	 <p>Costado occidental</p>	 <p>Costado oriental</p>
<p>Volcánicos</p> <p>Depósitos volcánicos de lapilli a ceniza con planos sistemáticos buzando moderadamente al SE y SW</p> 		

<p>Observaciones adicionales</p> <p>Un afloramiento de roca calcárea con estructuras de flujo en el costado norte del maar.</p> <p>55% CaO con un LOI de 43% en análisis por FRX</p>		
---	---	--

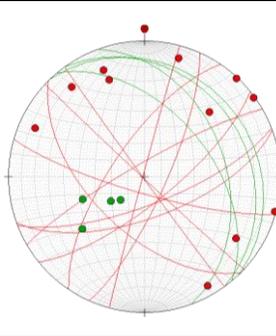
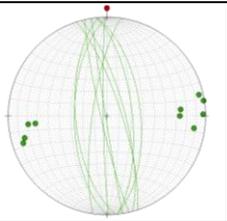
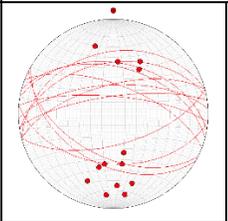
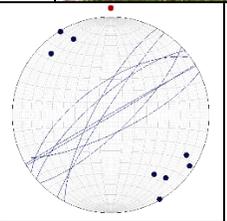
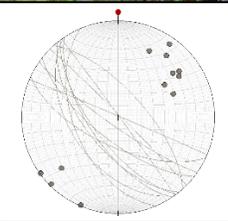
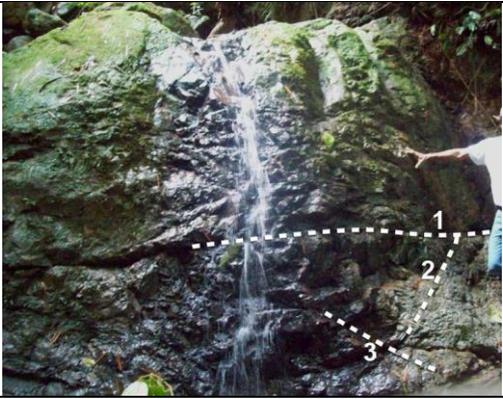
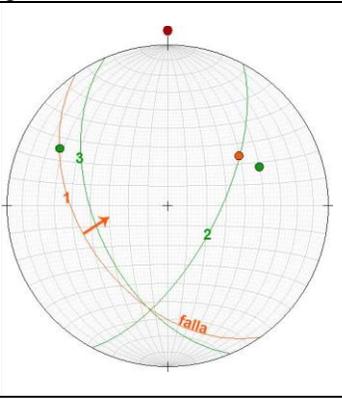
Sector 11

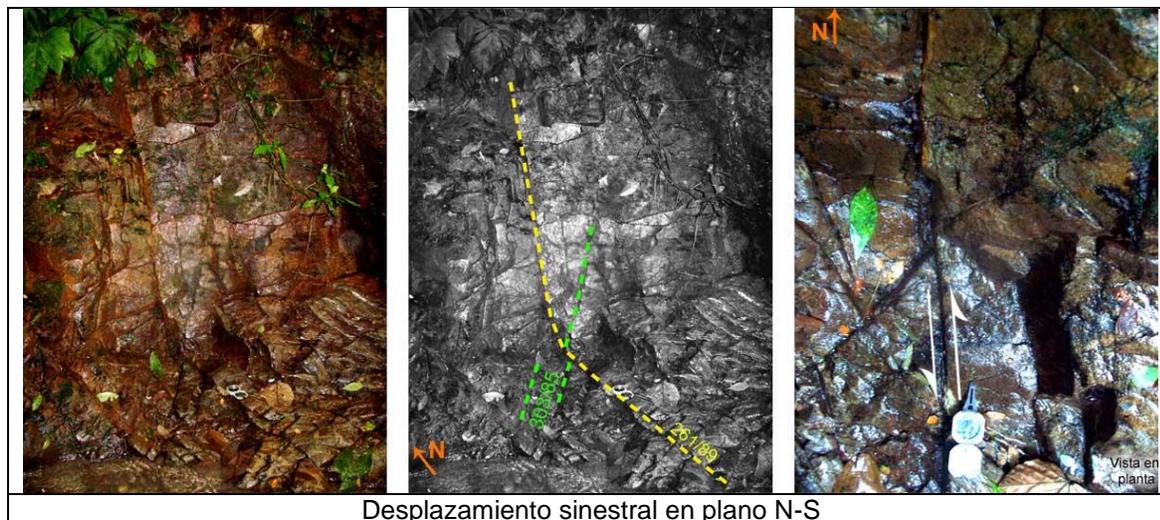
Sector oriental del Maar. Quebrada La Cristalina					
Litología	Esquistos, neises, anfibolitas y depósitos volcánicos				
Fotometría -Aster	Fuerte lineamiento NW que limita el Morro de San Diego al norte y controla varios cauces menores. Sector N-S de derrumbes en el basamento neisoso.				
<p>Foliación - Fracturas de Tensión</p> <p>Las anfibolitas que limitan el maar al oriente están foliadas en bajos ángulos de foliación al NE. Los neises muestran en cambio planos semiverticales. Diaclasamiento normal para ambas litologías</p>	<table border="1"> <tr> <td data-bbox="472 768 911 1188">  </td> <td data-bbox="911 768 1344 1188">  </td> </tr> <tr> <td data-bbox="472 1188 911 1207">Anfibolitas</td> <td data-bbox="911 1188 1344 1207">Neises</td> </tr> </table>			Anfibolitas	Neises
					
Anfibolitas	Neises				

Sector 12

Quebrada Riachuelo – río Manso			
Litología	Esquistos cuarzosos y meta-conglomerados		
Fotometría -Aster	Lineamiento semi-circular que encierra la cuenca occidental de la quebrada Riachuelo y continúa rectilíneo en rumbo NW al sureste.		
<p>Foliación - Fracturas de Tensión - Cizallamiento</p> <p>La foliación buza al SW moderadamente y el fracturamiento normal agudamente E-W</p>	<table border="1"> <tr> <td data-bbox="472 1409 846 1833">  </td> <td data-bbox="846 1409 1344 1833">  <p data-bbox="846 1780 1344 1833">Desplazamiento con componente dextral (?) sobre plano E-W (182/52)</p> </td> </tr> </table>		 <p data-bbox="846 1780 1344 1833">Desplazamiento con componente dextral (?) sobre plano E-W (182/52)</p>
	 <p data-bbox="846 1780 1344 1833">Desplazamiento con componente dextral (?) sobre plano E-W (182/52)</p>		

Sector 13

Cuenca oriental Quebrada Santa Marta – quebrada El Guamo				
Litología	Shales fosilíferos y leucogranitos (alaskitas) intruyéndolos			
Fotometría -Aster	Lineamiento N-S controlando cauces menores.			
<p>Estratificación - Fracturas de Tensión</p> <p>Flanco occidental del Sinclinal de Berlín, estratificación al Este (verde en estereograma) con diaclasamiento normal. Sector intruido en shales (foto)</p>				
<p>Fracturas de Tensión – Intrusivo</p> <p>Cuatro familias de diaclasas en las alaskitas</p>				
	Frecuentemente abiertas >5mm		Otras diaclasas	
				
Fotos de Fracturas abiertas >5mm en el leucogranito				
<p>Fracturas de cizalla</p> <p>Se encontró fallamiento sub-horizantal inverso y vertical sinistral en planos N-S</p>				
	Fallamiento inverso en plano SW.			



Desplazamiento sinestral en plano N-S

Sector 14

Alto San Juan – La Resaca			
Litología	Esquistos y sedimentario, shales fosilíferos		
Fotometría -Aster	Control NE en cauce de la quebrada Santa Marta cruzado por lineamiento regional NW.		
Estratificación (verde) Fracturas de Tensión Pliegue del sinclinal sobre un eje N-S. El fracturamiento más persistente en longitud es paralelo al eje y en dirección NE-SW	<p>Tendencias más persistentes</p>	<p>Otro diaclasamiento y vena</p>	<p>Sedimentario diaclasado quebrada Santa Marta</p>

Sector 15

Quebrada La Reina		
Litología	Lodolitas y shales fosilíferos	
Fotometría –Aster Lineamientos N-S con facetas triangulares en el costado occidental.	Estratificación (verde) Fracturas de Tensión Diaclasamiento transversal a la estratificación en las lodolitas.	

