



Simposio
Servicio Geológico Colombiano
100 años
de producción científica
al servicio de los colombianos

Excursión de campo *Historia geológica de los Andes colombianos en los alrededores de Ibagué*

SERVICIO
GEOLOGICO
COLOMBIANO



Conocimiento
científico
100 años
1916 - 2016



TODOS POR UN
NUEVO PAÍS
POR EL TIEMPO EDUCATIVO



Servicio Geológico Colombiano Consejo Directivo

Germán ARCE ZAPATA
Ministro de Minas y Energía

**Elsa Margarita NOGUERA DE LA
ESPRIELLA**
Ministra de Vivienda, Ciudad y Territorio

Yaneth GIHA TOVAR
Directora General
Departamento Administrativo de Ciencia,
Tecnología e Innovación
(Colciencias)

Orlando VELANDIA SEPULVEDA
Presidente Agencia Nacional de Hidrocarburos
(ANH)

Silvana HABIB DAZA
Presidenta
Agencia Nacional de Minería (ANM)

Carlos Iván MÁRQUEZ PÉREZ
Director General
Unidad Nacional para la Gestión del Riesgo
de Desastres (UNGRD)

**Vicealmirante Pablo Emilio ROMERO
ROJAS**
Director General
Dirección General Marítima (Dimar)
Representante del Presidente de la República

Directivos

Oscar PAREDES ZAPATA
Director General

Juan Carlos MALAGÓN BASTO
Secretario General

Alberto OCHOA YARZA
Director de Geociencias Básicas

Gloria PRIETO RINCÓN
Directora de Recursos Minerales

Marta Lucía CALVACHE VELASCO
Directora de Geoamenazas

Jackson Fernando MOSOS PATIÑO
Director de Asuntos Nucleares

Héctor Manuel ENCISO PRIETO
Director de Laboratorios

Margarita BRAVO GUERRERO
Directora de Gestión de Información

María Esperanza PÉREZ PÉREZ
Jefe de la Oficina de Control Interno

David Felipe FRANCO SANTAMARÍA
Jefe de la Oficina Asesora Jurídica

Edición

Jorge GÓMEZ TAPIAS

Diseño editorial
**Andrés Leonardo
CUÉLLAR VELÁSQUEZ**

Bogotá, Colombia
2016

Contenido

Líderes de la excursión de campo	6
Excursión de campo <i>Historia geológica de los Andes colombianos en los alrededores de Ibagué</i>	7
Contenido	7
Itinerario	9
<i>Estación 1</i>	
<i>Formación Lidita Superior (Grupo Oliní) y Nivel de Lutitas y Arenas (?)</i>	9
<i>Estación 2</i>	
<i>Depósitos de flujos hiperconcentrados y de escombros del Volcán Cerro Machín (abanicos del Guamo y del Espinal). Holoceno.</i>	10
<i>Estación 3</i>	
<i>Formación Chicoral (Grupo Gualanday). Eoceno.</i>	14
<i>Estación 4</i>	
<i>Falla de Ibagué, Lomo de Presión Calicanto.</i>	17
<i>Estación 5</i>	
<i>Panorámica del Volcán Cerro Machín y depósitos piroclásticos en el valle del río Toche. Holoceno.</i>	21
<i>Estación 6</i>	
<i>Metatobas del Complejo Quebradagrande. Cretácico.</i>	23
<i>Estación 7</i>	
<i>Metalodolitas plegadas del Complejo Quebradagrande. Cretácico.</i>	24
<i>Estación 8</i>	
<i>Esquistos plegados del Complejo Cajamarca. Triásico.</i>	24
<i>Estación 9</i>	
<i>Falla de Pericos.</i>	25
<i>Estación 10</i>	
<i>Volcán El Tabor y panorámica del Volcán Guacharacos. Cuaternario.</i>	29
<i>Estación 11</i>	
<i>Depósito de flujo de lava del Volcán Guacharacos. Cuaternario.</i>	31
<i>Estación 12</i>	
<i>Lahares de Armero. Holoceno.</i>	31
<i>Estación 13</i>	
<i>Panorámica de la antigua Armero, al fondo el cañón del río Lagunilla.</i>	33
<i>Estación 14</i>	
<i>Ruinas de la ciudad de Armero, Iglesia de San Antonio y Parque Los Fundadores, ahora llamado Parque a la Vida.</i>	34
<i>Estación 15</i>	
<i>Ruinas del Hospital San Lorenzo de Armero y del sector de Armero que no fue arrasado por el lahar.</i>	36
Referencias	38

