

Cinemática y cálculo de paleotensores de esfuerzo para el conjunto principal de fallas en el proyecto Túnel de Amagá

Elaborado por:

Juan Pablo Estrada Restrepo

Universidad EAFIT

Departamento de Ciencias de la Tierra

Medellín

2020

Cinemática y cálculo de paleotensores de esfuerzo para el conjunto principal de fallas en el
proyecto Túnel de Amagá

Elaborado por:

Juan Pablo Estrada Restrepo

Trabajo de grado presentado como requisito para optar por el título de Geólogo

Asesor:

Geólogo- PhD. Jose Fernando Duque Trujillo

Universidad EAFIT

Departamento de Ciencias de la Tierra

Medellín

2020

Agradecimientos

A mis padres por su apoyo y amor incondicional, su disposición, su entrega y por ser las personas a las que les debo todo lo que soy.

Al profesor José Fernando Duque por brindarme además de innumerables conocimientos y enseñanzas, una amistad sincera.

A mi novia, Camila Carvajal, por su infinita disposición para ayudarme en todo momento y ser un apoyo fundamental para realizar este trabajo.

A mi jefe, el geólogo Julián David Valencia, por sus enseñanzas, disposición y por apoyar siempre el desarrollo de la ciencia.

A mis compañeros de universidad y trabajo, Ricardo Jaramillo, Lorenzo Lamas y Daniel Bedoya y Alejandra Defex por su disposición para ayudarme siempre.

Al consorcio constructor del Túnel de Amaga y en especial a la empresa Nortúnel, por brindarme toda la disposición y todos los espacios para desarrollar este trabajo.

Contenido

Resumen.....	9
1. Introducción	10
2. Objetivos	12
2.1. Objetivo general.....	12
2.2. Objetivos específicos.....	12
3. Generalidades	13
3.1. Localización	13
3.2. Geología regional	14
3.3. Geología local	16
3.3.1. Complejo Cajamarca	16
3.3.2. Complejo Arquía (Esquistos de Sabaletas).....	17
3.3.3. Diorita de Pueblito	19
3.3.4. Formación Amagá	20
3.3.5. Formación Combia	21
3.3.6. Rocas Hipoabisales Porfídicas	22
3.4. Geología estructural.....	23
3.4.1. Falla San Jerónimo.....	23
3.4.2. Falla Piedecuesta.....	24
3.4.3. Falla Amagá	24
3.4.4. Falla la Cascajosa	24
3.4.5. Falla Cauca – Almaguer	24
3.5. Antecedentes	25
4. Metodología	25
4.1. Revisión y análisis de información secundaria.....	26
4.2. Trabajo de campo.....	26
4.3. Procesamiento de datos.....	26
4.4. Análisis de datos.....	26
5. Marco teórico.....	27

5.1.	Zona de cizalla	27
5.1.1.	Zonas frágiles.....	28
5.1.2.	Zonas dúctiles.....	28
5.1.3.	Zonas intermedias	29
5.2.	Indicadores cinemáticos.....	30
5.3.	Métodos para el cálculo de paleotensores de esfuerzos.....	33
5.3.1.	Método de diedros rectos.....	33
5.3.1.	Análisis Dinámico Numérico “Numeric Dynamic Analysis” (NDA)	34
5.3.2.	Índice de esfuerzos “Stress Ratio”	35
6.	Resultados	36
6.1.	Indicadores cinemáticos.....	36
6.1.1.	Interior del túnel	39
6.1.2.	Quebrada Cascajosa	41
6.1.3.	Vía Industrial	42
6.2.	Datos estructurales de los frentes de excavación.....	46
7.	Discusión	48
8.	Conclusiones.....	51
9.	Bibliografía	52

Lista de figuras

Figura 1. Localización del área de estudio.	13
Figura 2. A) Localización regional del área de estudio (Modificado de Rodríguez, 2010). B) Mapa con los principales sistemas de falla que enmarcan la zona de estudio (Elaboración propia).	15
Figura 3. Geología local de la zona de estudio (Modificado de Peláez, 2016).....	22
Figura 4. Flujo diagrama con la metodología utilizada en este trabajo.....	25
Figura 5. Modelo general de una zona de cizalla en la corteza terrestre (Modificado Passchier y Trouw, 2005).	27
Figura 6. Sets de fallas o zonas de falla en regímenes frágiles: (A) Paralelo, (B) Anastomosado, (C) En echelon. (Davis y Reynolds, 1996).....	28
Figura 7. Zona de cizalla dúctil: (A) Capa continua bajo una zona de cizalla con movimiento dextral. (B): Zona de cizalla cortando rocas plutónicas con una fábrica isotrópica inicial y un movimiento dextral (Modificado de Davis et al., 2011).	29
Figura 8. Zonas de cizalla frágil – dúctil: (A) Deformación producida bajo las mismas condiciones de fragilidad, ductilidad y semifragilidad. (B): Respuesta a deformación en rocas con distinta reología (Modificado de Davis et al., 2011).	30
Figura 9. A) Fallamiento de tipo Normal, B) Inverso, C) Transcurrente (Modificado de Fossen, 2010).	31
Figura 10. Estrías de falla (Tomado de Davis et al., 2011)	32
Figura 11. A) Fibras minerales con la dirección y el sentido del movimiento B) Marcas de granos con la dirección y el sentido del movimiento (Modificado de Fossen, 2010).....	32
Figura 12. Esquema de diedros rectos en una falla en bloque diagrama (A) y en proyección estereográfica (B). F: Plano de Falla, A: Plano auxiliar perpendicular a F y a la estría, sb: Sentido de buzamiento de la falla, b: buzamiento de la falla, c: cabeceo de la estría sobre el plano de falla. C) Diedros rectos de una falla normal. D) Diedros rectos de una falla inversa (Tomado de Vicente et al., 1992).....	34
Figura 13. Ilustración del índice de régimen de esfuerzos (R') con respecto a la relación de esfuerzos R. Las flechas indican la orientación de los principales ejes de esfuerzos y su magnitud mediante el tamaño de estas. Flechas negras: esfuerzo compresional. Flechas blancas: esfuerzos distensivos (Tomado de Delvaux et al., 1997).	35
Figura 14. Mapa de las estaciones de campo en donde fueron recolectados los datos en los grupos quebrada cascajosa y vía industrial.....	37
Figura 15. Planos de falla encontrados en el sector definido como “Interior del túnel”. A), B) y C) Planos de falla que presentan estrías y escalones que evidencian una cinemática normal dextral. B) Plano de falla mineralizado con cinemática normal dextral.	39
Figura 16. Planos de falla encontrados en el sector definido como “Interior del túnel”. A) Planos de falla con estrías y escalones en donde se puede apreciar que el bloque faltante en los dos planos se desplazó como uno solo definiendo una cinemática normal dextral en ambos planos...	40
Figura 17. Planos de falla encontrados en el sector definido como “quebrada cascajosa” los cuales presentan estrías y escalones que evidencian una cinemática normal dextral.....	41

Figura 18. Planos de falla encontrados en el sector definido como “Vía Industrial”. Los cuales presentan estrías y mineralizaciones de cuarzo con cinemática inversa. 43

Figura 19. Diagrama esquemático con dirección de régimen de esfuerzos actuales planteado para la zona de estudio y la distribución de las fallas encontradas en la zona. 50

Lista de tablas

Tabla 1. Diagrama de rosas y de densidad de polos para cada uno de los grupos definidos en la zona de estudio.	38
Tabla 2. Diagrama de diedros rectos, diagramas de densidad, diagrama de Frohlich y valores del índice R y R' resultantes de los análisis de estrías de falla para cada sitio. Compresion, Extensión, SS: fallamiento de rumbo, TF: fallamiento inverso, NF: fallamiento normal.....	45
Tabla 3. Diagrama de rosas y de densidad de polos para las diaclasas y fallas recopiladas en los frentes de excavacion.	47

Resumen

El análisis poblacional de fallas junto con la reconstrucción y análisis de paleoesfuerzos en la corteza terrestre representa una metodología de gran utilidad para comprender la evolución tectónica, cinemática y posible reactivación de las fallas en una región determinada, además, el entendimiento de estos datos puede ser de gran utilidad en la construcción de proyectos de infraestructura subterránea.

La zona de estudio del presente trabajo se encuentra localizada en el área afectada por el proyecto de infraestructura Túnel de Amagá, abarcando los municipios de Amagá y Venecia en el suroeste del departamento de Antioquia. En los alrededores del proyecto y en los frentes de excavación del Túnel de Amagá se realizó la recolección de los datos denominados por Delvaux y Sperner (2003) como datos de fallamiento, los cuales consisten en el rumbo y buzamiento del plano de falla, el Trend y el Plunge de los indicadores cinemáticos dentro del plano y el sentido del movimiento de la falla si el indicador cinemático lo permite definir, además, se recopilieron 1697 datos de planos de falla y 2011 datos de familias de diaclasas de los frentes de excavación que se tenían hasta el momento en el portal entrada del túnel.

El análisis cinemático y la inversión de estrías por medio del método diedros rectos permitió realizar el análisis de paleo tensores de esfuerzo que indica que el proyecto Túnel de Amagá y sus alrededores están afectados por un tensor de esfuerzos principal con orientación NE-SW. Este tensor es especialmente crítico para las labores de excavación subterránea que se tienen en el túnel de Amagá ya que genera una alta tendencia al movimiento en las fallas con dirección W-E y NW-SE las cuales presentan, además, una disposición especialmente desfavorable debido a que tienen una dirección paralela a subparalela al eje del túnel.

1. Introducción

La estabilidad de las excavaciones y la respuesta mecánica de un macizo rocoso durante una secuencia de excavación, son críticamente dependientes de la disposición de las estructuras en el macizo. Con el aumento del desarrollo de proyectos civiles en zonas tectónicamente activas y con alto control estructural como lo es la mayoría del territorio colombiano, el entendimiento detallado de la cinemática y disposición de las fallas antes de los diseños de excavación, podría constituir un factor diferenciador en el desarrollo de los proyectos civiles.

En los últimos años se han propuesto un elevado número de métodos para el análisis de fallas, los cuales se basan en diferentes modelos que tratan de explicar la relación entre estas estructuras y los esfuerzos que las producen. Dentro de este tipo de análisis uno de los métodos que ha tenido una mayor aceptación ha sido el método de diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) a el cual se le han realizado una serie de mejoras a través del tiempo hasta convertirse en un método numérico e implementado en softwares para computadoras. (Delvaux y Sperner, 2003).

La zona de estudio se encuentra localizada en el área afectada por el proyecto de infraestructura Túnel de Amagá, abarcando los municipios de Amagá y Venecia en el suroeste del departamento de Antioquia. Estructuralmente el área de interés se encuentra dentro del complejo Sistema de Fallas Cauca – Romeral, el cual se extiende a lo largo de todo el territorio colombiano desde el norte del Departamento de Córdoba hasta el suroeste del Ecuador (Toussaint y Restrepo, 1984; Mejía, 1984). Las Principales fallas regionales que se encuentran afectando la zona de estudio presentan una dirección general en sentido N – S a NW – SE y presentan un movimiento inverso (Falla Piedecuesta, Falla Amagá y Falla Cascajosa) (Mejía et al., 1988; Ramírez et al., 2012; Ingeominas, 2009) con un componente de rumbo lateral izquierdo (Falla Cauca – Almaguer y Falla San Jerónimo) (Gonzales, 2001; Buitrago et al., 2001).

En el presente trabajo, se realiza un estudio poblacional de fallas e inversión de estrías mediante el método de diedros rectos, para obtener la orientación de los paleotensores de esfuerzos que condicionan la cinemática de las fallas presentes en la zona de estudio, y así, mejorar el entendimiento de la geología local y regional; además de contribuir con estudios estructurales de detalle en obras de infraestructura, encaminados a mejorar el desarrollo de proyectos de civiles subterráneos y de superficie.

Los resultados obtenidos en este trabajo podrían complementar información de los esfuerzos a los que la zona de estudio ha sido sometida y a relacionar estos esfuerzos con los movimientos relativos de las fallas en el área de estudio, además, analizar como el conocimiento de estos esfuerzos puede ayudar en la construcción de proyectos de infraestructura subterránea.

2. Objetivos

2.1. Objetivo general

Analizar el fallamiento encontrado durante la excavación del Túnel de Amagá para determinar y analizar los paleotensores de esfuerzo que se registran en el área de influencia del proyecto Túnel de Amagá.

2.2. Objetivos específicos

- Realizar un estudio detallado de la geología estructural en la zona de estudio con el fin de identificar los distintos planos de falla presentes, y así obtener evidencia de los indicadores cinemáticos (estrías de falla, fibras minerales y steps, entre otros) que pueden estar presentes en este tipo de estructuras.
- Obtener la orientación de los paleo-tensores de esfuerzos que condicionan las fallas en el área de interés mediante el proceso de inversión de estrías por diedros rectos.
- Determinar la cinemática de las estructuras encontradas en el área de estudio, a partir de los tensores de esfuerzo obtenidos y analizar la implicación que estos tienen en el proceso constructivo del proyecto.

3. Generalidades

3.1. Localización

La zona de estudio se encuentra sobre el flanco oeste de la cordillera central de Colombia, abarcando los municipios de Amagá y Venecia en el suroeste del departamento de Antioquia. El trabajo de campo se realizó en los alrededores del proyecto Túnel de Amagá, incluyendo el interior de los túneles, estaciones en vías industriales, y afloramientos a lo largo de quebradas que circundan el proyecto.