En los depósitos vulcanogénicos masivos encontrados en la quebrada La Concha, cerca a los manantiales termales, sobre el trazo de la falla Palestina, se encontraron fracturas sistemáticas que presentan un rumbo similar al de la falla y buzanan al occidente, al igual que esta. Estos planos pueden ser generados por el régimen actual de la falla Palestina

sobre estos depósitos de manera que el comportamiento en el sector es inverso buzando al occidente.



Figura 28. Planos cortando los depósitos volcánicos de la quebrada La Concha

Las diaclasas presentaron aberturas variables de 1 a >10mm, tanto en las rocas de basamento metamórfico como en los cuerpos rocosos ígneos y lavas. En esquistos y neises se presentan como sistemas normales a la foliación, que presenta un rumbo en general N-S las fracturas se encuentran mayoritariamente transversales, es decir, E-W y longitudinales, N-S, en menor medida (Figura 29). Estas fracturas asociadas al plegamiento están acompañadas de dos sistemas menores medidos localmente en el área como uno en rumbo NE y elevado ángulo y uno menos frecuente en rumbo NW. Estos últimos dos sistemas pueden corresponder al resultado de un tensor con esfuerzo principal de tipo E-W, resultado de la compresión desde el margen activo al occidente de los Andes en el área analizada.

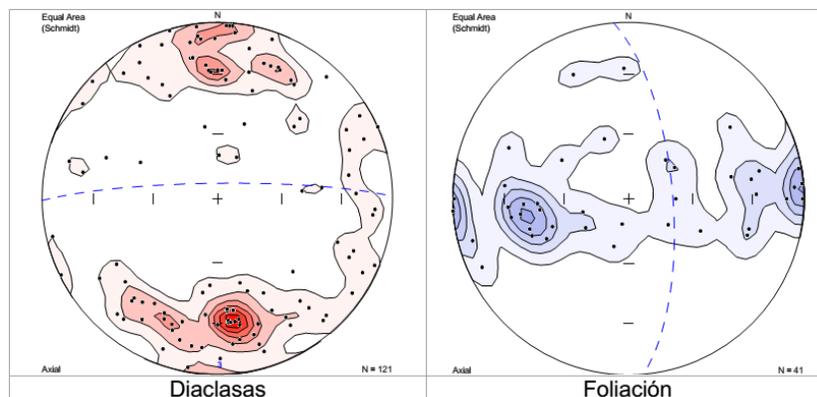


Figura 29. Estereogramas con proyección de polos de los planos en el basamento polimetamórfico del área del maar

Para el conjunto global de fracturas de tensión, fueron seleccionadas las que presentaban el mayor distanciamiento entre superficies o abertura, con el fin de observar a que sistemas de orientación pertenecen para dar énfasis en el modelo de fracturas discretas. El resultado de esta selección se presenta en la Figura 30, las diaclasas abiertas predominan en la

dirección E-W y las fracturas abiertas y rellenas (venas) tienden a una dirección algo más WSW-ENE.

Las evidencias cinemáticas en campo comprenden fracturas de cizalla sobre planos en rocas pre-cenozoicas y planos sistemáticos en depósitos vulcanogenéticos cuaternarios alrededor del maar, estas posibles evidencias cinemáticas se resumen en el mapa de la Figura 30. Planos longitudinales a las estructuras principales como la Palestina son frecuentes en cinemática sinistral e inversa en el área entre las fallas Norcasia y Palestina. En los planos tendiendo a E-W las observaciones permiten proponer la dextralidad con importante desplazamiento vertical, asociado a los potentes conglomerados existentes, sobre el linamiento del río Samaná Norte.

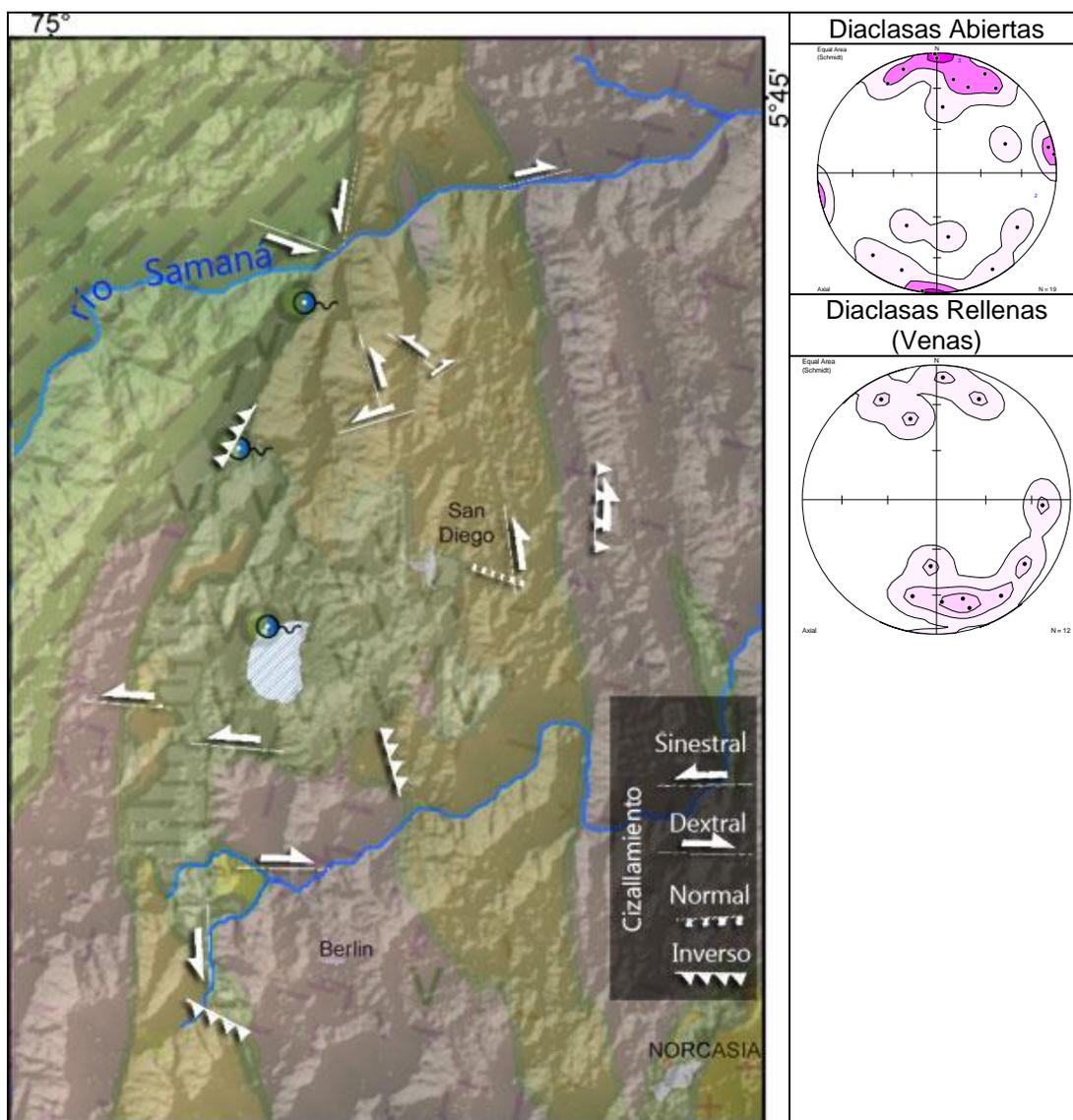


Figura 30. Mapa resultado fracturas de cizallamiento. Estereogramas de fracturas de tensión particularmente abiertas

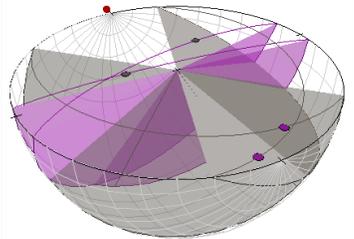
La tendencia ENE-WSW, similar a la falla de Arma, se encontró en estrías frecuentemente sinestrales y los planos particularmente abiertos dentro de esta tenencia direccional, como se observa en las fracturas proyectadas como polos en los estereogramas de la Figura 31, las venas se comportan de manera similar, lo que es concordante con los resultados de la dilatación sobre lineamientos - estructuras dentro de esta dirección para los esfuerzos aplicados en sobre mapas en la sección anterior.