Líderes de la excursión de campo



Jorge GÓMEZ TAPIAS
Coordinador del Grupo Mapa Geológico de Colombia
Dirección de Geociencias Básicas
Servicio Geológico Colombiano
mapageo@sgc.gov.co



María Luisa MONSALVE BUSTAMANTE
Dirección de Geociencias Básicas
Servicio Geológico Colombiano
mmonsalve@sgc.gov.co



Nohora Emma MONTES RAMÍREZ
Grupo Mapa Geológico de Colombia
Dirección de Geociencias Básicas
Servicio Geológico Colombiano
nmontes@sgc.gov.co



Laura Sofía ORTIZ BLANCO
Grupo Mapa Geológico de Colombia
Dirección de Geociencias Básicas
Servicio Geológico Colombiano
lsortiz@sgc.gov.co

Excursión de campo

Historia geológica de los Andes colombianos en los alrededores de Ibagué

Fecha de la primera salida: 2, 3 y 4 de julio de 2016
Fecha de la segunda salida: 6, 7 y 8 de julio de 2016
Duración: 3 días
Empieza y termina: Bogotá

Contenido

La *Excursión de campo Historia geológica de los Andes colombianos en los alrededores de Ibagué* tiene como objetivo mostrar la geología regional e historia geológica de los Andes colombianos, incluyendo eventos recientes que han constituido y constituyen amenazas para la población.

Los organizadores de la excursión han realizado cartografía geológica detallada y participado en proyectos de diversa índole en las localidades y las vías seleccionadas que se van a visitar. Para su preparación se realizaron tres semanas de campo, en las que se mejoraron las descripciones de los afloramientos, se tomaron fotografías y se seleccionaron las estaciones.

La excursión tendrá lugar en exóticas montañas y paisajes de valle. Las temperaturas oscilarán entre 10° C en el Alto de La Línea (3300 msnm) y 35 °C en los valles. Durante esta excursión pernoctaremos en la ciudad de Ibagué.

Ibagué: capital del departamento del Tolima fundada en 1550, está a una altura de 1225 msnm y tiene una temperatura promedio de 26 °C.

Armero: Ciudad del departamento del Tolima situada a 95 km al NE de Ibagué, está a una altura de 352 msnm y tiene una temperatura promedio de 28 °C.

La excursión se realizará en el Valle Superior del Magdalena (VSM) y la cordillera Central (alrededores de Ibagué), ver Anexo 1. Como se mencionó, el objetivo principal es mostrar la geología regional y la historia geológica de esta parte de los Andes, a la luz del nuevo conocimiento cartográfico producido por el Servicio Geológico Colombiano (SGC) y compilado para la realización del Mapa Geológico de Colombia que se entregó el 20 de agosto de 2015.

Los Andes colombianos y las cuencas sedimentarias relacionadas son el resultado de varios episodios de colisión-acreción que ocurrieron desde la formación del supercontinente Rodinia y hasta el levantamiento del istmo de Panamá en el Mioceno. Los Andes colombianos son un collage de terrenos geológicos alóctonos de clase mundial, que proveen ejemplos de colisión de terrenos oceánicos, inversión tectónica de cuencas sedimentarias formadas en fosas tectónicas y volcanismo calcoalcalino causado por la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Suramericana.

La cordillera Oriental y el flanco este de la cordillera Central están conformados por un basamento de alto grado que hace parte del Terreno Chibcha (TCh) *sensu* Restrepo *et al.* (2011), de edad Esténico-Tónico y metamorfozado durante la formación del supercontinente Rodinia. Por su parte, en el área que visitaremos, la cordillera Central comprende el Terreno Quebradagrande (TQ), parautóctono y de edad cretácica, así como el Terreno Tahamí (TT) *sensu* Restrepo *et al.* (2011), alóctono y del Pérmico-Triásico. El límite entre TCh y TT es la Falla de Pericos, y el límite entre el TCh y TQ es la Falla de San Jerónimo (Maya & González, 1995). El Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia se puede ver en la Figura 1.