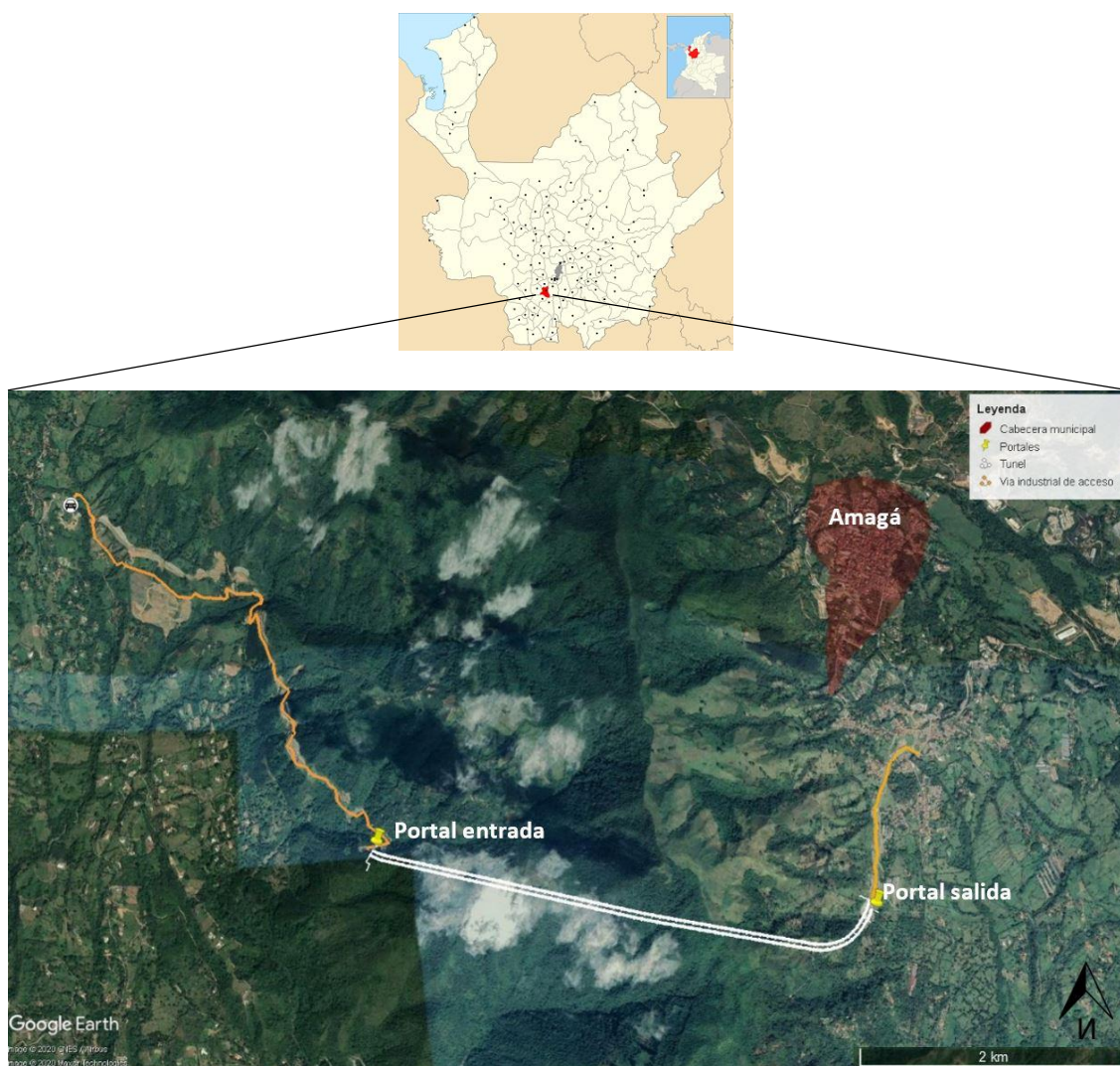


Figura 1. Localización del área de estudio.

3.2. Geología regional

Las tres cadenas montañosas que se encuentran en los Andes colombianos se han formado a través de una compleja interacción geodinámica entre la placa continental de Suramérica y las placas oceánicas Caribe y Nazca (Taboada et al, 2000). Esta interacción ha traído como consecuencia múltiples procesos de sedimentación, plutonismo, volcanismo y metamorfismo, los cuales dominaron en mayor o menor medida la evolución de cada una de las tres cordilleras colombianas (Irving, 1972). Se puede diferenciar en general dos grandes dominios de basamento en los Andes Colombianos: uno continental y otro oceánico; el continental correspondiente a la cordillera Oriental y Central (Maya y González, 1995), teniendo en las dos un basamento poli-metamórfico, el cual aflora aisladamente en la cordillera oriental entre una gruesa cubierta sedimentaria (Julivert, 1970; Etayo et al., 1983), por otra parte, el basamento oceánico le corresponde a la cordillera occidental, la cual está constituida por rocas volcánicas de afinidad oceánica adosadas al borde occidental de Suramérica (Barrero, 1979; Millward et al., 1984).

La zona de estudio se encuentra en el flanco oeste de la Cordillera Central de Colombia, entre la falla San Jerónimo al este y la falla Sabanalarga a oeste. La mayor parte del flanco occidental de la Cordillera Central, al este de la falla San Jerónimo, está conformado por rocas metamórficas paleozoicas, incluyendo neises graníticos, anfibolitas y granitoides mesozoicos y cenozoicos (Gonzales, 2001). Al oeste de la falla san Jeronimo aparece una franja de rocas volcano-sedimentarias de afinidad oceánica denominadas complejo Quebradagrande, de edad cretácica (Botero et al., 1963; Maya y Gonzalez, 1995). Seguido al oeste, aflora una delgada franja de sedimentitas con bajo grado de metamorfismo y de probable edad paleozoica (Bustamante et al., 1999; González, 2001). Descendiendo hacia el Río Cauca, afloran varios cuerpos de rocas plutónicas básicas de edad Triásica; la parte más occidental corresponde a la Diorita de Pueblito, gabros y peridotitas asociadas. En el sector más occidental de la Cordillera Central y al este de la falla Romeral (o Cauca-Amaguer), afloran los esquistos de sabaletas de probable edad Paleozoica, que según el esquema propuesto por Maya & González (1995), hacen parte del Complejo Arquía. La parte centro-sur, presenta una cobertera sedimentaria cenozoica (Fm. Amagá) y volcano-sedimentaria (Fm. Combia) cortadas por pequeños cuerpos subvolcánicos neógenos.

3.3. Geología local

A continuación, se describen las unidades geológicas que componen la zona de estudio en orden cronológico, desde la más antigua, hasta la más reciente. Las unidades descritas a continuación fueron definidas por los siguientes autores:

3.3.1. Complejo Cajamarca

El nombre de esta unidad geológica fue propuesto por Maya y González (1995) quienes agruparon y unificaron la nomenclatura de algunas de las unidades paleozoicas, para referirse al paquete metamórfico compuesto por esquistos cuarzo-sericíticos, esquistos verdes, filitas, cuarcitas y algunas franjas de mármoles que afloran en la sección Cajamarca-Alto de La Línea (Borrero, et. al. 2009). Los autores agrupan en un solo complejo el conjunto de rocas metamórficas regionales que inicialmente Nelson (1962) describió como la Serie Cajamarca, las rocas al oeste de la falla Otú (Feininger et al., 1972) y los grupos Ayurá-Montebello (Botero, 1963) y Valdivia (Hall et al., 1972).

El Complejo Cajamarca ha sido descrito como el basamento de la Cordillera Central con unos límites tectónicos bien definidos (Mejía, 1984), hacia el oriente la Falla Otú-Pericos lo separa de las rocas metamórficas precámbricas cerca del valle del río Magdalena y hacia el occidente la Falla San Jerónimo lo separa de las rocas volcánico-sedimentarias del Complejo Quebradagrande.

Los esquistos verdes se pueden subdividir en esquistos cuarzosos y alumínicos, constituyendo la roca más abundante del Complejo Cajamarca. La paragénesis mineral básica consiste en Clorita/actinolita, epidota, albita, sericita y cuarzo con cantidades variables de zoicita, calcita y zircón (Nivia, 2001).

Los esquistos gráficas son descritos como esquistos cuarzosericíticos (Nivia, 2001). Los minerales constituyentes, cuarzo y sericita, comprenden entre el 90 - 95% de la roca; el grafito es un accesorio común presente como polvo fino distribuido a través de la roca. En cantidades variables menores incluyen también albita, clorita, epidota, apatito, zircón, rutilo, turmalina y pirita (Nivia, 2001).

Las cuarcitas están compuestas por cuarzo y láminas de biotita rojiza, además algunos minerales accesorios como apatito, zircón y turmalina (González, 2001). Los cuerpos de mármol están ubicados principalmente en el flanco oriental de la Cordillera central, presentan

una topografía característica de colinas. En general, se encuentran compuestos por rocas granoblásticas, sacaroidales de grano medio con una mineralogía principalmente compuesta por calcita y pequeñas cantidades de cuarzo, feldespato y algunas micas (González, 2001).

Rico (1965), interpreta el protolito como de origen marino e ígneo basado en una secuencia de metasedimentos y anfibolitas del área de Santa Rosa de Osos, que debido a un metamorfismo regional y de contacto se han convertido en cuarcitas, mármoles, neises, esquistos y filitas en un evento paleozoico. Específicamente el origen de los esquistos verdes que son los más abundantes del complejo, es explicado por un protolito de basaltos meso-oceánicos y de basaltos intraplaca (Strieder y Nelson, 1992).

La edad de las rocas y del metamorfismo del Complejo Cajamarca, así como la de las otras unidades metamórficas de la Cordillera Central, ha sido ampliamente discutida (Toussaint, 1993; Maya y González, 1995). Las edades para las secuencias metamórficas del Complejo Cajamarca varían entre 345 y 55 Ma. (Maya, 1992) y se pueden agrupar en tres grupos, 55-75 Ma; 105-130 Ma y 240-345 Ma; un evento en el precámbrico, otro en el Paleozoico, y finalmente en el Cretáceo (Restrepo et al., 1991; Maya y González, 1995), todos sobre la misma secuencia volcano-sedimentaria de edad precámbrica (González, 1995).

3.3.2. Complejo Arquía (Esquistos de Sabaletas)

El complejo Arquía corresponde a una franja alargada, estrecha y discontinua de rocas metamórficas, que abarca desde Santa Fe de Antioquia hasta Ecuador entre las fallas Cauca-Almaguer y Silvia-Pijao, en la zona de colisión de basamento metamórfico de la Cordillera Central y el basamento oceánico de la Cordillera Occidental (Rodríguez y Arango, 2013).

El nombre litoestratigráfico de Grupo Arquía fue propuesto por Grosse (1926) y Restrepo y Toussaint (1974), para designar las rocas expuestas en el Río Arquía en los límites de los departamentos de Antioquia y Caldas, compuestas por esquistos cuarzo sericíticos, esquistos anfibólicos y anfibolitas granatíferas. Posteriormente Nuñez (1990), propone el nombre de Complejo Arquía para la misma secuencia y Maya y Gonzalez (1995) retoman este nombre para agrupar una serie de rocas metamórficas que debido a su complejidad para definir el origen y los límites estructurales definieron que era necesario establecerlas como una sola franja metamórfica (Grupo Arquía, Esquistos de Sabaletas, Esquistos Anfibólicos del río Cauca, Secuencia Metamórfica de Buesaco, Grupo Bugalagrande, Complejo Ígneo Metamórfico del río Rosario, Complejo Bolo Azul, Esquistos de Lisboa - Palestina y Metagabro de Santa Rosa).

Los Esquistos de Sabaletas como parte del Complejo Arquía en la zona de estudio se encuentran limitados al este por la Falla cascajosa o Quirimará, que los separa de la Diorita de Pueblito y al oeste por la Falla de Cauca-Almaguer, que los limita de la Formación Barroso (García, 2011)). En varios sectores, se encuentran cubiertos de forma discordante por las formaciones Amagá y Combia y son intruidos por las rocas hipoabisales del Neógeno (Mejía, 1984, González, 2001; Gómez et al., 2007).

García, 2011 recopila los mecanismos de deformación de estas rocas, mostrando que se tienen deformaciones generadas bajo un régimen dúctil y frágil, evidenciadas en estructuras tales como: micro fracturación, cataclasis, deslizamiento friccional, maclado mecánico, recristalización estática, formación de porfiroblastos e inclusiones rígidas, sombras de presión, habito tipo fish, clivaje de crenulación, estructuras S/C, etc. Mencionando en general que las rocas de Sabaletas tienen características de un metamorfismo dinámico bajo condiciones dúctiles, como lo son la foliación milonítica anastomosada neocristalizada y/o recristalizada de grano fino que rodea porfiroclastos. Este patrón anamostosado que presenta la foliación es una característica propia de las zonas de cizalla, producida por esfuerzo compresivo no homogéneo en función de la competencia de la roca.

La edad absoluta de estas rocas no se ha definido hasta el momento, pero se infiere una edad pre – Triásica, de acuerdo a las relaciones intrusivas con el Gabro de Pueblito. De ser cierta esta relación intrusiva, la corteza oceánica protolito de Sabaletas se genera en un evento magmático anterior al que origina la Formación Barroso, posiblemente en el Paleozoico (?) y se configura como un fragmento oceánico aloctono acrecionado durante el Cretacico Superior (?) a la parte occidental de Suramerica (García, 2011).

Debido al metamorfismo sufrido en estas rocas, la mineralogía y estructuras ígneas y sedimentarias han modificadas parcial o totalmente, aumentando la incertidumbre en la determinación del protolito. Sin embargo, gracias al análisis geoquímico que Giraldo (2010) realiza en estas rocas se sabe que los Esquistos de Sabaletas provienen de basaltos sub-alcalinos toleíticos con bajos contenidos de Potasio. Según la interpretación que hace la autora de los diagramas discriminatorios de elementos traza y tierras raras relativamente inmóviles, los Esquistos de Sabaletas muestran patrones comparables con basaltos de una fuente de magma empobrecido tipo N-MORB (Normal-Mid Ocean Ridge Basalts). Aunque también señala que la afinidad N-MORB de los Esquistos de Sabaletas, no es exclusiva de los ambientes de dorsales medio-oceánicas, sino que también se pueden presentar en ambientes de cuencas de retro-arco.

3.3.3. Diorita de Pueblito

Esta unidad comprende un macizo rocoso alargado en sentido N10°W, con unos 56 km de largo y un ancho variable entre 1 y 5 km. Este macizo ocupa un área de 150 km² y se constituye en el cuerpo plutónico Triásico de mayor extensión en el flanco noroeste de la Cordillera Central de Colombia (Álvarez y González, 1978).

La Diorita de Pueblito se encuentran encajada entre dos franjas de rocas metamórficas (o Complejo Arquía de Maya y González 1966), una en la zona oriental y otra en la occidental. La franja oriental ha sido denominada como Metasedimentitas de Sinifaná (González, 2001) y muestra evidencias de intrusión por el Monzogranito de Amagá (Grosse, 1926) que tiene una edad de cristalización de 227.6 ± 4.5 Ma (circón U-Pb SHRIMP: Vinasco, 2004); la franja metamórfica occidental y más extendida, corresponde a los Esquistos de Sabaletas. Estas dos unidades presentan características litológicas y posición estructural similares, lo que permite sugerir que se trata de una misma unidad dentro de un bloque tectónico hoy día cortado localmente por el macizo de la Diorita de Pueblito (Rodríguez, 2010).

La zona de estudio se basa principalmente en esta unidad litológica, la cual se encuentra al occidente, en contacto fallado con los Esquistos de Sabaletas y hacia el oriente se encuentra en contacto con la Formación Amagá, teniendo un contacto fallado o cubierto en algunos sectores con esta unidad litológica (Mejía, 1984).

La roca predominante es una diorita hornbléndica de grano medio, compuesta por plagiocasa, hornblenda, y augita en proporciones variables (González, 2001). Además, posee minerales accesorios como ilmenita, apatito, concón y magnetita. El cuerpo principal hacia los bordes presenta variaciones a gabros afibolíticos y algunas rocas peridotíticas (González, 2001). Algunos autores consideran una relación espacial y genética entre la diorita, los gabros y las peridotitas asociadas colindantes, enmarcando este conjunto dentro de un complejo ofiolítico adosado al borde occidental en el Cretácico Tardío- Paleógeno (Toussaint y Restrepo, 1974; Álvarez, 1985; González, 2001; entre otros).

La Diorita de Pueblito fue inicialmente datada radiométricamente por Toussaint y Restrepo (1978), dando una edad aproximada de 166 Ma por K/Ar, edad correspondiente al Jurásico, relacionándola al periodo de formación de un rift medio oceánico (Toussaint y Restrepo, 1974). Rodríguez (2010), mediante dataciones U-Pb en circón obtuvo edades de 236 ± 15 Ma para un dique diorítico que corta los Esquistos de Sabaletas y una edad de 231 ± 8 Ma para el cuerpo principal de la Diorita de Pueblito, estas dos edades corresponden al Triásico.