4.2 Red de fracturas discretas

Las fracturas de tensión pueden formar reservorios y circuitos permeables en las rocas metamórficas y cristalinas encontradas en el área. Mediante la orientación de los planos frecuentes y favorables para la circulación de fluidos medidos en campo se realiza una modelación de estos planos como planos discretos en una red de fracturas discretas (DFN), para cada tendencia y con el conjunto se realizan análisis de conectividad en estas redes con el fin de establecer posibles geometrías de los circuitos permeables.

Se procesaron orientaciones en fracturas relacionadas a los planos de foliación descritas como transversales (T) que fueron observadas en campo como sistemas E-W y longitudinales (L), menos frecuentes que las anteriores y cercanas en rumbo al N-S (Tabla 8). Otros dos sistemas procesados corresponden a las fracturas de tensión especialmente abiertas y a la tendencia NE-SW encontrada en el basamento metamórfico y no relacionada al plegamiento así como en las rocas cristalinas precenozoicas (Tabla 9).

Tabla 8. Fracturas de tensión relacionadas a la foliación media M para cada clúster

Foliación		K	M	T - L	Abertura	Red 3D planos L & T
1	580 datos	12,5	87/62	347/71 227/35	2 mm	
						
2	356 datos	10,2	271/65	5/82 111/26	2 mm	
						

Para la generación de cada DFN se requiere de varios parámetros definidos como, el valor medio del clúster seleccionado en el estereograma, la dispersión de los valores sobre este clúster o Fisher K, la abertura promedio de la tendencia, que es estimada de acuerdo a las observaciones en campo, del mismo modo el rango de longitud probable o persistencia de los planos, que en algunos casos era centimétrica y otros superaba pasaba la escala de afloramiento. Cada DFN es procesada como una red de planos aleatorios dentro de los

rangos introducidos en los parámetros enunciados, sobre una malla tridimensional o volumen Geocelular, para el caso en estudio se utilizó un área de 300 km² por 2 Km de profundidad a lo largo del área del maar de San Diego.

Tabla 9. Fracturas de tensión abiertas y frecuentes

Clúster	Datos	K	P. Medio	Abertura
1	13	12,3	182/71	4
2	12	9,8	359/64	4
3	6	9,3	274/71	2



El total de siete familias para la realización de la DFN se combinaron y dado que el clúster 1 de las diaclasas favorables se encuentra entre un rango de 10° de rumbo a los planos transversales T de la foliación, se usa solo plano de tensión favorable. Las fracturas de tensión longitudinales L se corresponden al clúster 3. En total cuatro redes fueron modeladas (Figura 32).

El factor de aleatoriedad espacial es otorgado individualmente a los sets de fracturas con excepción a las L y T las cuales se espera que sucedan en el mismo sector. La abertura de las fracturas que afectaría la permeabilidad del modelo es estimada levemente superior para el set determinado como diaclasas abiertas, con una abertura de 4 mm y 2 mm para los demás sets.

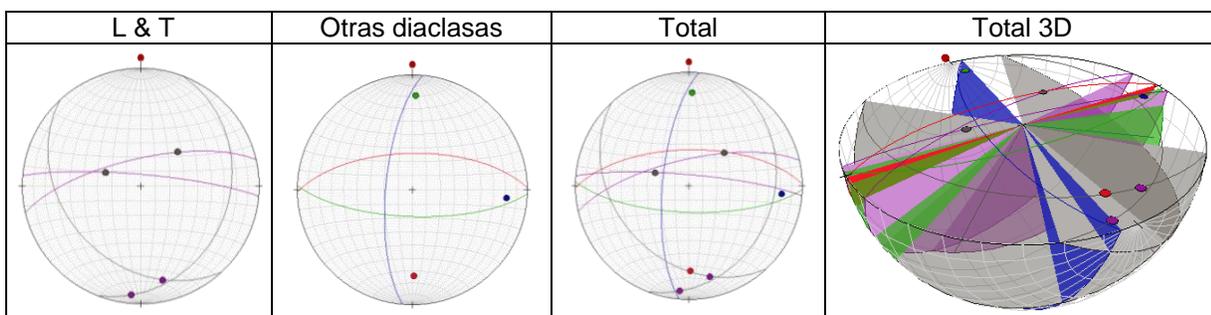


Figura 32. Resumen de los planos del DFN

Visualmente el resultado de la modelación de fracturas se puede observar en la Figura 33, en (a), las fracturas T y L del basamento, (b) el conjunto de diaclasas totales, (c) y (d) la tendencia a dilatación de los conjuntos fracturados. Con estos sets de fracturas se realizaron los análisis de conectividad en una malla 3D o modelo Geocelular, los resultados presentan un probable escenario geométrico de los circuitos permeables en el subsuelo.

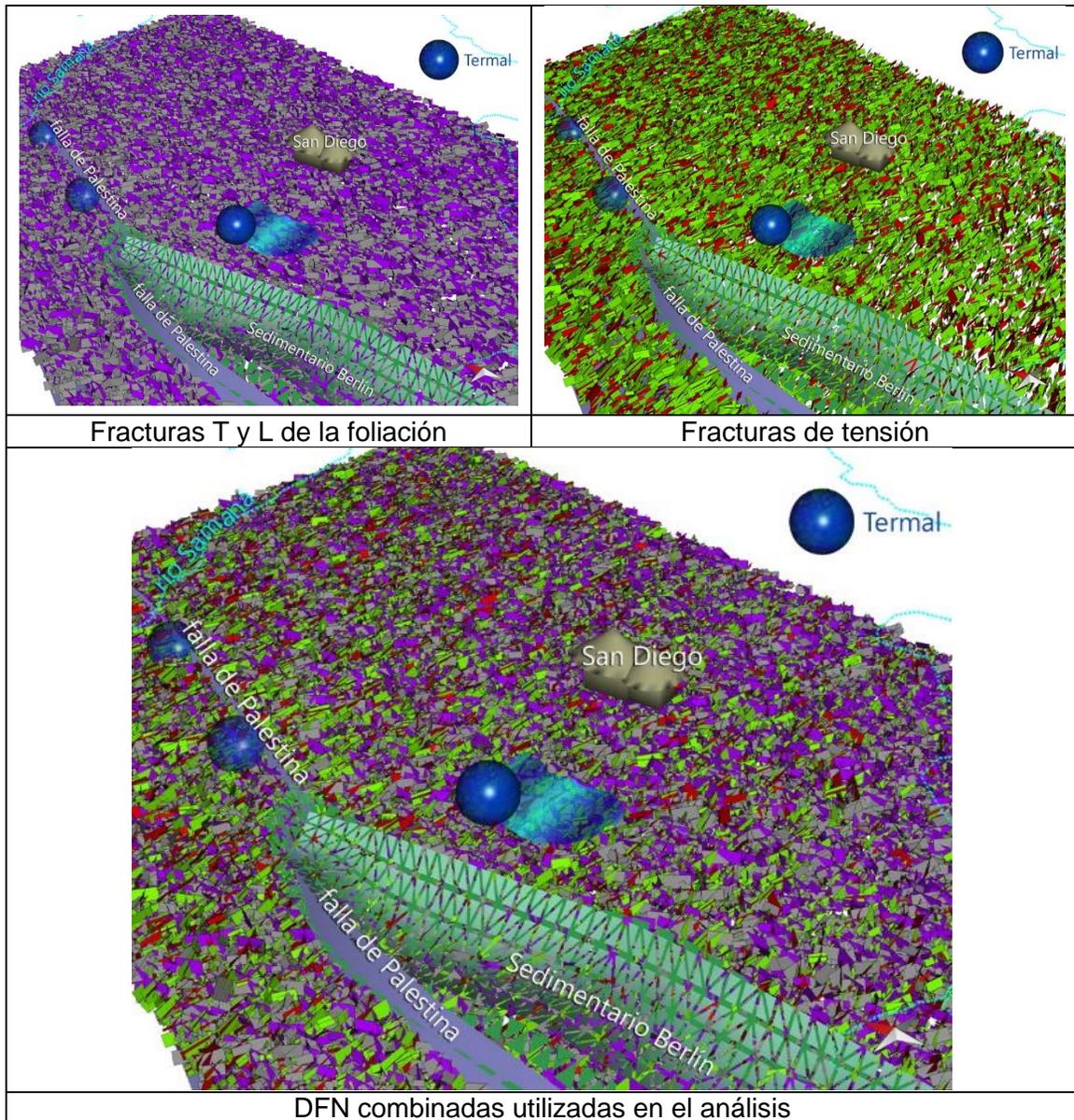


Figura 33. Red de fracturas discretas (DFN)