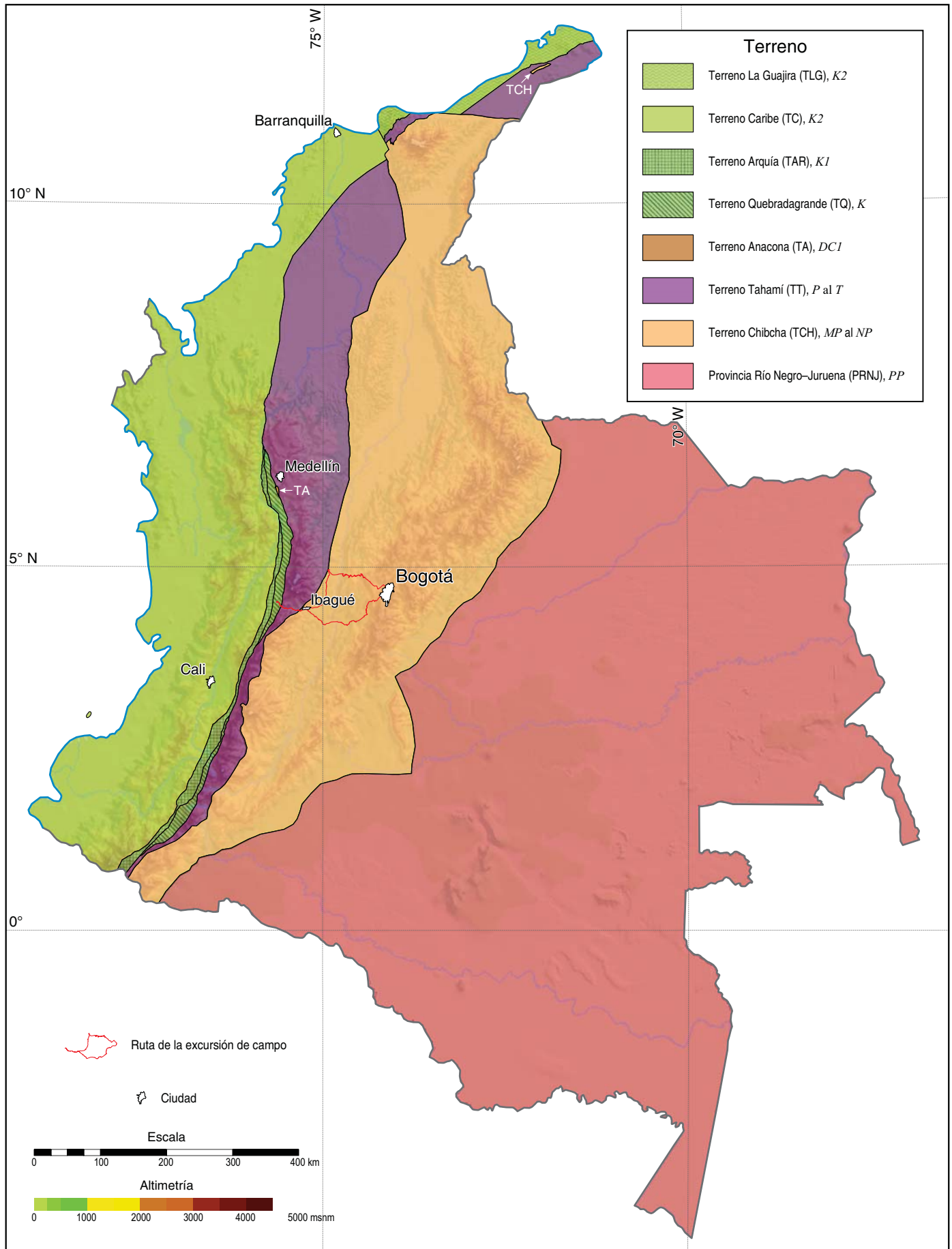
Jorge
GÓMEZ TAPIAS*
María Luisa
MONSALVE BUSTAMANTE†
Nohora Emma
MONTES RAMÍREZ‡
Laura Sofía
ORTIZ BLANCO**

* mapageo@sgc.gov.co
Coordinador del Grupo Mapa
Geológico de Colombia
Dirección de Geociencias Básicas
Servicio Geológico Colombiano

† mmonsalve@sgc.gov.co
Dirección de Geociencias Básicas
Servicio Geológico Colombiano

‡ nmontes@sgc.gov.co
Grupo Mapa Geológico
de Colombia
Dirección de Geociencias Básicas
Servicio Geológico Colombiano

** lsortiz@sgc.gov.co
Grupo Mapa Geológico
de Colombia
Dirección de Geociencias Básicas
Servicio Geológico Colombiano



Itinerario

Estación 1 Formación Lidita Superior (Grupo Oliní) y Nivel de Lutitas y Arenas (?)