3.3.4. Formación Amagá

La Formación Amagá fue definida inicialmente por Grosse (1926) como el Terciario Carbonífero de Antioquia, subdividiéndola en pisos de acuerdo al contenido de carbón explotable y no explotable. Posteriormente Van der Hammen (1958), siguiendo la nomenclatura expuesta inicialmente por Grosse, la renombró como Formación Antioquia. González (1980) la renombra Formación Amagá por la sección tipo descrita en las cercanías de la población de Amagá en el departamento de Antioquia y la subdivide en tres miembros. Finalmente, a partir de estudios petrográficos, análisis de facies, procedencia de sedimentos entre otros, Sierra et al., (2001), subdivide la Formación Amagá en 2 miembros, de acuerdo a las asociaciones de facies que se presentan y las características petrográficas.

El miembro inferior, subdividido en las unidades 1 y 2, presenta asociaciones faciales de ríos meándricos y trenzados con una buena preservación de las características morfológicas. Este miembro está conformado principalmente por areniscas conglomeráticas cuarzosas y sublitoarenitas, acompañadas de mantos de carbón (Sierra et al., 2001).

El miembro superior se subdivide en las unidades 3 y 4, con asociaciones faciales de ríos meándricos y trenzados, respectivamente. Presenta una baja preservación de las características morfológicas, en contraste con el miembro inferior. Está compuesto principalmente por wackas líticas con fragmentos de rocas volcánicas y litoarenitas feldespáticas, con ausencia de carbón (Sierra et al., 2001).

La Formación Amagá aflora discontinuamente entre la Cordillera Central y la Cordillera Occidental con una forma alargada en dirección S-N estrechándose hacia el Norte (Henaó, et al. 2012). En cuanto a sus límites geológicos, esta formación presenta contactos fallados con las metasedimentitas de la Sinifaná, el Complejo Arquía, el stock de Amagá, la Formación Barroso, el complejo Quebradagrande, la Diorita de Pueblito y el Complejo Cañas Gordas. Dichas unidades son consideradas un área fuente potencial de los sedimentos que componen la cuenca Amagá. (Silva y Sierra, 2008).

La edad de la Formación Amagá ha sido definida por varios autores (Van Der Hammer, 1958; Toussaint, 1978 y Sierra et al., 2011), Van Der Hammen (1958) sugiere que el miembro inferior comenzó su sedimentación en el Oligoceno Medio y le asigna una edad del Mioceno Tardío al miembro superior. Sierra et al., (2011), le asigna una edad Eoceno Medio al Miembro Inferior, a partir de un estudio de palinomorfos realizado en la zona de Camilo-C en el municipio de Amagá.

3.3.5. Formación Combia

Unidad litoestratigráfica definida por Grosse en 1926 como “Estratos Combia”. Compuesta principalmente por un conjunto de rocas volcánicas que suprayacen a la Formación Amagá en el suroccidente de Antioquia (González, 1976). Posteriormente González (1980) redefinió a esta unidad como miembro volcánico y miembro Volcánico – Sedimentario de la Formación Combia.

Miembro Volcánico: está compuesto principalmente por derrames basálticos y andesíticos, aglomerados, brechas volcánicas, tobas, conglomerados con matriz tobácea y areniscas tobáceas (González, 1980). Los materiales piroclásticos de la secuencia predominan hacia el oeste del río Cauca, mientras que hacia el este del mismo río son más concurrentes los derrames basálticos (González, 2001).

Miembro Volcánico – Sedimentario: Los materiales sedimentarios contienen composiciones similares al del miembro volcánico, y también se superponen en discordancia erosiva a las rocas de la Formación Amagá (González, 1980 en López y Ramírez, 2006). La sección completa de este miembro fue descrita inicialmente por Grosse (1926), constituida esencialmente por niveles gruesos de conglomerados mal cementados, separados por capas finas a medias de areniscas de grano medio a fino, a veces conglomeráticas, arcillolitas cremas a rojizas y brechas sedimentarias.

En las edades obtenidas por López y Ramírez (2006), se registra que los últimos pulsos de vulcanismo de Combia ocurrieron hace 6 Ma, pudiéndose correlacionar con la intrusión de los cuerpos porfídicos de Marmato y la Felisa, la unidad B del vulcanismo de Irra datada por Toro et al. (1999) en 6.3 ± 0.2 Ma, y la sección Concordia, datada a través de palinología da como resultado una edad del Mioceno Tardío (Pérez, 2005 en López y Ramírez, 2006).

Estos mismos autores sugieren que el origen del Miembro Volcano – Sedimentario, fue el resultado de varias erupciones volcánicas asociadas a estratovolcanes que estuvieron enmarcadas dentro de ambientes fluviales, principalmente de ríos trezados, que contribuyeron al reabajamiento de los materiales volcánicos durante los periodos intereruptivos. Para el Miembro Volcánico López y Ramírez (2006) sugieren que las características de estos materiales corresponden a derrames basálticos interestratificados con materiales piroclásticos.

3.3.6. Rocas Hipoabisales Porfídicas

Grosse (1926) describió estas rocas inicialmente en el Departamento de Antioquia, considerándolas como cuellos volcánicos que suministraron el material piroclástico de la Formación Combia, las cuales corresponden en parte a las geformas que sobresalen sobre el relieve del área de la cuenca Amagá, como el Cerro Tusa, Cerro El Sillón y Cerro Corcovado. Estos cuerpos muestran una orientación en sentido NNW a NNE (López y Ramírez, 2006).

Las edades de estas rocas corresponden al Mioceno tardío según dataciones K/Ar realizadas en varios cuerpos intrusivos como el de Marmato (6.3 ± 0.7 Ma; Restrepo et al., 1991) y la Felisa (7.1 ± 0.1 Ma; 6.8 ± 0.3 Ma; González, 1976). También las dataciones realizadas por Maya (1992) en las diabasas de la Popala (9.5 Ma), Restrepo et al. (1986) en el basalto El Cangrejo (9 ± 1 Ma), y Jaramillo (1978), MacDonald (1980) y Toro (2006) en el Cerro el Corcovado, han obtenido edades entre los 10,6 y 8 Ma (en López y Ramírez, 2006).

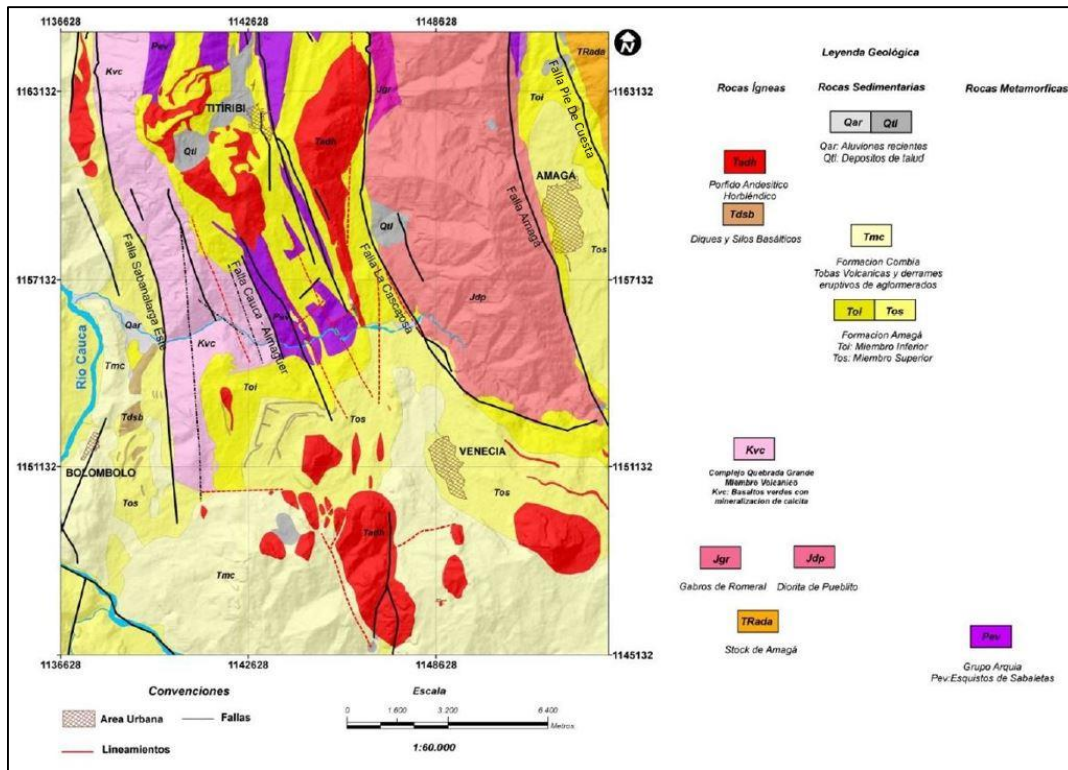


Figura 3. Geología local de la zona de estudio (Modificado de Peláez, 2016)

3.4. Geología estructural

La zona de estudio se enmarca dentro un complejo sistema estructural, definido como el Sistema de Fallas de Cauca – Romeral (Toussaint y Restrepo, 1984; Mejía, 1984), el cual es descrito de esta manera porque ambos sistemas comparten una historia similar en el Oligoceno – Mioceno y post – Plioceno (Calle y González, 1980). Este sistema se extiende a lo largo de todo el territorio colombiano desde el norte del Departamento de Córdoba hasta el suroeste del Ecuador, cambiando allí de nombre a Zona de Falla Guayaquil – Dolores – Romeral (Barrero et al., 1969; Butterlin, 1972 en Toussaint y Restrepo, 1974) o Peltetec – Protovelo según Cediél et al. (2003).

La dirección predominante de este sistema es N-S con una ligera desviación de los ramales hacia el sureste, siendo considerado como una zona de sutura por varios autores (Toussaint y Restrepo, 1984; Cediél et al., 2003; Paris y Romero, 1993), debido a que se encuentra delimitando terrenos de dominio oceánico y continental.

A continuación, se describen las características principales de las fallas regionales que hacen parte de la zona de estudio:

3.4.1. Falla San Jerónimo

La Falla San Jerónimo es la estructura más al Oriente de la zona de estudio y fue inicialmente descrita por Grosse (1926) quien la consideró como una falla inversa con buzamiento al este, posteriormente Maya y González (1995) debido a su longitud y al contraste litológico tan marcado que presenta a lo largo de su trayecto la definieron como una falla de rumbo. Esta falla tiene una dirección subparalela a la falla Romeral, alcanzándose a entrecruzar en la zona de Santa Fe de Antioquia como una sola estructura con dirección N25W (Mejía, 1984). Gonzalez (2001) le asigna una dirección aproximada de N 30°-40 ° W con buzamiento vertical y una componente de movimiento lateral izquierda.

3.4.2. Falla Piedecuesta

Definida inicialmente por WCC (1979) como una traza que viene desde la población de Angelópolis hasta San Jerónimo. Posteriormente Mejía et al., (1988) describe esta estructura de tipo inverso, buzando el este con un rumbo aproximado de N30W, en el sector oriental de la zona de estudio pone en contacto las rocas de la Formación Amagá con el Grupo Cajamarca.

3.4.3. Falla Amagá

Es una falla con dirección NW, cartografiada con una longitud de 47 km (Ingeominas, 2009). Según las relaciones cartográficas presenta una componente inversa. Esta estructura pone en contacto las rocas de la Formación Amagá y la Diorita de Pueblito dentro la zona de estudio (Figura 3).

3.4.4. Falla la Cascajosa

Falla con aparente componente inverso según las relaciones observadas en la plancha 166 – Jericó (Ingeominas, 2009). Se extiende a lo largo de 43 km en sentido NNW-SSE, siendo el contacto occidental de la Diorita de Pueblito y la Formación Amaga en la zona de estudio. Hacia el sector norte pone en contacto los Esquistos Verdes del Complejo Cajamarca y la Diorita de Pueblito.

3.4.5. Falla Cauca – Almaguer

Es la última traza del Sistema de Fallas Cauca y Comprende los tramos que han sido llamados Sabanalarga y Cauca Occidental por Calle y González (1980).

Es una falla inversa con aparente componente lateral izquierdo, Buitrago et al., (2001) le asigna una variación de rumbo entre N15°W a N15°E. Sus expresiones geomorfológicas son boquerones, valles angostos y segmentos rectos de corrientes (incluyendo el Río Cauca). Al oeste de esta estructura se encuentran las rocas verdes cretáceas (Complejo Quebradagrande), mientras que al este se hallan los Esquistos Verdes (Complejo Arquía), neises y rocas graníticas, que muestran en mayor o menor medida efectos dinámicos (Chica et al., 2003).

3.5. Antecedentes

La reconstrucción de paleoesfuerzos en distintas zonas del planeta mediante el método de diedros rectos ha sido objeto de estudio por varios autores (Angelier y Mechler, 1977). Peláez (2016), Mariño (2017) y Gómez (2018) han realizado este procedimiento en áreas aledañas a la zona de estudio, sin embargo, no se tiene conocimiento de estudios que hayan realizado la reconstrucción de paleoesfuerzos en proyectos de infraestructura subterránea en donde se puede tener obtener información del macizo inalterado a profundidad.

4. Metodología

La metodología realizada en este trabajo se presenta de manera resumida en el siguiente diagrama de flujo:

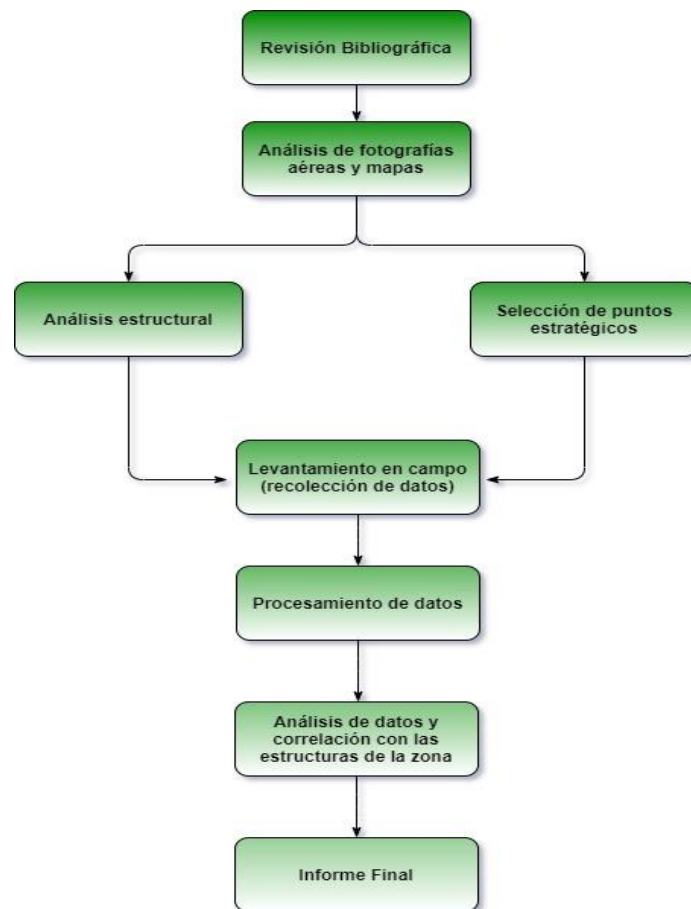


Figura 4. Flujo diagrama con la metodología utilizada en este trabajo.