Sobre las DFN creadas se realizó un análisis de conectividad y permeabilidad para el modelo dentro del volumen Geocelular y se obtuvieron las tendencias direccionales probables de circuitos favorecidos por la conjunción de planos de fracturas, en donde más vértices y líneas se intersectan, es más probable que existan que los fluidos utilicen estos sectores.

El resultado muestra una tendencia escalonada sobre el modelo (Figura 34), que al correlacionarlo con las evidencias superficiales, de los manantiales termales, puede corresponder a una na parte del fenómeno en el subsuelo, en conjunto con límites dados por las fallas principales, como la Palestina y contactos litológicos que también pueden controlar los circuitos profundos de fluidos.

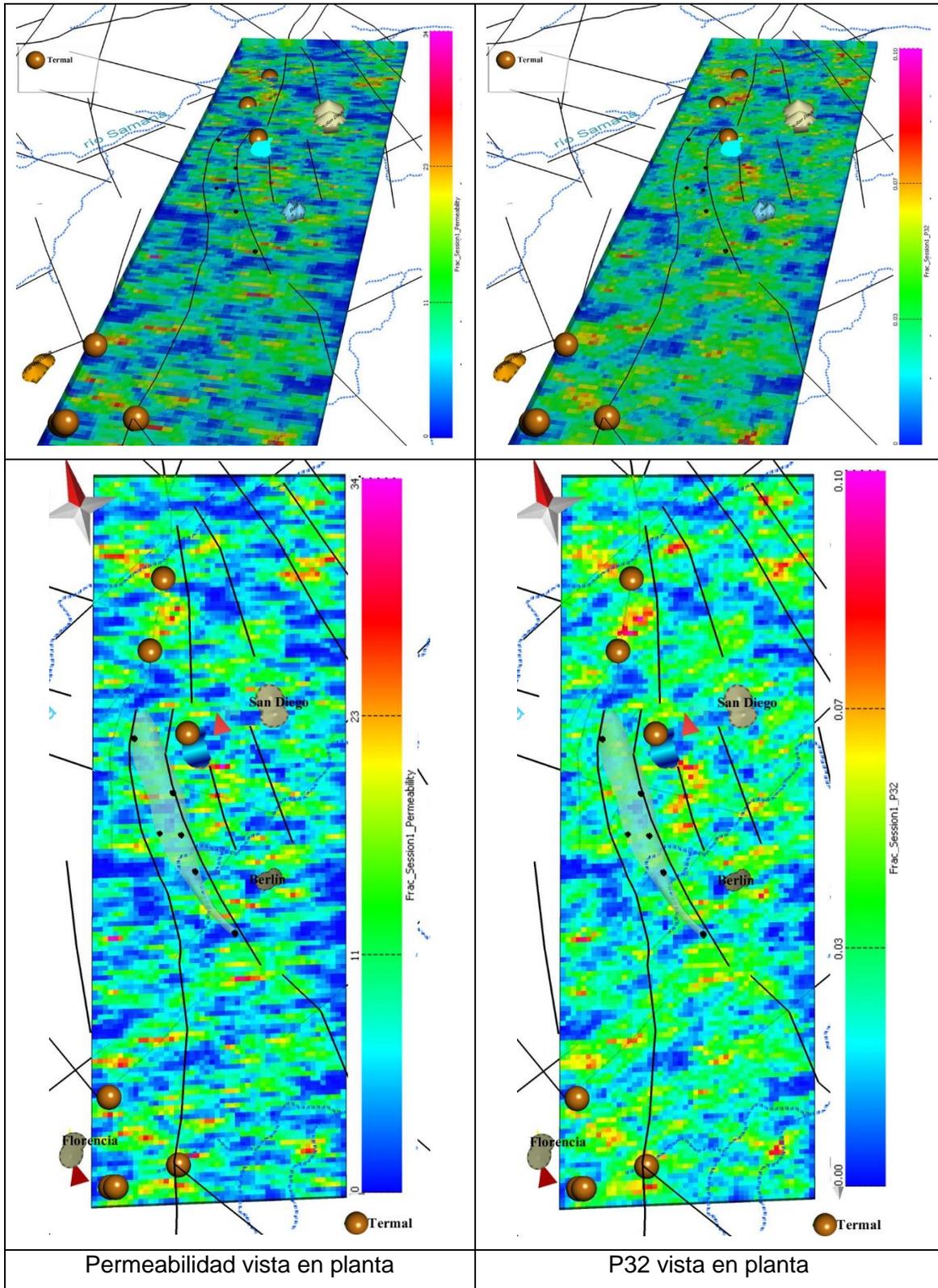


Figura 34. Modelos de conectividad y permeabilidad de las fracturas

5. Conclusiones

Las condiciones estructurales y de esfuerzos entre los 5°y 6°N en el costado oriental de la Cordillera Central han permitido el desarrollo de magmatismo y vulcanismo cuaternario, que es controlado por estructuras mayores, longitudinales a la cordillera como la falla de Palestina y transversales, siguiendo el sistema de la falla Pericos y Arma.

Las fallas – lineamientos diagonales que atraviesan la Cordillera Central, presentan favorabilidad a comportarse como estructuras dilatacionales, promoviendo la ubicación de manantiales termales, como ocurre en la zona volcánica activa del Nevado del Ruíz, donde los de mayor temperatura y caudal, además de dominancia aniónica clorurada (i.e. de origen profundo), ocurren sobre estas estructuras, lo que las hace importantes en la prospección de recursos hidrotermales.

En el maar de San Diego, las estructuras transversales afectan la tendencia longitudinal de la falla Palestina, posible origen de la flexura en su trazo encontrado, por medio de sensores remotos. El carácter en rumbo, encontrado en estrías y otros indicadores cinemáticos como frecuentemente sinistral en planos del tipo de la falla Arma (WNW-ESE) y dextral para los ENE-WSW, puede ser consecuentes con los esfuerzos compresivos desde el margen activo, en conjunto con el carácter inverso observado y reportado para las fallas subparalelas a la Palestina, como la falla La Fe, San Diego y Norcasia que enmarcan el maar de San Diego. Esta disposición en forma de abanico, es atravesada por sistemas regionales trasversales. La particular acumulación de fluidos acuosos para el freatomagmatismo característico del maar puede relacionarse a esta configuración al oriente del intrusivo de Samaná y de la estructura tipo graben del sedimentario de Berlín.

Aparte de los de eventos vulcanoclásticos asociados a la formación del maar, la ocurrencia de vulcanoclástos pumíticos distribuidos ampliamente en el área de San Diego – Samaná puede corresponder a eventos tefrogenéticos de actividad eruptiva dispersa por los actuales pórfidos dacíticos del Plio-Plesitoceno que se encuentran en el área.

Evidencias de cinemática dextral y grandes conglomerados en el cauce del río Samaná, pueden corresponder a actividad cuaternaria sobre esta falla en estrecha relación con los intrusivos y el cambio en dirección de la falla Palestina y la culminación de la falla de Cocorná al sur.

Cambios en la disposición regional del basamento foliado observados al NW del maar, pueden ser consecuentes de la interacción de la falla Samaná Norte con la Palestina, al costado noroccidental con foliaciones semi-horizontales y rumbos E-W y en el sector suroriental con el maar mismo y la laguna intracrática. Estas condiciones puede haber favorecido el fracturamiento para la acumulación local en un reservorio acuoso que fue afectado por el emplazamiento y posterior actividad hidroclástica cuaternaria en el maar.

La modelación de sistemas discretos de fracturas encontrados en el área, muestran una tendencia escalonada NE-SW - SE-NW y espacialmente no difiere demasiado de la evidencia hidrotermal en superficie, esta geometría de sistemas más fracturados puede ser una base para la modelación del subsuelo en búsqueda de un posible reservorio y circuitos acuosos, la verticalidad de las estructuras puede favorecer a la determinación del modelo en profundidad >1Km. Este modelo de fracturas se enmarca entre otras estructuras como planos de fallas y contactos litológicos que pueden servir de barreras o conductos en profundidad.

6. Referencias Bibliográficas

ADAMEK, S., FROHLICH , C. & PENNINGTON, W. 1988. Seismicity of the Caribbean - Nazca Boundary: Constraints on Microplate Tectonics of the Panama Region. *J. Geophys. Res.* 93(B3): 2053 - 2075

ALEMAN, A. & RAMOS, V. 2000. Northern Andes. Tectonic Evolution of South America. P.453-480. Brasil.

AMADEI, B., STEPHANSSON, O. 1997. Rock Stress and Its Measurement. Springer Book.

ANDRESEN, C. 2008. Properties of fracture networks and other network systems. Thesis for the degree of Philosophiae Doctor. Norwegian University of Science and Technology. Noruega.

ANDERSON, E. M. 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain: Edinburgh, United Kingdom, Oliver and Boyd, 206 p.

ANDO, K.; KOSTNER, A. & NEUMAN, S. 2003. Stochastic continuum modeling of flow and transport in a crystalline rock mass: Fanay-Augeres, France, revisited, *Journal of Hydrogeology* 11(5):521–535

ARCILA, M.; MUÑOZ, A. & DE VICENTE, G. 2000. Mapa de Esfuerzos Actuales en el Bloque Norte de Los Andes. Present-Day Stress Map in the North-Andes Block. 2ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofisica.

ATA. 2012. Base Active Faults of America. Por Veloza, G.; Styron, R. & Taylor, M. Open-source archive of active faults for northwest South America. *GSA Today*, v. 22, no. 10.

AUDEMARD, F.E., & AUDEMARD M., F.A. 2002. Structure of the Mérida Andes, Venezuela: Relation with the South America–Caribbean geodynamic interaction: *Tectonophysics*, v. 345, p. 299–327.

BARCO, C., BARCO, G. Y ARIZTIZÁBAL, W. 1999. Matemática Digital. McGraw – Hill Interamericana S.A. Bogotá. 189 pp.

BARRERO, D.; ALVAREZ, A. & KASSEM, T. 1969. Tectónica en la Cordillera Central durante el Meso-Cenozoico. Boletín Geológico Vol. XVII. No.3. Instituto Nacional de Investigaciones Geológico – Mineras. Colombia.

BARRERO, D. & VESGA, C. 1976. Geología de la Plancha 188 La Dorada. Mapa escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá.

BARTON, C.; ZOBACK, M. & MOOS, D. 1995. Fluid-flow along potentially active faults in crystalline rock. *Geology*, 23(8): 683-686

BATES, R.L.; JACKSON, J.A. 1987. Glossary of Geology, Third Edición. Alexandria, Virginia, Geological Institute. Published by Elsevier Science (1987-10-15).USA.

BERKOWITZ, B. 2002. Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources*; 25(8–12):861–884.

BIRD, P., 2003. An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(3), 1027.

BOGIE, I. 2000. The use of plate motion vectors to predict the orientation of highly permeable structures in active geothermal fields related to subduction. Artículo. Nueva Zelanda.

BOGIE, I. & LAWLESS, J.V. 2000. Application of mineral deposit concepts to geothermal exploration. *Proceedings WGC. Kyushu, Japón.*

BOHÓRQUEZ, O.; MONSALVE, M. L.; VELANDIA, F.; GIL, F. & MORA, H. 2005. Marco tectónico de la cadena volcánica más septentrional de la Cordillera Central de Colombia. *Boletín de Geología*. Vol. 27, No. 44, Enero-Junio de 2005.

BOND, C. 2015. Uncertainty in structural interpretation: Lessons to be learnt. *Journal of Structural Geology* 74 (2015) 185-200. UK.

BOND, C.E., SHIPTON, Z., JONES, R., BUTLER, R., GIBBS, A., 2007A. Knowledge transfer in a digital world: field data acquisition, uncertainty, visualization, and data management. *Geosphere* 3, 568-576.

- BONILLA, M. 1979. Historic Surface Faulting—Map Patterns, Relation to Subsurface Faulting, and Relation to Preexisting Faults. USGS Open-File Report 79-1239, pags. 36-65.
- BONNEAU, F.; HENRION, V.; CAUMON, G.; RENARD, P. & SAUSSE, J. 2013. A methodology for pseudo-genetic stochastic modeling of discrete fracture networks. Artículo. *Computers & Geosciences* 56 (2013) 12–22
- BONNET, E.; BOUR, O.; ODLING, N., DAVY, P; MAIN, I; COWIE, P. & BERKOWITZ, B. 2001. Scaling of fracture systems in geologic media. *Rev Geophys* 39(3):347–383
- BOTERO, A. 1963. Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. *Anales de la Facultad de Minas*. No. 57. Medellín
- BURCHEFIEL, B. 1979. Structural geology of the Earth's exterior. *Proc. Natl. Acad. Sci.* Vol. 76, No. 9, pp. 4201-4207 USA
- BURGL, H. 1961. Historia geologica de Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias*. Vol. XI, No. 43. Librería Voluntad. Bogotá.
- BUTLER, R. 2004. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Science (Printed ed. October 1991).
- BYERLEE, J. D., 1978, Friction of rocks: Pure and Applied. *Geophysics*, v. 116, p. 615–626.
- CAWOOD, P. 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews*, Vol. 69, No. 3-4
- CÁRDENAS, P.; OCAMPO, P.; COCUY, C.; GARCÉS, J. & MARÍN, A. 2004. Modelo y cartografía estructural del Sistema de Fallas de Palestina y Mulatos. Informe Convenio INGEOMINAS - Universidad de Caldas. Bogotá.
- CARLSSON L. & GIDLUND, G. 1983. Evaluation of the hydrogeological conditions at Finnsjon. SKBF/KBS TR 83–56. SKBF/KBS, Estocolmo, Suecia.

CEDIEL, F., SHAW, R. P. & CÁCERES, C. 2003, Tectonic assembly of the Northern Andean Block, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 815–84

CHANG, K. 2004. Introduction to geographic information system. Mc Graw Hill, 400p.

CHEC - CENTRAL HIDROELÉCTRICA DE CALDAS, INSTITUTO COLOMBIANO DE ENERGÍA ELÉCTRICA- ICEL, CONSULTORÍA TÉCNICA COLOMBIANA LTDA.- CONTECOL Y GEOTÉRMICA ITALIANA. 1983. Investigación Geotérmica. Macizo volcánico del Ruiz.

CHICANGANA, G. & VARGAS, C. 2005. Increase in intermediate seismicity rate below the Colombian Andes visualized and interpreted through combined local seismic tomography and hypocentral profiles: Eje Cafetero region and Bucaramanga seismic nest. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 170-173

CHOU, P. & PAGANO, N. 1992. Elasticity: Tensor, Dyadic, and Engineering Approaches, Dover, New York.

CLOOS, H., 1928, B. Experimente zur inner Tektonik: Zentral blatt fur Mineralogie und Palaeontologie, v. 1928, p. 609-621.

CONTECOL, OLADE. 1982. Estudio del reconocimiento de los recursos geotérmicos de la República de Colombia. Informe Final. Piza. Italia.

CORTÉS DEL VALLE, R. 2010. Algunas anotaciones y consideraciones tectónicas de los andes septentrionales. Ingeniería e Investigación; núm. 20 (1990); 46-55 Ingeniería e Investigación; núm. 20 (1990); 46-55 - See more at: <http://www.bdigital.unal.edu.co/22990/#sthash.JdtnBJX4.dpuf>

CORTES, M., ANGELIER, J., COLLETTA, B., 2005. Paleostress evolution of the Northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia); implications on plate kinematics of the South Caribbean region. Tectonics 24 (TC1008), 1–27

CORTES, M., ANGELIER, J., 2005. Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. Tectonophysics 403, 29–58.