4.1. Revisión y análisis de información secundaria

Durante este proceso se realizó un estado del arte identificando la información requerida para el inicio del proyecto, para esto se buscó principalmente estudios realizados sobre zonas de cizalla, tectónica y análisis de paleotensores de esfuerzos, además de recolectar la información disponible que se tiene sobre la geología estructural y regional en la zona de estudio.

4.2. Trabajo de campo

Esta etapa consistió en visitas diarias a los distintos frentes de excavación que se tienen en el proyecto de infraestructura vial Túnel de Amagá, en donde se recolecto información asociada a elementos estructurales como planos de cizalla, fracturas y familias de diaclasas, además se recolecto información de los indicadores cinemáticos de estos elementos estructurales.

4.3. Procesamiento de datos

Los datos obtenidos en las visitas diarias a los frentes de excavación y en los recorridos de campo de los alrededores del proyecto fueron separados y organizados en plantillas de Excel según su localización, tipo de estructura y sentido del movimiento, con el fin de realizar un procesamiento más organizado de cada set de datos utilizando los softwares estructurales Stereo 32 y Win Tensor.

4.4. Análisis de datos

Esta etapa consistió en el análisis y selección de cada uno de los diagramas obtenidos en los softwares descritos anteriormente, con el fin de plasmar en este trabajo la información con mayor relevancia cinemática y estructural.

5. Marco teórico

En este capítulo se recopila parte de la información necesaria para la elaboración y el entendimiento de los paleoesfuerzos de la zona de estudio.

5.1. Zona de cizalla

David y Reynolds (1996) definen las zonas de cizalla como una zona tabular de deformación en la corteza terrestre generada bajo condiciones frágiles o dúctiles, además explican que los mecanismos de deformación que operan dentro de una zona de cizalla dependen de factores como la mineralogía y la textura de la roca afectada. Las zonas de cizalla pueden ser de tamaños muy variados, desde microscópicos hasta de varios km de espesor y cientos o miles de km de longitud.

Según los mecanismos de deformación dominantes en su interior los cuales están directamente relacionados con la profundidad, se clasifican en frágiles, frágil-dúctiles y dúctiles (Lillo y Oyarzun, 2013). Además, cada zona tiene un tipo de roca asociado al dominio de deformación expuesto (Figura 5).

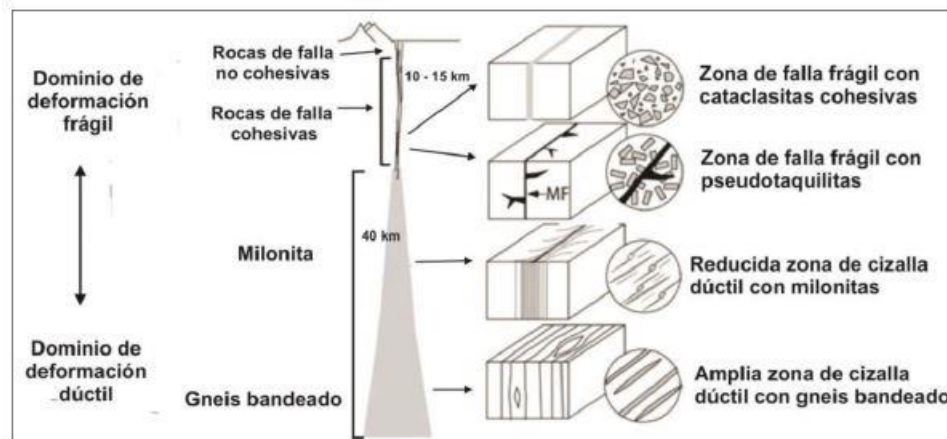


Figura 5. Modelo general de una zona de cizalla en la corteza terrestre (Modificado Passchier y Trouw, 2005).

5.1.1. Zonas frágiles

Estas zonas se forman generalmente entre los 5-10 km de profundidad en la corteza terrestre, en donde la deformación es dominada por mecanismos frágiles como el fracturamiento y el fallamiento (Davis et al., 2011). Las zonas de cizalla frágil corresponden a la parte más superficial de las zonas de cizalla dúctil, por lo tanto, son zonas de falla que están marcadas por la formación de fallas, fracturas y rocas de la serie cataclástica (Figura 5) (Oyarzun y Doblas, 2007).

En relación con las fallas que se generan bajo estos regímenes se tienen sets de subzonas de mayor o menor grado de deformación, subparalelas a oblicuas entre sí, resultando en una morfología anastomosadas (Figura 6).

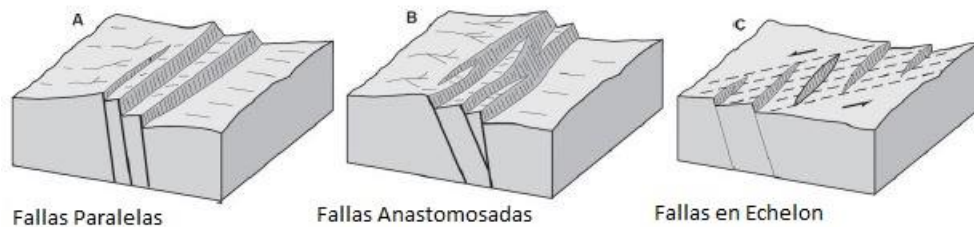


Figura 6. Sets de fallas o zonas de falla en regímenes frágiles: (A) Paralelo, (B) Anastomosado, (C) En echelon. (Davis y Reynolds, 1996).

5.1.2. Zonas dúctiles

Las zonas de cizalla dúctiles se caracterizan por generar rocas con una alta deformación en las estructuras sin que se genere o se evidencia la ruptura física del material (Figura 7), en estas zonas se ve implicado un mecanismo de deformación plástica a semiplástica en profundidades entre 15- 40 km correspondientes a la corteza media o inferior (Figura de zona de cizalla), sin embargo, algunos materiales se pueden formar mediante mecanismos de deformación dúctiles en la parte superior de la corteza terrestre, como el yeso, la sal y algunas tocas arcillosas (Davis y Reynolds, 1996).

Bajo el régimen dúctil se desarrollan un amplio rango de rocas, por lo general de tipo metamórfico, en la cuales se presentan características como foliaciones y lineaciones en sus minerales. Algunos ejemplos de tipos de roca que se general bajo el régimen dúctil son: gneisses, esquistos, mármoles, anfibolitas, granulitas, migmatitas, intrusiones ígneas, pegmatitas y rocas maficas – ultramáficas (Davis et al., 2011).

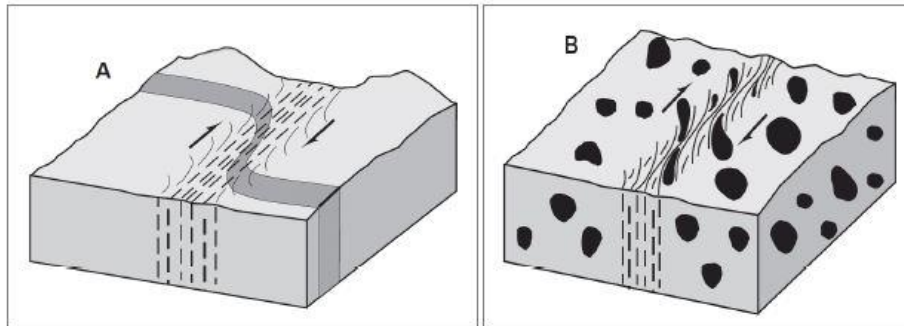


Figura 7. Zona de cizalla dúctil: (A) Capa continúa bajo una zona de cizalla con movimiento dextral. (B): Zona de cizalla cortando rocas plutónicas con una fábrica isotrópica inicial y un movimiento dextral (Modificado de Davis et al., 2011).

5.1.3. Zonas intermedias

Estas zonas de cizalla se caracterizan por tener características intermedias entre un régimen dúctil y frágil, mostrando aspectos frágiles, como fracturas o fallas, en combinación con aspectos más dúctiles como plegamientos o deformaciones, es decir, una zona de cizalla puede operar bajo cambios progresivos de condiciones físicas desde dúctil a frágil; Un ejemplo de este fenómeno es una progresiva exhumación acompañada por un descenso en la temperatura y la presión (David y Reynolds, 1996).

Existen diversos mecanismos por medio de los cuales se pueden producir zonas de cizalla con características frágil-dúctil. El carácter frágil frente al dúctil puede cambiar a lo largo de la zona de cizalla a medida que se encuentran rocas con propiedades mecánicas contrastantes. Algunos tipos de rocas afectados por zonas de cizalla pueden responder frágilmente, mientras que otros responden de manera dúctil (Davis et al., 2011).

Muchas zonas de cizalla que se forman al mismo tiempo ante una deformación frágil-dúctil, requieren del aumento de la temperatura, presión, tasa de deformación, cementación y fluidos disponibles (Figura 8A). Esto ocurre porque los diferentes mecanismos de deformación se superponen apreciablemente en las condiciones físicas bajo las cuales operan. Incluso en una roca monomineral, como el mármol o la cuarcita, es posible que los granos adyacentes se deformen por mecanismos diferentes (Davis et al., 2011). Como se observa en

la figura (Figura 8B) también pueden presentarse deformaciones con distintos mecanismos en zonas de cizalla que contengan rocas estratificadas con distinta reología, en este ejemplo el espesor de la capa gris fue rígido y formo boudins ya que es una unidad menos competente y más foliada que dúctilmente deformada, mientras que las capas del techo y la base presentaban materiales más competentes y fueron deformadas por fallamiento y fracturamiento.

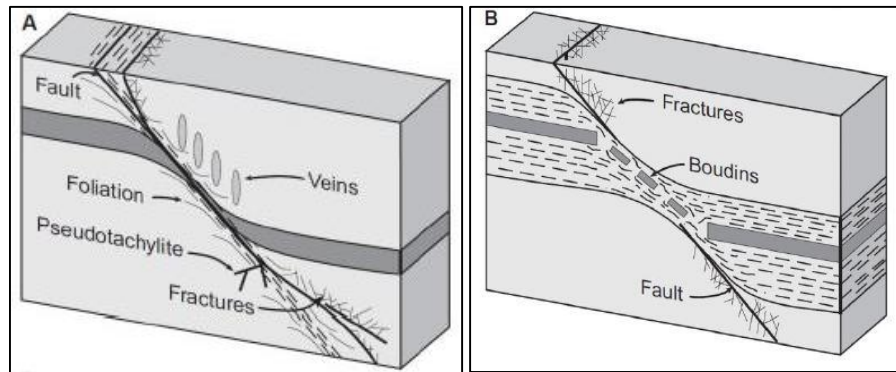


Figura 8. Zonas de cizalla frágil – dúctil: (A) Deformación producida bajo las mismas condiciones de fragilidad, ductilidad y semifragilidad. (B): Respuesta a deformación en rocas con distinta reología (Modificado de Davis et al., 2011).

5.2. Indicadores cinemáticos

Dependiendo del régimen tectónico que se tenga en una zona de cizalla se pueden generar distintos tipos de fallas. A principios del siglo XX, Anderson (1905) propuso una clasificación para las fallas basada en el posicionamiento de tres vectores principales de esfuerzo σ_1 , σ_2 , σ_3 los cuales cumplen el requisito general de que $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Según la posición de estos vectores se definen tres tipos de fallas principales: normal (σ_1 vertical, σ_2 y σ_3 horizontal), inversa (σ_3 vertical, σ_1 y σ_2 horizontal) y transcurrerte (σ_2 vertical, σ_1 y σ_3 horizontal) (Oyarzun y Doblas, 2007) (Figura 10).

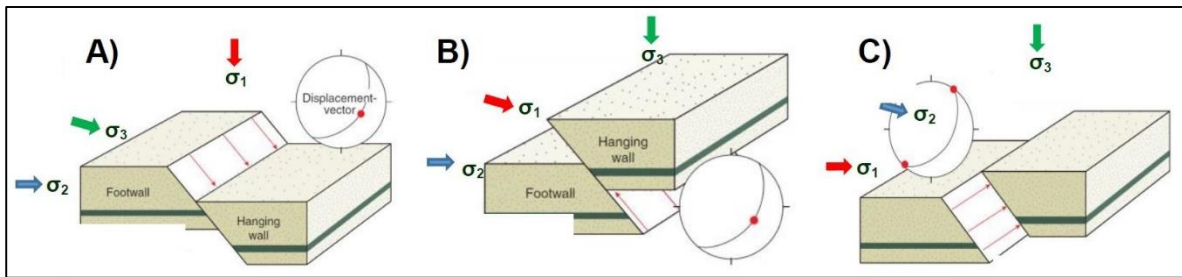


Figura 9. A) Fallamiento de tipo Normal, B) Inverso, C) Transcurrente (Modificado de Fossen, 2010).

Generalmente las fallas se expresan por la presencia de una ruptura o discontinuidad en las rocas a lo largo de una superficie de falla. La roca afectada en ambos lados de la superficie de falla es generalmente finamente pulida, por el resultado de la actividad abrasiva del movimiento friccionante debido a la acción de los esfuerzos (Davis et al., 2011).

Para identificar o determinar el sentido de movimiento entre dos bloques rocosos separados por zonas de cizalla, es necesario contar con herramientas y evidencias que nos permitan identificar el sentido de movimiento relativo de los bloques (Tolson, 1996), estas evidencias se suelen presentar como alineaciones en las superficies de falla desde donde se puede llegar a estimar la orientación y la longitud del vector de desplazamiento. En general, la alineación en la superficie de falla representa la dirección de desplazamiento, sin embargo, puede suceder que la línea que se evidencia en la superficie de falla solo revele el último evento de deslizamiento, y que las líneas relacionadas con eventos de deslizamiento anteriores hayan sido borradas (Fossen, 2010).

Existen distintos tipos de estructuras o indicadores cinemáticos que permiten determinar la dirección del movimiento sobre un plano y algunas veces el sentido del movimiento; las estructuras más utilizadas para inferir estos parámetros en superficies de falla son el crecimiento de fibras minerales, estrías producto de la acción abrasiva del movimiento, marcas por desplazamiento de los granos y fracturas subsidiarias (Petit, 1987; Durney y Ramsay 1973), en el presente trabajo se obtuvo datos de cristales fibrosos y estrías.

Las estrías son superficies suavemente pulidas por movimiento friccional entre dos superficies de roca. Esta superficie es normalmente estriada en la dirección del movimiento (Figura 11). Sin embargo, si bien las estrías indican la dirección del movimiento, estas no indican el sentido del movimiento (Durney y Ramsay, 1973).