CORTES, R. 1990. Observaciones y descripciones petrológicas y estructurales asociadas al tramo meridional de la falla Palestina. *Geología Colombiana* No. 17, 1990.

COWIE, P. A. & SCHOLZ, C. H. 1992. Displacement length scaling relationships of faults: data synthesis and discussion. *Journal of Structural Geology*. 1149 – 1156.

CUELLAR, M.A., LÓPEZ, J.A., CARRILLO, E.J., IBÁÑEZ, D.G., SANDOVAL, J.H., Y OSORIO, J.A. 2014. Control de la actividad tectónica sobre los procesos de erosión remontante: el caso de la cuenca del río Combeima, Cordillera Central, Colombia. *Boletín de Geología*, 36(1): 37-56

CUREWITZ, D. & KARSON, J. 1997. Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 79.

CVETKOVIC, V.; PAINTER, S.; OUTTERS, N. & SELROOS, J. 2004. Stochastic simulation of radionuclide migration in discretely fractured rock near the Aspo Hard Rock Laboratory. *Water Resour Res* 40.

DER KIUREGHIAN, A., DITLEVSEN, O., 2007. Aleatory or epistemic? Does it matter?. In: *Special Workshop on Risk Acceptance and Risk Communication*. March 26-27,2007. Stanford University.

DICKINSON, W. 2009. Anatomy and global context of the North American Cordillera. *The Geological Society of America. Memoir* 204.

DIEDERIX, H.; AUDEMARD, F.; OSORIO, J.; MONTES, N.; VELANDIA, F. ROMERO, J. 2006. Modelado morfotectónico de la falla transcurrente de Ibagué, Colombia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (4): 492-503

DROUX, A. & DELALOYE, M. 1996. Petrography and geochemistry of Plio Quaternary Calc-Alkaline volcanoes of Southwestern Colombia. *Journal of South American Earth Science*, Vol. 9, 1/2. pp. 2141. Suiza

DUQUE-CARO, H., 1990, The Choco block in the NW corner of South America; structural, tectonostratigraphic and paleogeographic implications: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 3, p. 71–84

EGO, F., SEBRIER, M., LAVENU, A., YEPES, H. & EGUES, A., 1996. Quaternary state of stress in the northern Andes and the restraining bend model of the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259, 101 – 116.

EGO, F., SEBRIER, M. & YEPES, H. 1995. Is the Cauca-Patia and Romeral Fault System left or right lateral? *Geophysical Research Letters*. Volume 22, Issue 1 1 January 1995 Pages 33–36

ETAYO, F. & BARRERO, D. 1983. Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras y la participación de U.S. Geological Survey. 1983. Bogotá

EVANS, I. S., 1980. An integrated system of terrain analysis and slope mapping. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 36: 274-295.

FAULDS, J. 2013a. Slip and Dilation Tendency Analysis of the Tuscarora Geothermal Area. Metadata Publicada por University of Nevada Reno. en <http://qdr.openei.org/files/372/Tuscarora.zip>

FAULDS, J. 2013b. Slip and Dilation Tendency Analysis of the Patua Geothermal Area. Metadata Publicada por University of Nevada Reno. <https://catalog.data.gov/dataset/slip-and-dilation-tendency-analysis-of-the-patua-geothermal-area-106bf>

FAULDS, J. 2013c. Slip and Dilation Tendency Analysis of the San Emidio Geothermal Area. Metadata Publicada por University of Nevada Reno. <https://catalog.data.gov/dataset/slip-and-dilation-tendency-analysis-of-the-san-emidio-geothermal-area-4ac71>

FEININGER, T. 1970. The Palestina Fault, Colombia. Documento Técnico. Geological Society of America Bulletin. Vol. 81, No. 4;1201-1216. Geological Society of America. USA.

FEININGER, T.; BARRERO, D.; CASTRO, N. RAMÍREZ, O.; LOZANO, H. & VESGA, J. 1970b. Mapa Geológico de Colombia. Oriente de Antioquia, Cuadrángulo I-9 y parte de los cuadrángulos H-9, H-10, I-10, J-9 y J10. Planchas 132, Yolombó – 148 San Carlos, 168 Argelia (Aquitania) – 188 La Dorada 117 – Amalfi. Escala 1:100.000. Mapa 168 y Memoria Explicativa. Boletín Geológico Volumen XX. No. 2. 1972. Geología de parte

de los departamentos de Antioquia y Caldas (Sub-Zona II-B). Instituto Nacional de Investigaciones Geológico – Mineras. INGEOMINAS. Colombia.

FERRILL, D.; WINTERLE, J.; WITTMAYER, G.; SIMS, D.; COLTON, S. & ARMSTRONG, A. 1999. Stressed Rock Strains Groundwater at Yucca Mountain, Nevada. GSA today Vol. 9, No. 5. Publicación de la Geological Society of América. USA.

FISHER, N., LEWIS, T. & EMBLETON B. 1887. Statistical analysis of spherical data, Cambridge University Press.

FISHER, R. (1953). Dispersion on a sphere. Proc. Royal Society London, A217, pp. 295-305.

FOLGER, P.; POETER, E., WANTY, R.; DAY, W. & FRISHMAN, D. 1999. ²²²Rn transport in a fractured crustalline rock aquifer: results from numerical simulations. J Hydrol 195(1–4):45–77

FOSSSEN, H. 2010. Structural Geology. Libro. Cambridge University Press. 481 p. UK.

FREYMUELLER, J.T., KELLOGG, J.N., VEGA, V., 1993. Plate motions in the North Andean region. Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets 98, 21,853–21, 863

FRODEMAN, R., 1995. Geological reasoning: geology as an interpretive and historical science. Geol. Soc. Am. Bull. 107, 960e968.

GHAFFARI, H. O.; NASSERI, M. H. B. & YOUNG, R. P. 2011. Fluid Flow Complexity in Fracture Networks: Analysis with Graph Theory and LBM. Artículo. Computer Science - Computational Engineering, Finance, and Science. Vol. 1107

GIBBS, A. & WIRTH, K. 1986. Origin and evolution of the Amazonian Craton. Publication: Workshop on Early Crustal Genesis: The World's Oldest Rocks.

GÓMEZ, E.; JORDAN, T.; ALLMENDINGER, R., HEGARTY, K., KELLEY, S. & HEIZLER, M. 2003.. Controls on Architecture of Late Cretaceous to Cenozoic Southern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. Geological Society of America Bulletin. V 115; No 2; p 131 – 147

GÓMEZ, J., NIVIA, A., MONTES, N.E., JIMÉNEZ, D.M., TEJADA, M.L., SEPÚLVEDA, M.J., OSORIO, J.A., GAONA, T., DIEDERIX, H., URIBE, H. & MORA, M., **Compiladores**. 2007. Mapa Geológico de Colombia. Escala 1:1'000.000. INGEOMINAS, 2 hojas. Bogotá.

GONZÁLES, H. 1989. Análisis de la nomenclatura estratigráfica de las rocas metamórficas (Litodema "A") al este del límite oriental de la zona de Falla de Romeral, Cordillera Central, Colombia. Informe Interno. INGEOMINAS. Medellín.

GONZÁLEZ, H. 2001. Geología de las planchas 206 Manizales y 225 Nevado del Ruiz. Memoria Explicativa. Ingeominas. Bogotá.

GRANT, W.; MARÍN, S.; PEDERSEN, E. 2001. Ecología y manejo de recursos naturales: análisis de sistemas y simulación. IICA. Costa Rica.

GRIFFITH, A. 1921. The Phenomena of Rupture and Flow in Solids. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character, Volume 221, pp. 163-198

GUDMUNDSSON, A., 2000. Active fault zones and groundwater flow. Geophysical Research Letters, 27(18): 2993-2996.