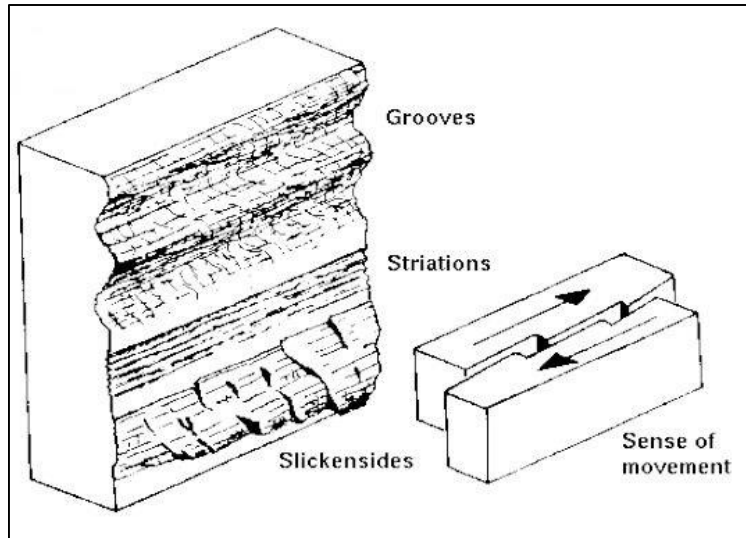


Figura 10. Estrías de falla (Tomado de Davis et al., 2011)

Las fibras minerales son fluidos mineralizados que se forman junto al movimiento de la falla en pequeños espacios donde los cristales pueden crecer, presentándose generalmente en minerales silíceos y carbonatados, estas fibras son buenos indicadores cinemáticos para encontrar la dirección y el sentido del movimiento de la falla (Figura 11A) (Allmendinger et al., 1989).

Las marcas de granos son características comunes en rocas que tienen clastos mucho más duros que la matriz. Durante el fallamiento estos clastos excavan la superficie dejando una marca acanalada (Figura 11B) (Allmendinger et al., 1989). Por otra parte, el material que está delante del objeto es empujado hacia un lado, mientras que una abertura en forma de media luna ocurre en el lado opuesto, típicamente relleno con material de la pared opuesta (Fossen, 2010).

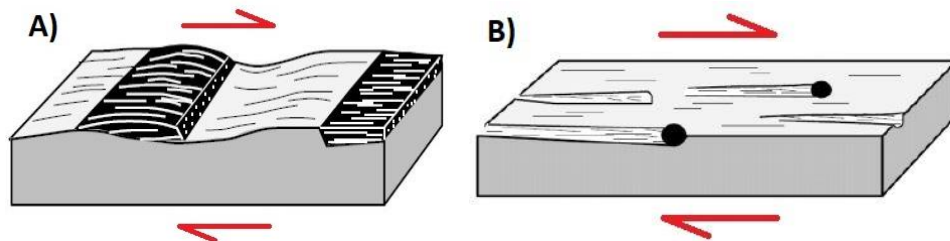


Figura 11. A) Fibras minerales con la dirección y el sentido del movimiento B) Marcas de granos con la dirección y el sentido del movimiento (Modificado de Fossen, 2010).

5.3. Métodos para el cálculo de paleotensores de esfuerzos

Actualmente existe un elevado número de métodos para el análisis de paleotensores de esfuerzos a partir del estudio poblacional de fallas, los cuales se basan en diferentes modelos que tratan de explicar la relación entre estas estructuras y los esfuerzos que las producen (Angelier y Mechler, 1977). Para el presente trabajo se escogió el método de diedros rectos debido a su facilidad de proyectar rápidamente, la orientación aproximada de los ejes de esfuerzos capaces de explicar el conjunto de fallas analizadas.

Los modelos utilizan como eje fundamental el análisis poblacional de indicadores cinemáticos a partir de definir parámetros como la orientación del plano de falla, la estría de deslizamiento y el sentido de movimiento. Sin embargo, los métodos varían de acuerdo con los diferentes autores, las condiciones de aplicabilidad y el tipo de resultados que arrojan (Sainz et al., 1990).

Para el presente trabajo se escogió el método de diedros rectos debido a su facilidad de proyectar rápidamente, la orientación aproximada de los ejes de esfuerzos capaces de explicar el conjunto de fallas analizadas.

5.3.1. Método de diedros rectos

Este método definido por Pegoraro (1972) y Angelier y Mechler (1977) ha tenido gran aceptación para el análisis poblacional de fallas ya que constituye una forma muy visual de representar los distintos tipos de esfuerzo-deformación que se relacionan con los distintos tipos de fallas (Vicente et al, 1992). El método consiste en trazar un plano auxiliar perpendicular a la estría de falla, la región circundante a una falla queda dividida en cuatro cuadrantes denominados diedros rectos, dos de ellos compresivos en los cuales se tiene el esfuerzo principal mayor (σ_1) y dos distensivos en donde se tiene el esfuerzo menor (σ_3). La superposición de los diedros de extensión y de compresión de todas las fallas de una población, nos definirá la orientación más probable de σ_3 y σ_1 (Angelier y Mechler, 1977; Sainz et al., 1990).

El análisis del método se basa en el principio que señala que, si dos o más fallas son generadas bajo un mismo régimen de esfuerzos (igual magnitud del esfuerzo (Φ) y ejes de orientación), un σ_1 común debe encontrarse en los cuadrantes compresivos (diedro compresional P) y un σ_3 común en los cuadrantes distensivos (diedro extensional T) (Angelier, 1994). La buena calidad de los resultados en este método es indicadora de la existencia de un único estado de esfuerzo (o bien de estados de esfuerzo parecidos o que

comparten alguno de los ejes del elipsoide). El problema principal del método, estriba en la imposibilidad de separar las fallas compatibles con tensores de esfuerzos diferentes (Casa et al., 1990; Vicente et al., 1992).

Como se mencionó anteriormente, cada cuadrante va a representar un esfuerzo distensivo o uno compresivo dependiendo del movimiento que se esté proyectando, para el caso de la figura 12, la región sombreada representa compresión y el área en blanco tensión. Esta proyección es muy similar a la utilizada en mecanismos focales para sismos (Vicente et al., 1992).

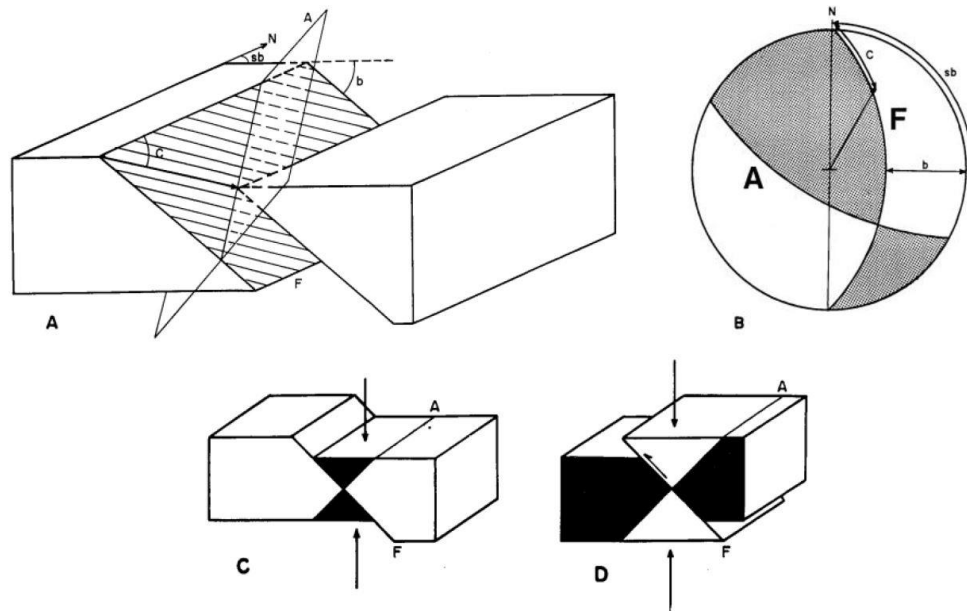


Figura 12. Esquema de diedros rectos en una falla en bloque diagrama (A) y en proyección estereográfica (B). F: Plano de Falla, A: Plano auxiliar perpendicular a F y a la estría, sb: Sentido de buzamiento de la falla, b: buzamiento de la falla, c: cabeceo de la estría sobre el plano de falla. C) Diedros rectos de una falla normal. D) Diedros rectos de una falla inversa (Tomado de Vicente et al., 1992).

5.3.1. Analisis Dinamico Numerico “Numeric Dynamic Analysis” (NDA)

El análisis dinámico numérico es un método que busca calcular un tensor de esfuerzos individual para cada conjunto de datos procesado (rumbo, buzamiento, “trend” y “plunge”), el cual es usado posteriormente para calcular un tensor de esfuerzos general (suma de esfuerzos de cada set individual dividido por el número total de sets) (Rosenau, 2004). La orientación de los esfuerzos principales (σ_1 , σ_2 y σ_3) se deriva de la sumatoria de esfuerzo general, calculado de manera precisa definiendo la distribución de los ejes de compresión y tensión (Spang, 1972).

5.3.2. Índice de esfuerzos “Stress Ratio”

Este método determina de manera numérica el régimen de esfuerzos que tuvo lugar en una región, gracias a la relación entre las magnitudes de los esfuerzos σ_1 , σ_2 y σ_3 (Ecuación 1) (Guiraud et al., 1989; Delvaux et al., 1997; Delvaux et al., 2012).

$$R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) \quad (\text{Ecuación 1})$$

El método se basa en la suposición de Bott (1959) de que el deslizamiento en un plano ocurre en la dirección del esfuerzo de cizalla máximo. Delvaux et al. (1997) definió el índice de esfuerzos (R') el cual expresa numéricamente el régimen de esfuerzos de acuerdo con la posición de los ejes de esfuerzo en el espacio:

$R' = R$, cuando σ_1 es vertical, para regímenes de fallamiento normal

$R' = (2 - R)$, cuando σ_2 es vertical, para regímenes de fallamiento de rumbo

$R' = (2 + R)$, cuando σ_3 es vertical, para regímenes de fallamiento inverso

Tipo tensor de esfuerzos	EXTENSIVO				LATERAL				COMPRESIVO															
Símbolos de esfuerzos																								
Índice esfuerzos R	0.0	0.25	0.50	0.75	1.00	0.75	0.50	0.25	0.0	0.25	0.50	0.75	1.00											
Régimen de esfuerzos	EXTENSIVO RADIAL		EXTENSIVO TOTAL		TRANSTENSIVO		TOTAL LATERAL		TRANSPRESIVO		TOTAL COMPRESIVO		COMPRESIVO RADIAL											
Índice esfuerzos R'	0.25		0.50		0.75		1.00		1.25		1.50		1.75		2.00		2.25		2.50		2.75		3.00	
Determinación de R'	$R' = R$				$R' = 2 - R$				$R' = 2 + R$															

Figura 13. Ilustración del índice de régimen de esfuerzos (R') con respecto a la relación de esfuerzos R. Las flechas indican la orientación de los principales ejes de esfuerzos y su magnitud mediante el tamaño de estas. Flechas negras: esfuerzo compresional. Flechas blancas: esfuerzos distensivos (Tomado de Delvaux et al., 1997).

6. Resultados

En el proceso de recolección de datos para este trabajo se realizaron visitas diarias a los frentes de excavación del Portal Entrada del Túnel de Amagá (ver figura 15) en donde se obtuvo información de la orientación de 1967 datos de planos de falla y 2011 datos de planos de diaclasas. Además, se realizaron alrededor de 40 estaciones de campo en los alrededores del proyecto en donde se recolectaron 163 datos de indicadores cinemáticos correspondientes principalmente a estrías de falla (Slickensides) y fibras minerales. La totalidad de los datos estructurales en este trabajo fueron tomados sobre rocas ígneas pertenecientes a la Diorita de Pueblito.

6.1. Indicadores cinemáticos

La información recolectada de los indicadores cinemáticos fue organizada en tablas de Excel para tener un mayor orden en los datos y posteriormente ser procesada en los softwares Stereo 32 y Win Tensor con el fin de realizar diedros de paleotensores de esfuerzo, valores de R' , diagramas de densidades, diagramas de rosas, diagramas de Frohlich y diagramas de círculos mayores.

Los datos que presentaron indicadores cinemáticos fueron divididos en tres grupos definidos de la siguiente manera: Interior del Túnel, Quebrada Cascajosa y Vía Industrial, la separación de estos grupos de datos se realizó teniendo en cuenta factores como su ubicación geográfica y la similitud de la orientación en los datos. La siguiente figura muestra la ubicación de las estaciones de campo en donde se recolectaron datos de los grupos definidos como vía industrial y quebrada cascajosa.

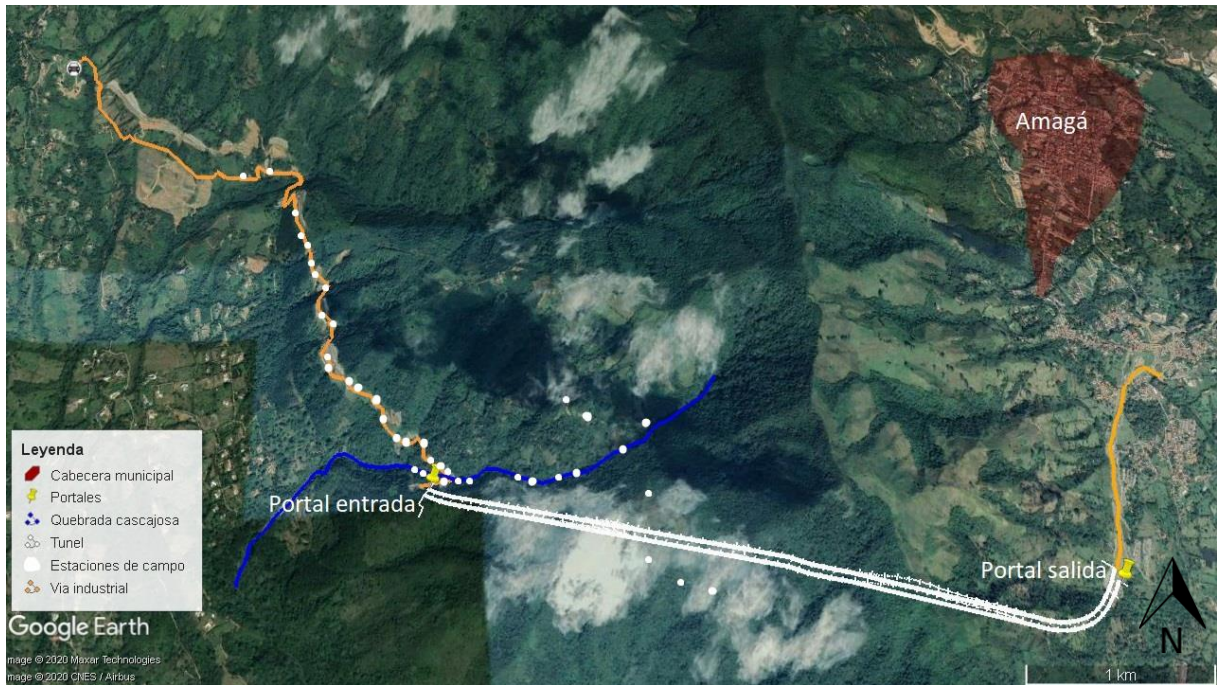
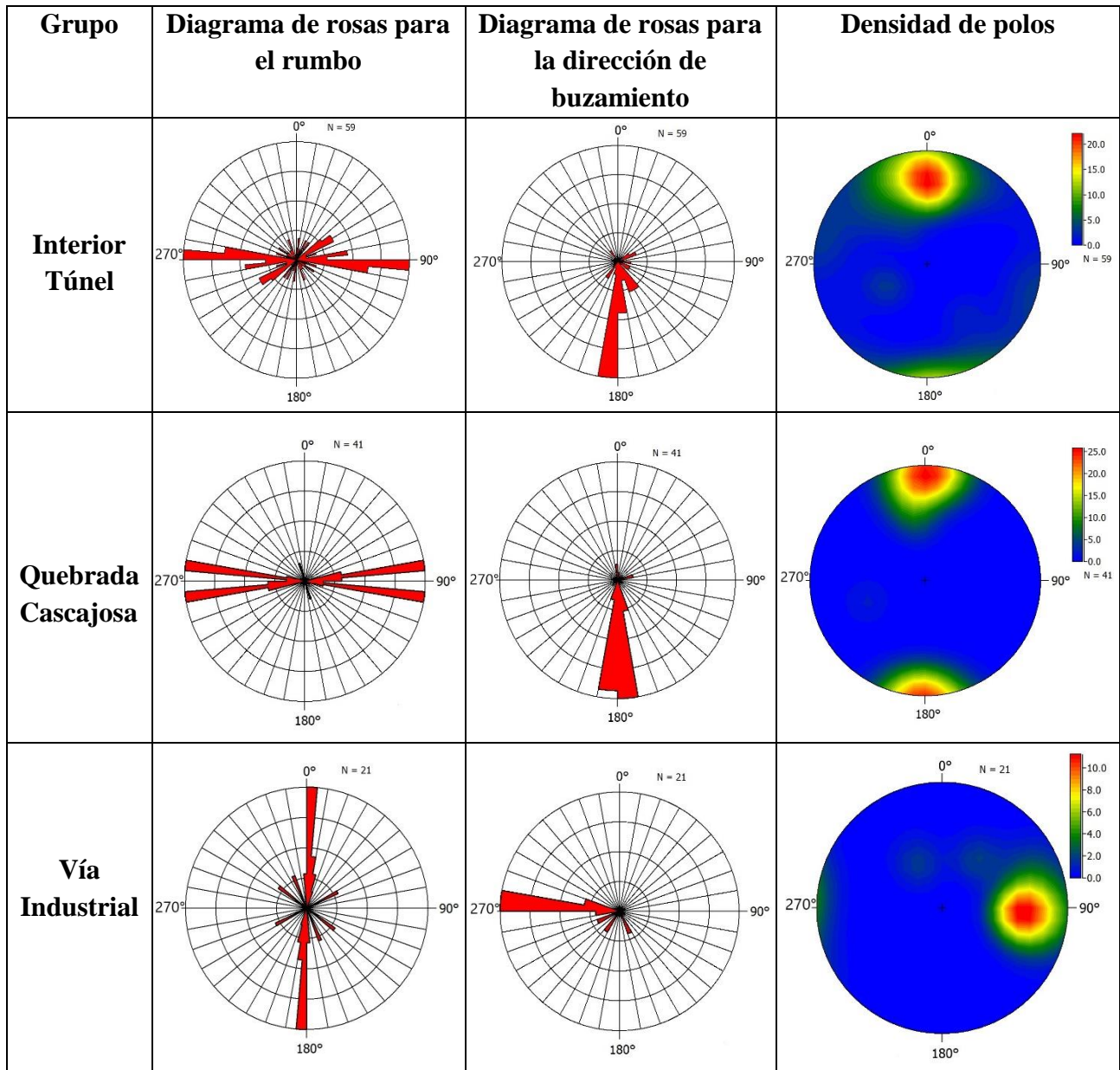


Figura 14. Mapa de las estaciones de campo en donde fueron recolectados los datos en los grupos quebrada cascajosa y vía industrial.

Con el fin de realizar una correcta interpretación de los planos de falla que presentaban indicadores cinemáticos, se realizó una división entre estos dos tipos de datos, permitiendo así, realizar un análisis de los planos de falla presentes en cada uno de los grupos anteriormente definidos, este análisis se realizó a través de la elaboración diagramas de rosas y de densidad de polos, los resultados se muestran en la siguiente tabla.

Tabla 1. Diagrama de rosas y de densidad de polos para cada uno de los grupos definidos en la zona de estudio.



A continuación, se describen las estructuras e indicadores cinemáticos encontrados en cada uno de los grupos definidos anteriormente.

6.1.1. Interior del túnel

Los datos descritos en este grupo solo corresponden a las estructuras de falla que presentaron indicadores cinemáticos dentro del túnel, los datos de planos de falla sin estrías y familias de diaclasas recolectados en el interior del túnel son descritos en el numeral 6.2.

Las estructuras encontradas en este grupo corresponden principalmente a planos de falla con indicadores cinemáticos como estrías de falla, fibras minerales y escalones (Figura 15). Los planos de falla presentan una dirección preferencial W-E con buzamiento de alto ángulo en dirección S-SW, además, se presentan algunos planos de falla orientados en menor medida NE-SW con buzamiento de bajo ángulo en dirección SE (Tabla 1).

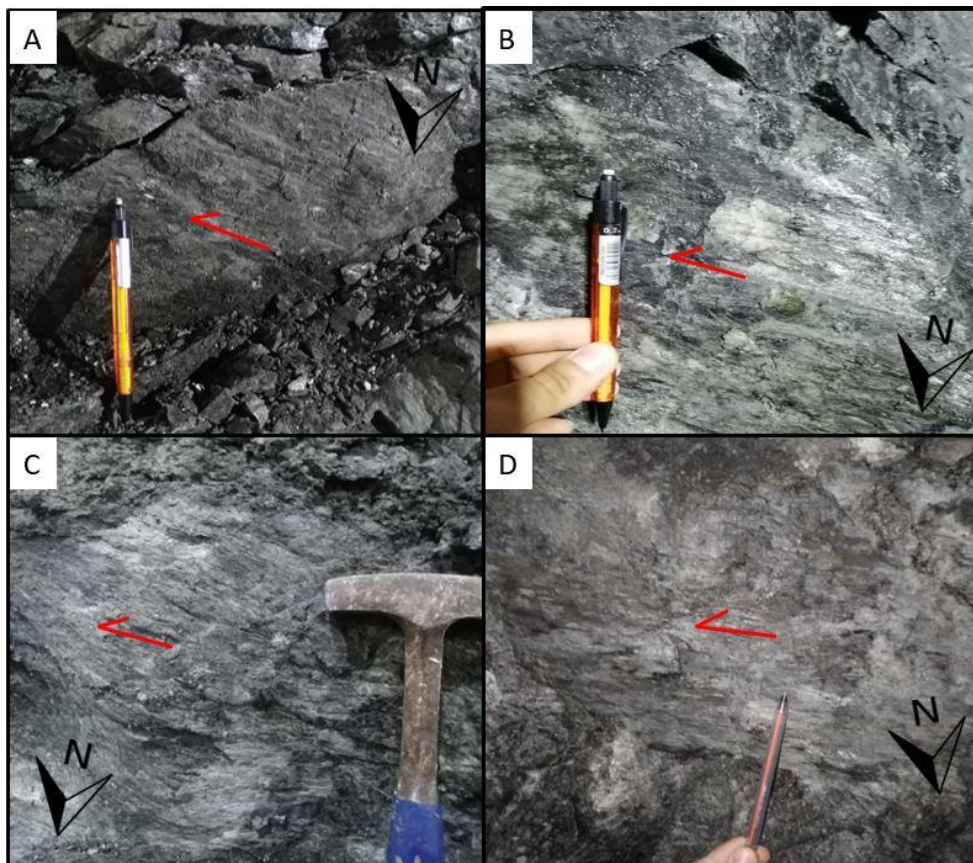


Figura 15. Planos de falla encontrados en el sector definido como “Interior del túnel”. A), B) y C) Planos de falla que presentan estrías y escalones que evidencian una cinemática normal dextral. B) Plano de falla mineralizado con cinemática normal dextral.

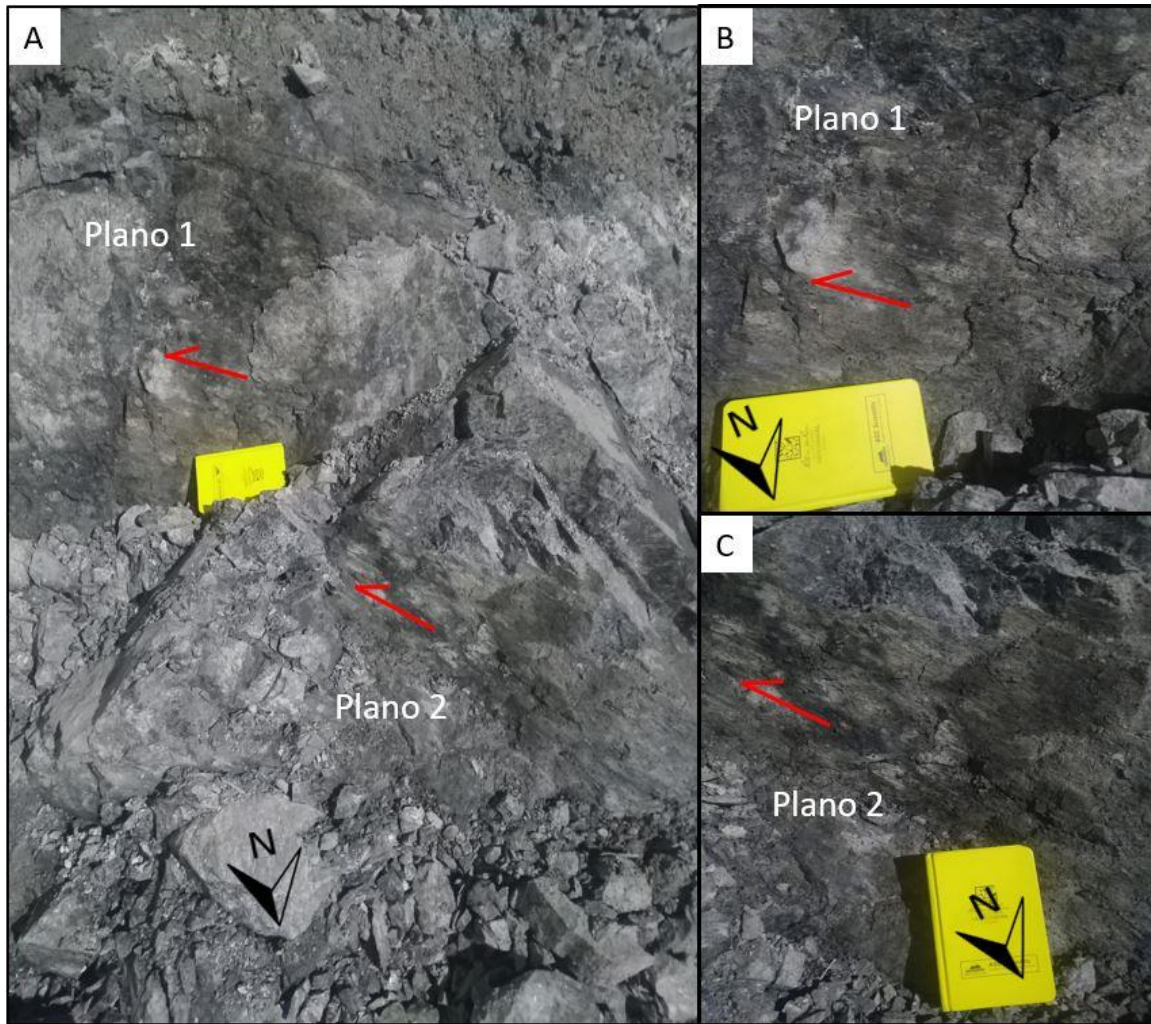


Figura 16. Planos de falla encontrados en el sector definido como “Interior del túnel”. A) Planos de falla con estrías y escalones en donde se puede apreciar que el bloque faltante en los dos planos se desplazó como uno solo definiendo una cinemática normal dextral en ambos planos.

La cinemática encontrada para este grupo se caracteriza por fallas dextrales con una componente normal como se evidencia en el diagrama de Frohlich (Tabla 2). El diedro calculado en este sector, indica una orientación compresiva NW-SE del tensor de esfuerzos, con los ejes σ_1 y σ_3 proyectados en la horizontal y el eje σ_2 ubicado en la vertical. El diagrama de densidad de diedros presenta un buen ajuste para las zonas compresivas (azul) y distensivas (rojo) en este grupo, generando un alto grado de confiabilidad en los datos (Tabla 2).

Los valores del índice de esfuerzos R y R' presentan valores de 0,38 y 1,43 respectivamente, evidenciando que el lugar de análisis se encuentra sometido a un régimen de esfuerzos totalmente lateral (Tabla 2).

6.1.2. Quebrada Cascajosa

Los datos pertenecientes a este grupo fueron recolectados en la quebrada cascajosa la cual se encuentra en las inmediaciones del portal entrada del Túnel de Amagá. Las estructuras presentes en este sector corresponden principalmente a planos de falla con indicadores cinemáticos como estrías y escalones (Figura 17). Los planos de falla encontrados en este sector presentan dos tendencias preferenciales, el primer conjunto de datos posee una orientación NE-SE y el segundo una tendencia NE-SW. En general, todos los planos presentan buzamientos de alto ángulo con direcciones S-SW y S-SE (Tabla 1).



Figura 17. Planos de falla encontrados en el sector definido como “quebrada cascajosa” los cuales presentan estrías y escalones que evidencian una cinemática normal dextral.

La cinemática en este sector está caracterizada por fallas dextrales con un componente normal lo cual se ve representado en el diagrama de Frohlich (Tabla 2). El diedro calculado en este sector, indica una orientación compresiva NW-SE del tensor de esfuerzos, con los ejes σ_1 y σ_3 proyectados en la horizontal y el eje σ_2 ubicado en la vertical. El diagrama de densidad de diedros presenta un buen ajuste para las zonas compresivas y distensivas en este grupo generando un alto grado de confiabilidad en los datos (Tabla 2).

Los valores del índice de esfuerzos R y R' presentan valores de 0,49 y 1,50 respectivamente, de acuerdo con estos valores, el sector está inmerso en un régimen de esfuerzos totalmente lateral (Tabla 2).

6.1.3. Vía Industrial

El conjunto de datos en este grupo fue recolectado a lo largo de la vía industrial de acceso para el portal entrada del Túnel de Amagá. Las estructuras encontradas en este sector corresponden principalmente a planos de falla con indicadores cinemáticos como mineralizaciones de cuarzo, escalones y estrías (Figura 18). Los planos de falla observadas en este sector presentan una tendencia principal NNE-SSW con buzamientos de alto ángulo en dirección W-NW (Tabla 1).