GUZMÁN, J., FRANCO, G., OCHOA, M., PARIS, G., TABOADA, A., 1998. Proyecto para la mitigación del riesgo sísmico de Pereira Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal: Evaluación neotectónica. Informe Final, Corporación Autónoma Regional de Risaralda, Pereira, Colombia

HUENGES, E. 2010. Geothermal Energy Systems: Exploration, Development, and Utilization. Wiley-VCH; 1 edition. Alemania.

HYMAN, J.; KARRA, S.; MAKEDONSKA, N.; GABLE, C.; PAINTER, S. & VISWANATHAN, H. 2015. Case study DFNWORKS: A discrete fracture network framework for modeling subsurface flow and transport. Artículo. Computers & Geosciences 84 (2015) 10–19

INGLIS, C. 1916. Stresses in a Plate due to the Presence of Cracks and Sharp Corners. Spring meeting session of Institute of Naval Architecture 01/1913; 55:219-241. King's college Cambridge. UK.

IRVING, E. 1971. La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. Boletín geológico, Vol. XIX, No. 2. Instituto Nacional de investigaciones geológico mineras. Bogotá.

IRWING, G. 1957. Analysis of stresses and strains near the end of a crack transversing a plate. J. Applied Mechanics, 361-364.

JAEGER, J.C.; COOK, N. & ZIMMERMAN, R. 2007. Fundamental of Rock Mechanics. Fourth Edition. Blackwell Publishing. US. UK.

JAMES, M.E. 1986. Estudio sismotectónico en el area del Viejo Caldas. Informe nr. 2008. INGEOMINAS, Medellín, Colombia. 113 p.

JARRARD, R. 1986. Relations among subduction parameters. Reviews of Geophysics, Vol24, 217-284.

JORDAN, T. 1979. Structural geology of the Earth's interior. Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA. Vol. 76, No. 9

KAMMER, A.; LIZCANO, M. A. & GÓMEZ, P. 1990. Estudio Tectónico - Estratigráfico de la franja sedimentaria cretácea de Berlín, Caldas, Cordillera Central. Mapa geológico. Universidad Industrial del Santander. Bucaramanga.

KAMMER, A. 1993. Las fallas de Romeral y su relación con la Tectónica de la Cordillera Central. Geología Colombiana No. 18. Pags. 27 – 48. Bogotá.

KELLOGG, J., GODLEY, V.M., ROPAIN, C., BERMUDEZ, A., 1983. Gravity anomalies and tectonic evolution of northwestern South America. Caribbean Geological Conference 10th, pp. 18–31. Cartagena, Colombia.

LEAL, M. 2011. Phanerozoic Gold Metallogeny In The Colombian Andes: A Tectono-Magmatic Approach. Tesis Phd. Universitat de Barcelona. España.

LEE, CH & FARMER, I. 1993. Fluid Flow in Discontinuous Rocks. Chapman & Hall, Londres.

LESSER, J. M. 1978. El uso y la aplicación de Tazadores de agua subterránea. Bol. Soc. Geol. Mexicana. Tomo XXXIX, No. 2. México.

LISLE, J.R. & SRIVASTAVA, D., 2004. Test of the frictional reactivation theory for faults and validity of fault-slip analysis. *Geology* 32, 569-572.

LORENZ, V.; MCBIRNEY A. & WILLIAMS, H. 1970. An Investigation of Volcanic Depressions. Part III. Masts, Tuff-rings, Tuff-cones, and Diatremes. Center for Volcanology University of Oregon. NASA. Manned Spacecraft Center Houston. Texas.

MAHLBURG, S.; RAMOS, V. & DICKINSON, W. 2009. Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision. Memoir 204. The Geological Society of America, Inc. (GSA).

MANN, P.; ROGERS, R. & GAHAGAN, L. 2007. Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems, in *Central America: Geology, Resources and Hazards*, edited by J. Bundschuh, and G. E. Alvarado, pp. 205–241, Taylor and Francis, London.

MARDIA, K. V. 1972. *Statistics of Directional Data*, Academic, San Diego, USA

MARIN, M. I. & VINASCO, C. 2012. Contribuciones al conocimiento de la evolución geológica del sistema de fallas de Romeral. *Bol. cienc. tierra* . n.32, pp. 61-64. ISSN 0120-3630.

MARTINEZ, W. 1991. Esquemas estructurales relativos a la deformación neógena en la Cadena de los Andes. Informe. ACGGP.

MARTÍNEZ, L. J. 2012. Avances de la investigación agronómica II. Colección Ciencias Naturales – Agronomía. Universidad nacional de Colombia. Bogotá.

MAYA, M., 1992. Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia. *Boletín Geológico*. INGEOMINAS. Vol 32 No 1 - 3. pp. 135 - 187.

MEIXNER, J.; GAUCHER, E.; KOHL, T.; SCHILL, E. & GRIMMER, J. 2013. Slip and dilation tendency analysis: Implications for geothermal exploration in the Upper Rhine Graben. *Sedimentary Basins Congress*, Jena. Alemania.

MGC. Mapa Geológico de Colombia. 2015. Varias escalas. SCG. Bogotá.

- MOECK, I.; KWIATEK, G. & ZIMMERMANN, G. 2009. Slip tendency analysis, fault reactivation potential and induced seismicity in a deep geothermal reservoir, *Journal of Structural Geology*, Volume 31, Issue 10, October 2009, Pags 1174-1182
- MOHR, O. 1914. *Abhandlungen aus dem Gebiete der technischen Mechanik*. Treatise on Topics in Engineering Mechanics., 2nd ed. Ernst und Sohn. Berlin.
- MONSALVE, M. L.; ORTIZ, I. D. & NORINI, G. 2014. Deposits associated to San Diego Maar volcano (Colombia). IAVCEI – 5IMC Conference. Querétaro, México
- MONTES, N.; OSORIO, J.; VELANDIA, F.; ACOSTA, J.; NÚÑEZ, A.; AUDEMARD, F. & DIDERIX, H. 2004. Paleosismología de la Falla de Ibagué. Informe Fina. Ingeominas.
- MORRIS, A., FERRILL, A.F. & HENDERSON, B. 1996. Slip-tendency analysis and fault reactivation. *Geology* 24, 275–278
- MOSQUERA, D. 1989. Programa Transectas océano – Continente, parte norte de Suramérica. Compilador. Ingeominas. Bogotá.
- NELSON, H. 1962. Contribución al Conocimiento de la Cordillera Central de Colombia. Sección entre Ibagué y Armenia. *Boletín Geológico del Servicio Geológico Nacional*, Vol. 10, # 1-3, p. 106-202. Bogotá.
- NEUMAN, S. 2005. Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks. *Hydrogeology Journal* 13:124–147
- NRC – National Research Council, Committee on Fracture Characterization and Fluid Flow. 1996. *Rock Fractures and Fluid Flow: Contemporary Understanding and Applications*. National Academy of Sciences. USA.
- OJEDA, A. & OTTEMÖLLER, L. 2002. QLg tomography in Colombia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 130 (2002) 253–270
- O'LEARY, D.W.; FRIEDMA, J.D. & POHN, H.A. 1976. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, v.87, p.1463-1469, October1976, Doc.no.61011.

ORTIZ, I. D. 2014. Informe de revisión de la geología estructural del área geotérmica de Paipa. SGC. Bogotá.

PAGE, W.D. 1986. Seismic Geology and Seismicity of Northwestern Colombia. Compilación ISA. Medellín

PARIS, G., 1997. Fallas potencialmente sismogénicas que pueden afectar las obras del complejo vial y cruces a desnivel de la 2a con Avenida Bolívar y de la Cejita en la Avenida República del Líbano. Alcaldía de Armenia, Armenia, Colombia.

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. U. S. Geological Survey. Reston, VA, United States. 61 pp., 1 sheet

PENNINGTON, W.D., 1981. Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*. B 86, 10753–10770.

PETIT, J. P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, Vol. 9, No. 5/6, pp. 597 a 608

PRICE, N. 1966. Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Oxford University Press. UK

POLLARD, D., & AYDIN, A., 1988. Progress in understanding jointing over the past century: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1181–1204.

POLLARD, D & SEGALL, P. 1987 Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution cavities. En: *Fracture Mechanics of Rock*, edited by B K Atkinson P277–349. Publ London: Academic Press.