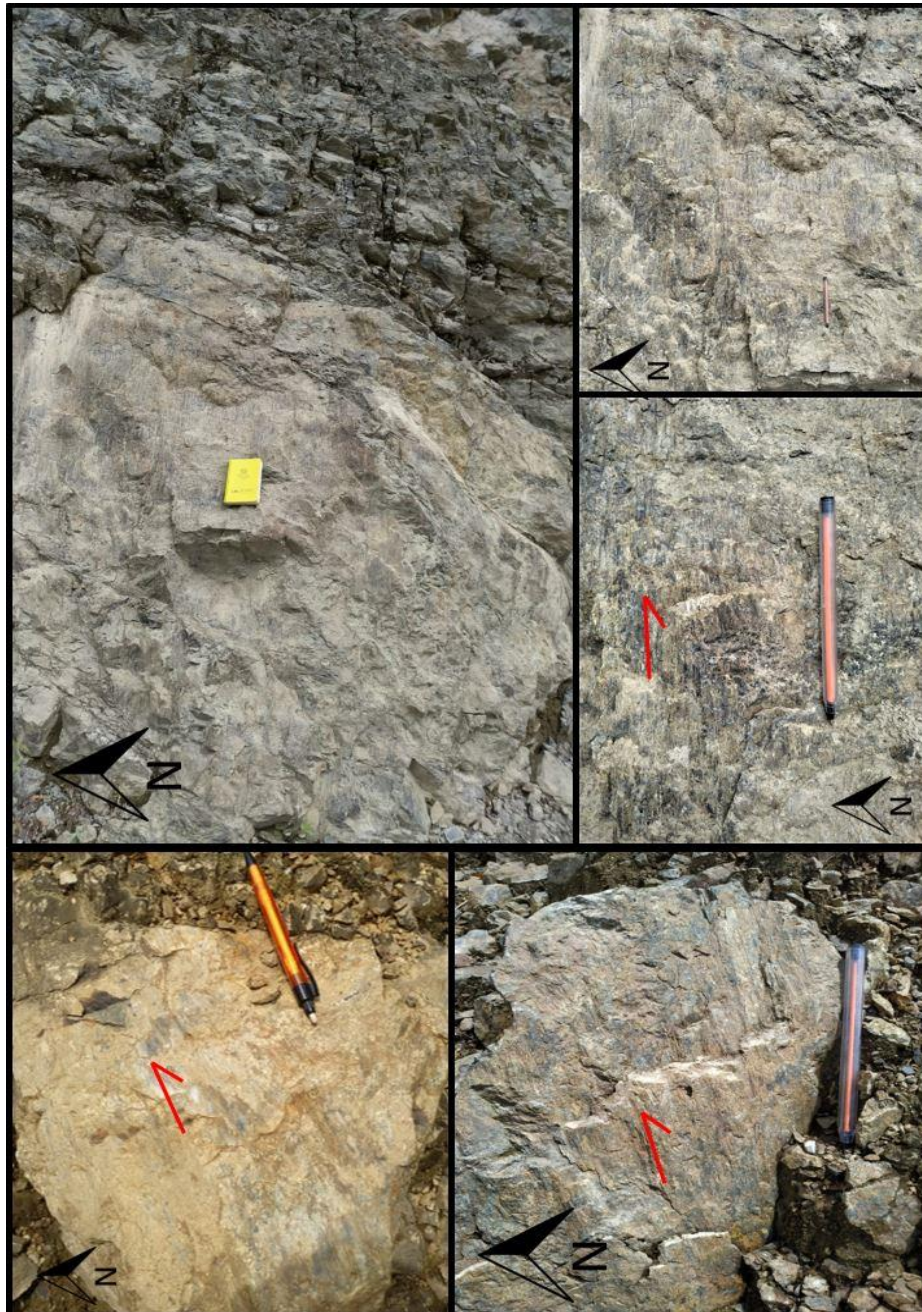


Figura 18. Planos de falla encontrados en el sector definido como “Vía Industrial”. Los cuales presentan estrías y mineralizaciones de cuarzo con cinemática inversa.

La cinemática del lugar se caracteriza por fallas inversas como se puede evidenciar en el diagrama de Frohlich (Tabla 2). El diedro calculado en este sector, indica una orientación compresiva NE-SW del tensor de esfuerzos, con los ejes σ_1 y σ_2 proyectados en la horizontal y el eje σ_3 ubicado en la vertical. El diagrama de densidad de diedros presenta un buen ajuste para las zonas compresivas y distensivas en este grupo, generando un alto grado de confiabilidad en los datos (Tabla 2).

Los valores del índice de esfuerzos R y R' presentan valores de 0,19 y 2,41 respectivamente, de acuerdo con estos valores, el sector está inmerso en un régimen de esfuerzos totalmente compresivo (Tabla 2).

Tabla 2. Diagrama de diedros rectos, diagramas de densidad, diagrama de Frohlich y valores del índice R y R' resultantes de los análisis de estrías de falla para cada sitio. Compresión \rightarrow , Extensión \rightarrow , SS: fallamiento de rumbo, TF: fallamiento inverso, NF: fallamiento normal.

Grupo	Diedro recto	Densidad	Diagrama de Frohlich	R	R'
Interior Túnel				0,38	1,43
Quebrada Cascajosa				0,49	1,50
Vía Industrial				0,19	2,41

6.2. Datos estructurales de los frentes de excavación

Los datos estructurales de los frentes de excavación del portal entrada del Túnel de Amagá fueron recopilados en bases de datos y analizados mediante la elaboración de diagramas de rosas y de densidad en el software Stereo 32. Las familias de diaclasas presentes en el túnel presentan dos tendencias preferenciales, la primera en sentido NE-SW y la segunda en sentido NW-SE. La dirección de buzamiento de las diaclasas presenta una alta dispersión, pero es posible identificar dos direcciones preferenciales, una al NW y otra al SE, ambas correspondientes a las diaclasas con rumbo en dirección NE-SW. En general las diaclasas presentan ángulos muy cercanos a la vertical (Tabla 3).

Los planos de falla recopilados en los frentes de excavación presentan dos direcciones preferenciales, la primera en sentido NE-SW y la segunda con una dirección W-E con una ligera preferencia al NW-SE. El buzamiento de las fallas del primer grupo presenta una dirección al SW con ángulos cercanos a la horizontal. Las fallas del segundo grupo presentan buzamientos en dirección S-SW con ángulos cercanos a la vertical (Tabla 3).

Tabla 3. Diagrama de rosas y de densidad de polos para las diaclasas y fallas recopiladas en los frentes de excavación.

Nombre	Diagrama de rosas para el rumbo	Diagrama de rosas para la dirección de buzamiento	Densidad de polos
Diaclasas frentes de excavación			
Fallas frentes de excavación			

7. Discusión

Los tensores de esfuerzos obtenidos para los grupos delimitados en la zona de estudio presentan dos resultados diferentes. Los grupos denominados Interior túnel y Quebrada Cascajosa presentan una distribución de fallas con tendencias dominantes en sentido W-E y NW-SE con buzamientos cercanos a la vertical y en dirección S-SW (Tabla 1), para estas estructuras se presentaron estrías casi paralelas al rumbo de los planos, lo cual sugiere un movimiento de rumbo a lo largo de estos planos (Figura 15, 16 y 17). Los tensores de esfuerzo calculados a partir de la inversión de estrías encontradas sobre estos planos presentan direcciones del esfuerzo principal (σ_1) en sentido NW-SE. La distribución de ejes para estos tensores muestra esfuerzos σ_1 y σ_3 proyectados sobre la horizontal y un esfuerzo σ_2 proyectado en la vertical (Tabla 2). Esta distribución define, según Anderson (1951), una zona de cizalla, donde domina el desarrollo de fallas de rumbo, lo cual concuerda con el diagrama de Frohlich generado en estas zonas (Tabla 2) y con las cinemática lateral-derecha, encontrada para la mayoría de las fallas en estos grupos.

Para el grupo denominado Vía Industrial se encontró una distribución de fallas con una tendencia dominante NNE-SSW con buzamientos cercanos a la vertical y en dirección W-NW (Tabla 1), para estas estructuras se presentaron estrías casi paralelas al buzamiento de los planos con escalones y mineralizaciones que indicaban un movimiento inverso a lo largo de estos planos (Figura 18). Los tensores de esfuerzo obtenidos para estos planos presentan direcciones del esfuerzo de compresión principal σ_1 en sentido NE-SW. La distribución de ejes para estos tensores muestra esfuerzos σ_1 y σ_2 proyectados sobre la horizontal y un esfuerzo σ_3 proyectado en la vertical (Tabla 2), definiendo una zona de cizalla donde predominan las fallas inversas.

De igual manera que en el presente trabajo, Peláez (2016), Mariño (2017) y Gómez (2018) realizan una reconstrucción de paleo tensores de esfuerzo en áreas aledañas a la zona de estudio, en donde encuentran que los esfuerzos compresivos están orientados en dirección NE-SW asemejándose a la dirección del tensor de esfuerzos hallado en el grupo Vía industrial, con la diferencia de que la distribución de los ejes de esfuerzos para estos autores presentan un esfuerzo σ_1 y σ_3 proyectados sobre la horizontal y un esfuerzo σ_2 proyectado en la vertical, siendo una distribución característica de fallas de rumbo en un régimen transcurrete, mientras que el régimen totalmente compresivo hallado en el grupo Vía Industrial se debe a la disposición de las fallas, las cuales presentan una dirección completamente perpendicular a los ejes de esfuerzos (Tabla 2). En el presente trabajo interpretamos que la diferencia de la disposición de las estructuras respecto a la dirección de los esfuerzos planteados por los autores anteriormente mencionados y las del grupo Vía

Industrial se debe al movimiento relativo de bloques que rotan de manera horaria dentro de una zona de cizalla lateral-derecha (Ron et al., 1993).

Cortés et al. (2005), plantean que, para finales del Mioceno, los sistemas de fallas orientados aproximadamente N-S, presentaban movimiento lateral izquierdo, producto del esfuerzo NW-SE generado por la colisión del bloque Panamá-Chocó con el borde NW de los Andes colombianos. Sin embargo, otros autores sugieren que la colisión del Bloque Panamá Chocó con la Placa Suramericana habría ocurrido antes del Mioceno medio (~12Ma) y por lo tanto este esfuerzo habría actuado desde este tiempo (Montes, et al., 2015; Montes et al., 2012; León et al., 2017). Otros autores como Farris et al., (2011) plantean que este evento ocurrió en el límite Oligoceno-Mioceno (23 – 25 Ma). La dirección del tensor de esfuerzos planteado por Cortés et al. (2005) se asemeja a la dirección encontrada para los grupos Interior Túnel y Quebrada Cascajosa.

Planteado lo anterior, se da la posibilidad de que la dirección de esfuerzos compresivos en sentido NW-SE encontrada para los grupos Interior Túnel y Quebrada Cascajosa corresponda al régimen de esfuerzos antiguo que actuaba sobre el margen noroccidental de Suramérica, al cual Peláez (2016) le asigna una edad entre los ~10 – 6 Ma y que la dirección de los esfuerzos compresivos en sentido NE-SW corresponde al nuevo régimen de esfuerzos que actúa sobre la zona de estudio. El cambio de dirección en el régimen de esfuerzos se habría dado debido a que el estado de esfuerzos que se registra actualmente en el área de estudio es dominado por la interacción entre las placas Nazca, Caribe y Suramérica (Taboada et al., 2000; Cortes et al., 2005). Estos esfuerzos resultan en un régimen compresivo con dirección W - E relacionado al movimiento de la placa Nazca y un esfuerzo principal (σ_1) en sentido NE - SW a lo largo del arco de Panamá asociado al contacto entre el bloque de Panamá y la placa Nazca (Cortes et al., 2005).

Los datos estructurales de los planos de falla recopilados en los frentes de excavación presentan dos direcciones preferenciales, la primera en sentido NE-SW asemejándose a la dirección de los planos de falla que presentaban estrías en el grupo definido como Vía industrial y la segunda con una dirección W-E con una ligera preferencia al NW-SE con ángulos de buzamiento cercanos a la horizontal, asemejándose a la dirección de planos de falla de los grupos Interior Túnel y Quebrada Cascajosa, esta dirección y ángulo de buzamiento es especialmente crítica ya que va de manera paralela a subparalela al eje del túnel el cual va en dirección WNW-ESE, teniendo así, estructuras con la disposición más desfavorable para la estabilidad en labores de excavación subterránea.

Al conocer las direcciones preferenciales de las fallas que se tienen en la zona de estudio y el régimen de esfuerzos actual al que éstas estructuras están sometidas es posible conocer las fallas que tienen una tendencia a continuar moviéndose o reactivarse. Con el fin de conocer que estructuras podían presentar esta tendencia se modificó la dirección de los ejes de esfuerzos encontrados en la zona y se dispuso de la misma manera que los autores Peláez (2016), Mariño (2017) y Gómez (2018), teniendo así una dirección de los esfuerzos compresivos en sentido NE-SW semejante a la encontrada en el grupo Vía Industrial y que para este trabajo se interpreta como el régimen de esfuerzos actual en la zona de estudio.

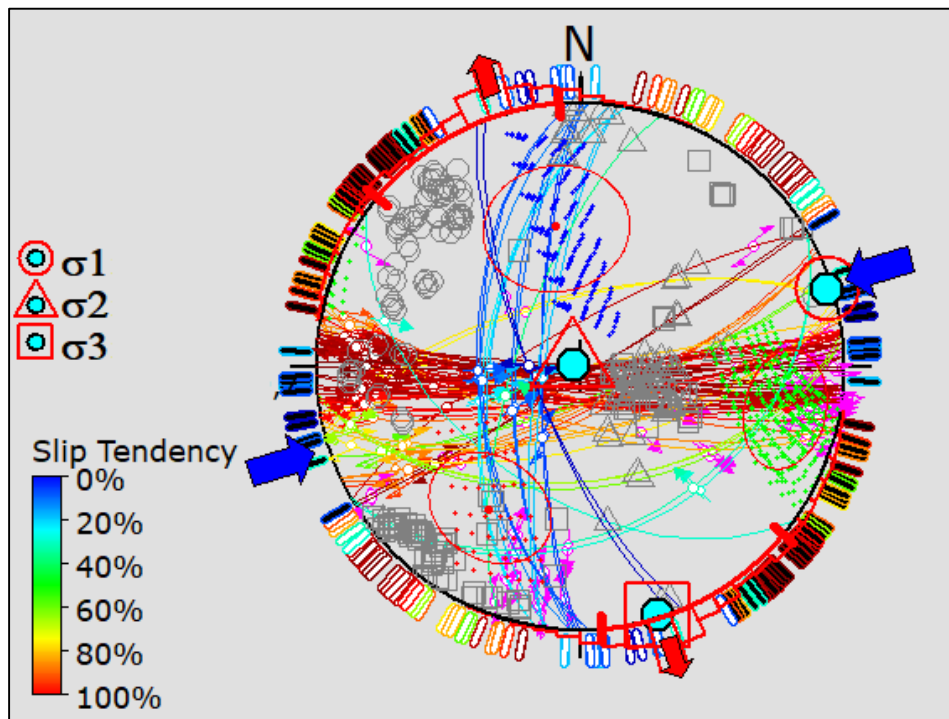


Figura 19. Diagrama esquemático con dirección de régimen de esfuerzos actuales planteado para la zona de estudio y la distribución de las fallas encontradas en la zona.