PULIDO, N. 2003. Seismotectonics of the northern Andes (Colombia) and the development of seismic networks. *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering*, 2003 Special Edition, p69-76.

RADELLI, L. 1965. Note préliminaire Sur la géologie et genese de granites des Andes. *Travaux du laboratoire et Geologie de la Faculté de Sciences de Grenoble*, Grenoble, France.

- RAMOS, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, in Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir 204, p. 31–65, doi: 10.1130/2009.1204(02)
- RAWNSLEY, K. & WEI, L. 2001. Evaluation of a new method to build geological models of fractured reservoirs calibrated to production data. *Petroleum Geoscience*, 7
- RESTREPO, J.J.; ORDÓÑEZ, O.; MARTENS, U. & CORREA A. M. 2009. Terrenos, complejos y provincias en la cordillera Central de Colombia. *Revista de planeación y desarrollo*. Departamento Nacional de Planeación. No. (9). Vol. 9, No. 2.
- RODRÍGUEZ, G. & ARANGO, M. I. 2013. Reinterpretación Geoquímica y Radiométrica De las Metabasitas Del Complejo Arquía. *Boletín De Geología*, [S.l.], v. 35, n. 2, dic. 2013. ISSN 2145-8553.
- SAHIMI, M. 2011. *Flow and Transport in Porous Media and Fractured Rock: From Classical Methods to Modern Approaches*, 2nd Edition. Wiley-Vch. MESOZOIC RIFTING AND
- SARMIENTO, L. F. 2001. Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes Inferences from tectonic models. PHD Thesis. Vrije Universiteit Amsterdam.
- SCHOLZ, C.; DAWERS, C, YU, Z. ANDERS, M. & COWIE, P. 1993. Fault growth and fault scaling laws: Preliminary results. *Journal of Geophysical Research*. Volume 98, Issue B12.
- SCHENK, C.; VIGER, R. & ANDERSON, C. 1998. Maps showing geology, oil and gas fields, and geologic provinces of the South America region. U.S. Geological Survey Open-File Report 97-470D
- SEGALL, P. & POLLARD, D. 1980. Mechanics of discontinuous faults. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 85. No. B2. Pag. 4337 – 4350
- SILLITOE, R. 1998. Major regional factors favouring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits. *Conference Proceedings Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: a global perspective*, 21-3

SILVESTER, A. 1988. Strike-slip faults. Centennial article. Geological Society of America Boletín 100, no. 11;1666-1703. USA.

SINGHAL, B. & GUPTA, R. 1999. Applied Hydrogeology of Fractured Rocks. Libro. Springer Science – Business Media. Dordrecht. Países Bajos.

SOMMER, S. & WADE, T. 2006. A to Z GIS: An Illustrated Dictionary of Geographic Information Systems. Esri Press. USA.

STERN, Ch. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Rev. geol. Chile, Santiago, v. 31, n. 2.

SUTER, F.; SARTORI, M. NEUWERTH, G. 2008. Structural imprints at the front of the Chocó-Panamá indenter: Field data from the North Cauca Valley Basin, Central Colombia. Tectonophysics 460 (2008) 134–157.

TABOADA, A.; RIVERA, A.; FUENZALIDA, A.; CISTERNAS, H.; PHILIP, H.; BIJWAARD, J. OLAYA, & C. RIVERA, 2000, Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia), Tectonics, 19 (5), 787-813.

TCHALENKO, J.S., 1970. Similarities between shear-zones of different magnitudes. Geological Society of America Bulletin 81, 1625–1640

THOMPSON, L.; SMALLSHIRE, R. & BONORA, M. 2003. Graph theory and DFN analysis: a case example of the impact of network behavior analysis on well location assessment. EAGE First Break. 21, 55- 59.

TIRÉN, S.; ASKLING, P. & WÄNSTEDT, S. 1999. Geologic site characterization for deep nuclear waste disposal in fractured rock based on 3D data visualization, Engineering Geology, Volume 52, Issues 3–4, Pags. 319-346, ISSN 0013-7952, [http://dx.doi.org/10.1016/S0013-7952\(99\)00014-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0013-7952(99)00014-9)

TORO, J., 1990, The termination of the Bucaramanga Fault in the Cordillera Oriental, Colombia: Masters Thesis, University of Arizona, Tucson. USA.

TORO, G. E. 1989. Caracterización del vulcanismo de San Diego y estudios de los depósitos de San Diego (Caldas) y de Nariño (Antioquia), Colombia. Tomo I de las Memorias del Congreso Colombiano de Geología Págs. 419-439. Bucaramanga.

TORO, G. 1988. Etude du volcan de San Diego (Caldas), et des depots de Nariño (Antioquia), Colombie" Contributions á l'étude des tephras en climats tropicales humides. Memoire de fin d'etudes pour l'obtention du grade de maitre en geologie des terrains. Universite de Liege –Belgique.

TRENKAMP, R., KELLOGG, J.N., FREYMUELLER, J.T., AND MORA, H.P., 2002, Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, no. 2, p. 157–171.

UJUETA, G. 2007. Tectónica de bloques, delimitados por lineamientos de dirección NO-SE y NNE-SSO a NE-SO en el norte y nordeste de Colombia y en el noroccidente de Venezuela. *GEOLOGÍA COLOMBIANA*, 32, pp. 3-20, 7Figs., Bogotá.

UJUETA, G. 2001. Lineamientos de Dirección NO-SE y NNE-SSO a NE-SO en el Centro Occidente Colombiano y en el Ecuador. *GEOLOGÍA COLOMBIANA* No. 26, pp 5 – 27. Bogotá.

VALENTINE, G.; SHUFELT, N. & HINTZ, A. 2011. Models of maar volcanoes, Lunar Crater (Nevada, USA). *Bull Volcanol* (2011) 73:753–765.

VELANDIA, F., ACOSTA, J., TERRAZA, R., VILLEGAS, H., 2005. The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Tectonophysics*. 399, 313–329

VELANDIA, F. 2003. Informe Técnico Cartografía Geológica y Estructural Sector Sur del Municipio De Paipa. Memoria Explicativa. 36 pags. INGEOMINAS. Bogotá.

VELOZA, G.; STYRON, R.; TAYLOR, M. & MORA, A. 2012. Open-source archive of active faults for northwest South America. *GSA Today*, v. 22, no. 10, doi: 10.1130/GSAT-G156A.1

WALKER, W.E., HARREMOES, P., ROTMANS, J., VAN DER SLUIJS, JEROEN P., VAN ASSELT, M.B., JANSSEN, P., KRAYER VON KRAUSS, MARTIN P., 2003. Defining uncertainty: a conceptual basis for uncertainty management in model-based decision support. *Integr. Assess.* 4, 5-17

WHITE, J. & ROSS, P. 2011. Maar-diatreme volcanoes: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201 (2011) 1–29.

WALLACE, R. 1951. Geometry of shearing stress and relationship to faulting: *Journal of Geology*, v. 59, p. 111-130

VARGAS, C. & 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* June 2013 103:2025.

VALENTINE, G. & WHITE, J. 2012. Revised conceptual model for maar-diatremes: Subsurface processes, energetics, and eruptive products. *Geology* 40: 1111-1114.

VARGAS, C.; KAMMER, A.; VALDES, M.; RODRÍGUEZ, C.; CANEVA, A.; SÁNCHEZ, J.; CORTES, C. & MORA, H. 2005. New Geological and Geophysical Contributions in the Section Ibagué – Armenia, Central Cordillera – Colombia. *Earth Sciences Research Journal*. Vol. 9, No. 2 (Dec. 2005): 99-109.

VELANDIA, F. A.; ACOSTA, J.; TERRAZA, R. & VILLEGAS, H. 2005. The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Andean Geodynamics: — Main Issues and Contributions from the 5th ISAG, Toulouse, France*

VELANDIA, F. 2003. Informe Técnico Cartografía Geológica Y Estructural Sector Sur del Municipio de Paipa. Memoria Explicativa. 36 pags. INGEOMINAS. Bogotá

ZULUAGA, I. 2011. Definición del campo volcánico monogenético de San Agustín (CVSA), Huila. Tesis (Geólogo) Universidad de Caldas.