En la figura 19 se dispuso la distribución de ejes de esfuerzos obtenida por Peláez (2016), Mariño (2017) y Gómez (2018), dando como resultado un esfuerzo compresivo en dirección NE-SW similar al obtenido en el grupo Vía Industrial y el cual se interpreta como el régimen de esfuerzos que se tiene actualmente en la zona, además, se graficaron las fallas encontradas en cada uno de los grupos con el fin de determinar la tendencia al movimiento que podían tener con este régimen de esfuerzos. El resultado muestra en rojo y amarillo una tendencia al movimiento cercana al 100% para las fallas de los grupos Interior Túnel y Quebrada Cascajosa y una tendencia cercana al 0% para las fallas del grupo Vía Industrial. Este

resultado es de especial interés debido a que las fallas pertenecientes a los grupos Interior Túnel y Quebrada Cascajosa presentan una dirección W-E y NW-SE asemejándose a una de las tendencias de las fallas recopiladas en los frentes de excavación la cual presenta una dirección W-E. Como se mencionó anteriormente esta disposición de las fallas es especialmente desfavorable para las labores de excavación en el túnel ya que van en dirección paralela a subparalelas al eje del túnel.

8. Conclusiones

El análisis cinemático y la inversión de estrías por medio del método diedros rectos permite realizar un análisis de paleo tensores de esfuerzo que indica que el proyecto Túnel de Amagá y sus alrededores están afectados por un tensor de esfuerzos principal con orientación NE-SW. Este tensor es especialmente crítico para las labores de excavación subterránea que se tienen en el túnel de Amagá ya que genera una alta tendencia al movimiento en las fallas con dirección W-E y NW-SE las cuales presentan, además, una disposición especialmente desfavorable debido a que tienen una dirección paralela a subparalela al eje del túnel.

Con los resultados obtenidos en este trabajo es posible conocer cuáles son los sistemas de fallas más críticos para las labores de excavación en los túneles y con una mayor tendencia a moverse o reactivarse. De esta manera es posible realizar un monitoreo constante de los tramos excavados que presenten estas estructuras y proveer posibles contratiempos en el proceso constructivo.

El tensor de esfuerzos con una dirección NW-SE se interpreta basado en los datos obtenidos en este trabajo y en los resultados obtenidos por distintos autores como el régimen de esfuerzos antiguo que actuaba sobre el margen noroccidental de Suramérica.

9. Bibliografía

- Álvarez, E. González, H. 1978. Geología y Geoquímica del Cuadrángulo I-7 (Urrao). Informe 1761. Ingeominas, Medellín. 347 pp.
- Allmendinger, R. W., Gephart, J. W., & Marrett, R. A. 1989. Notes on fault slip analysis. Geol. Soc. Am. Short Course, 66.
- Angelier, J. T. Mechler, P. 1977. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisables en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits. Bulletin de la Société géologique de France, 7(6), 1309-1318.
- Angelier, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. Continental deformation, 53-100.
- Barrero, D., 1979. Geology of the central Western Cordillera, West of Buga & Roldanillo, Colombia. Publicaciones Geológicas Especiales de INGEOMINAS, 4, 75 p.
- Borrero, C. A., & Ruiz, E. C. 2009. "Localización de pozos tipo Slim Hole en la Cuenca Cauca - Patía y en el sector central del área Sinú - Uraba. Informe final 97 contrato 113 de abril de 2008, Universidad de Caldas - Agencia Nacional de Hidrocarburos ANH".
- Botero, G. 1963. Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. Annals of the Mine Faculty, National University of Colombia, 57, 1-101.
- Bott, M. H. P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. Geological Magazine, 96(2), 109-117.
- Buitrago, J., Monsalve, G., Morales, J., 2001. Codificación Sismológica de un Segmento de la falla Cauca – Almaguer y sus Aplicaciones en el Departamento de Antioquia. Tesis de pregrado. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. pp. 1-146.
- Bustamante, A., Cardona, A., y Durán, C. T. 1999. Estratigrafía y Petrogénesis de las Sedimentitas Paleozóicas en el Flanco Occidental de la Cordillera Central, Departamento de Antioquia. Trabajo de grado Universidad Eafit, Medellín, 1-102.
- Calle, B., González, H. 1980. Geología y Geoquímica de la plancha 166. Jericó. Informe No. 1882. Bogotá. Ingeominas, 222 pp.
- Casa, A. M., Gil, I. y Simón, J. 1990. Los Métodos de Análisis de Paleoesfuerzos a partir de Poblaciones de Fallas: Sistemática y Técnicas de Aplicación. Estudios geológicos, 46: 385-398.
- Cediel, F., Shaw, R., Cáceres, C., 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean block. In: Bartolini, C., Buffler, R., Blickwede, J. (Eds.), The Circum-Gulf of Mexico and the

- Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics, 79. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 815–848.
- Chica, A. 1984. Elementos para análisis de estructuras geológicas. Medellín. Universidad Nacional de Colombia.
- Cortés, M., Angelier, J. 2005. Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*. Vol.403, pp. 29 – 58.
- Cortés, M., Angelier, J., Colleta, B. 2005. Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the south Caribbean region. *Tectonics*. Vol. 24. pp. 1- 27.
- Davis y Reynolds, 1996. Structural geology of rocks and regions. Canada: Wiley. 493 – 534 pp.
- Davis, G. H., Reynolds, S. J., & Kluth, C. F. 2011. Structural geology of rocks and regions. John Wiley & Sons.
- Durney, D. W., and Ramsay, J. G. 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths, in De Jong, K. A., and Scholten, R. (eds.), Gravity and tectonics: John Wiley & Sons, New York, p. 67_96.
- Etayo-Serna, & 24 autores más. 1983. Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia, Publicación Geológica Especial, INGEOMINAS, 235 p.
- Feininger, T., Barrero, D. 1972. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (subzona IIB). *Boletín geológico*, Volumen XX, No. 2.
- Fossen, H., 2010. Structural Geology. United Kingdom. University press, Cambridge. 190-288 pp.
- García, D.A. 2011. Caracterización de la deformación y metamorfismo de los esquistos de Sabaletas, parte norte de la cordillera central de Colombia. Trabajo de Maestría. Universidad Nacional, Medellín.
- Giraldo, M.I. 2010. Esquema geodinámico de la parte noroccidental de la Cordillera Central de Colombia. Facultad de Minas. Medellín, Universidad Nacional de Colombia. Maestría en Ingeniería, Materiales y Procesos: 146p.3.
- Guiraud, M., Laborde, O., y Philip, H. (1989). Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensors using microfault analysis. *Tectonophysics*, 170(3-4), 289-316.

- Gómez, J., Nivia, A., Montes, N. E. R., Tejada, M. L. A., Jiménez, D. M. M., Sepúlveda, M. J. O., ... & Mora, M. P. 2007. Mapa Geológico de Colombia escala 1: 1.000. 000. Instituto Colombiano de Geología y Minería.
- González, H. 1976. Geología del Cuadrángulo J-8, Sonsón. Informe 1704. Ingeominas. Bogotá, 174 pp.
- González, H. 1980. Geología de las Planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salimina) del mapa Geológico de Colombia. Boletín Geológico Ingeominas. Volumen 23 (1). P. 1-174. Bogotá.
- González, H. 2001. Mapa Geológico del Departamento de Antioquia. Escala: 1:400.000. Memoria explicativa. Ingeominas, Medellín. 240 pp.
- Grosse, E. 1926. El Terciario Carbonífero de Antioquia. D. Reimer-E. Vohsen, Berlin. 361 pp.
- Hall, R.; Álvarez, J.; Rico, II. 1972. Geología de los departamentos de Antioquia y Caldas (Sub-zona IIA) Bol. Geol. INGEOMINAS. Bogotá. 20 (1): 85 p.
- Ingeominas, 2009. Geología de la Plancha 146 – Medellín Occidental, escala 1:100.000 (Versión digital).
- Lillo, J., & Oyarzun, R. 2013. Geología Estructural Aplicada a la Minería y Exploración minera. Principios básicos. Ediciones GEMM-Aula2punto.net.
- López, A., Ramírez, D. 2006. Registro del vulcanismo Neógeno en el suroccidente Antioqueño y sus implicaciones tectónicas. Proyecto de Grado. Universidad EAFIT. 13 109, pp.
- Maya, M. 1992. Catálogo de dataciones isotrópicas en Colombia. Boletín Geológico Ingeominas. Volumen 32 (1-3). P. 127-188. Santafé de Bogotá.
- Maya, M. y González, H. 1995. Unidades Litodémicas de la Cordillera Central de Colombia. Boletín Geológico de INGEOMINAS. Bogotá. Vol. 35. No. 2-3. pp. 43 - 57.
- Mejía, M. 1984. Geoquímica de la plancha 130 “Santa Fe de Antioquia” y 146 “Medellín Occidental”. Informe INGEOMINAS, Medellín, 376pp.
- Mejía, M., Salinas, R. 1976. Geología y Petrología de Carbones en la Cuenca Amagá. Facultad de Minas Medellín. (Tesis de grado, Inédita), 79 p.
- Millward, D., Marriner, G. & Saunders A. D., 1984. Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the Western Cordillera of Colombia. Journal of the Geological Society, London, 141, 847-860.

- Nelson, W. H. 1962. Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia sección entre Ibagué y Armenia. *Boletín Geológico*, Servicio Geológico Nacional, 10(13), 161-202.
- Nivia, A. 2001. "Mapa Geológico del Departamento del Valle. Memoria explicativa". Cali, Ingeominas: 148.
- Núñez, A., 1990. Análisis de la nomenclatura estratigráfica del Complejo Arquía y unidades correlacionables (Cordillera Central y Valle del río Cauca, Colombia). Informe inédito. INGEOMINAS, Ibagué.
- Oyarzun, R. y Doblas, M. 2007. Fallas y Zonas de Cizalla: Aspectos generales. Ediciones GEMM-Aula2punto.net.
- París, G., Romero, J.A. 1993. Fallas Activas en Colombia. En: *Boletín Geológico*. Vol 34, No 2-3. Bogotá, 53p. ISSN – 0120 – 1425.
- Passchier, C. W. Trouw, R. A. 2005. *Microtectonics* (Vol. 1). Springer Science & Business Media.
- Pegoraro, O. 1972. Application de la microtectonique a une étude de néotectonique: le Golfe Maliaque (Grece centrale) (Doctoral dissertation).
- Peláez, E. 2016. Obtención de paleoesfuerzos del Sistema de Fallas Cauca-Romeral en el sector norte de la Cuenca Amagá, entre las localidades de Titiribí y Quebrada Sinifaná (Bachelor's thesis, Universidad EAFIT).
- Pérez, A. L. 2005. Formación Combia: Litofacies y aproximación a su edad con base en estudios palinológicos, suroeste antioqueño. Proyecto de grado. Medellín. Universidad EAFIT.
- Petit, J. P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6), 597-608.
- Restrepo, J.J. 1986. Metamorfismo en el sector norte de la Cordillera Central de Colombia. Universidad Nacional, Medellín, 276p.
- Restrepo, J. J., Toussaint, J. F., González, H., Cordani, U., Kawashita, K., Linares, E., & Parica, C. 1991. Precisiones geocronológicas sobre el occidente colombiano. In *Simposio sobre magmatismo andino y su marco tectónico. Memorias* (Vol. 1, pp. 1-22).
- Rico, H. 1965. Estudios geológicos en Santa Rosa de Osos y municipios vecinos (Doctoral dissertation, Tesis de grado, Univ. Nacional, Fac. Minas, Medellín).
- Rodríguez, J.V. 2010. Fábrica y emplazamiento de la Diorita de Pueblito, NW Cordillera Central de Colombia: análisis de fábrica magnética y mineral. Trabajo de grado de Maestría. Universidad Nacional, Medellín, 17-56 pp.

- Rodríguez, G. Arango, M. I. 2013. Reinterpretación geoquímica y radiométrica de las metabasitas del Complejo Arquía. *Boletín de Geología*, 35(2).
- Ron, H., Nur, A., y Aydin, A. (1993). Stress field rotation or block rotation: an example from the Lake Mead fault system. *Annali Di Geofisica*, Vol XXXVI, N 2,65-73.
- Rosenau, M. R. 2004. Tectonics of the Southern Andean intra-arc zone (38-42 S) (Doctoral dissertation, Freie Universität Berlin).
- Sainz, A. C., Peña, I. G., y Gómez, J. S. 1990. Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios geológicos*, 46(5-6), 385-398.
- Sierra, G. M. MacDonald, W. D. 2001. Correlation of Early Tertiary Terrestrial Deposits of the Amagá Basin, Cauca Depression, Colombian Andes. In AGU Spring Meeting Abstracts.
- Sierra, G., Marín, M.I. 2011. Amagá, Cauca and Patia Basins: Petroleum Geology of Colombia, ANH-Universidad EAFIT. Vol. 2, pp. 47-53.
- Sibson, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*. 133: 191-213.
- Silva, J.C, Sierra, G., Correa, L., 2008. Tectonic and climate driven fluctuations in the stratigraphic base level of a Cenozoic continental coal basin, northwestern Andes. *Journal of South American Geology*. 365 p.
- Silva, J.C, Sierra, G., Correa, L., 2008. Tectonic and climate driven fluctuations in the stratigraphic base level of a Cenozoic continental coal basin, northwestern Andes. *Journal of South American Geology*. 365 p.
- Strieder, A. J. and Nilson, A. A. 1992. Melange Ofiolítica nos Metassedimentos Araxá de Abadiania (GO) e Implicacoes tectonicas Regionais. *Rev. Bras. Geoc*, Vol. 22, No 2, pp. 204-215.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Rivera, C. 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), 787-813.
- Toro, G., Restrepo, J. J., Poupeau, G., Saenz, E., & Azdimousa, A. 1999. Datación por trazas de fisión de circones rosados asociados a la secuencia volcano-sedimentaria de Irra (Caldas). *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 13, 28-34.
- Tolson, G. 1996. Un catálogo de indicadores cinemáticos en rocas cizalladas. *Revista Geos* Vol.16, No.1, 1-9 pp.

Toussaint, J.F., y Restrepo, J.J. 1974. Obducción Cretácea en el Occidente colombiano. Anuales de la Facultad de Minas. No 58. Medellín.

Toussaint, J. F. 1978. Grandes rasgos geológicos de la parte septentrional del Occidente Colombiano. Boletín de Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 3, 231.

Van Der Hammen, T., 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano y Tectogénesis de los Andes Colombianos. Boletín Geológico Ingeominas. Volumen 6 (1-3). P. 67-128. Bogotá.

Vicente, G., Muñoz, A., Giner, L.G. 1992. El uso del método de los diedros rectos: implicaciones a partir del modelo de deslizamiento del análisis poblacional de fallas. Revista Sociedad Geológica de España, 5: 000_000.

Vinasco, C. J. 2004. Evolução Crustal e História Tectônica dos Granitóides Permo Triássicos dos Andes do Norte. Tese de Doutorado, Universidade de Sao Paulo. São Paulo, 120 p., 13 Planchas.