Cretácico Superior

Carretera Melgar–Girardot

74° 44' 37,504" W; 4° 14' 43,724" N

305 msnm

Cuenca mesozoica de Colombia

(Tomada de Gómez *et al.*, 2007)

La historia mesozoica al este de la Falla de San Jerónimo estuvo controlada por extensión cortical y consecuente formación de cuencas durante la ruptura de Pangea. El registro inicial de estas corresponde a las secuencias de rocas sedimentarias del Triásico que afloran en el Valle Superior del Magdalena. El origen de la extensión cortical parece estar relacionada a la subducción de la Placa oceánica Farallones asociada a la margen occidental de Gondwana. Durante el Triásico se produce el desarrollo de cuencas epicontinentales en grábenes amplios donde se acumularon desde el Triásico estas espesas secuencias.

A partir del Jurásico Superior desaparece la actividad volcánica y las cuencas, para entonces continentales, se rellenan de sedimentos clásticos. El adelgazamiento cortical y la formación de cuencas epicontinentales alcanzaron su máxima expresión en el Cretácico —llegándose incluso a la intrusión de gabros—. La espesa secuencia de rocas sedimentarias que cubre la mayor parte de la cordillera Oriental muestra que en esta época se acumularon los sedimentos marinos más profundos la sedimentación fue transgresiva.

La acumulación de lodos ricos en materia orgánica, que constituyen la fuente principal del petróleo en Colombia, se vio favorecida por la profundización de la cuenca. A finales del Cretácico, entre el Campaniano superior y el Maastrichtiano se produce una regresión del mar que parece ser un evento global.

Descripción de la estación 1

En esta estación se verán dos afloramientos, en el primero aflora la Formación Lidita Superior (Porta 1965, 1966) que corresponde a capas tabulares de hasta 20 cm con laminación plana paralela de cherts, lodolitas y limolitas silíceas, se observan algunas capas de fosforitas con foraminíferos bentónicos *Siphogenerinoides sp.* que indican una edad Campaniano superior (Bermúdez & Mor-



Figura 1. Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia. Esta propuesta se realizó con base en la información geológica compilada para el Mapa Geológico de Colombia 2015 (Gómez *et al.* 2015a) y el "Catálogo de dataciones radiométricas de Colombia en ArcGIS y Google Earth" (Gómez *et al.*, 2015b). El Terreno Anacona se usa *sensu* Martens *et al.* (2014), los terrenos Tahamí y Chibcha *sensu* Restrepo *et al.* (2011) y la Provincia Río Negro–Juruena *sensu* Tassinari & Macambira (1999). En la leyenda se encuentra la sigla del terreno entre paréntesis y, después, un guion y la notación de edad. Las notaciones indican, K: Cretácico, K1: Cretácico Temprano, T: Triásico, P: Pérmico, D: Devónico, C1: Missisipiense, MP: Mesoproterozoico, NP: Neoproterozoico y PP: Paleoproterozoico.

cote, 1995). Las capas de chert en este afloramiento tienen una orientación N75°E/59°SE (Figura 2). Según la interpretación de Guerrero *et al.* (2000) y Terraza (2003) las liditas del Grupo Oliní, fueron originalmente calizas que durante los procesos diagenéticos sufrieron un enriquecimiento en sílice.



Figura 2. Cherts de la Formación Lidita Superior del Grupo Oliní. Nótese la deformación interna de las capas con formación de budinaje.

La Formación Lidita Superior fue depositada durante el último evento transgresivo del Cretácico que tuvo lugar a finales del Campaniano. A partir de la época de máxima inundación de la transgresión del Campaniano, se estableció definitivamente en el VSM una tendencia regresiva, de este modo los depósitos continentales avanzaron paulatinamente hacia el centro de la cuenca, y después hacia el norte, recuperando el terreno que la transgresión de principios del Cretácico había alcanzado hacia el centro del continente (Bermúdez, 2004).

En el segundo afloramiento, localizado a 300 m en una cantera para la extracción de recebo, aflora el Nivel de Lutitas y Arenas (?) (Porta 1965, 1966) que corresponde a una secuencia de lodolitas calcáreas con laminación plana paralela, calizas y arenitas fosfóricas (Figura 3) ricas en pellets, restos de peces (escamas y vertebras de peces), dientes de tiburón, bivalvos y foraminíferos bentónicos (Figura 4). En las lodolitas calcáreas se colectaron restos de amonitas. Tanto las capas de lodolitas calcáreas como las de fosforitas son ricas en *Siphogenerinoides sp.* que sirvieron para datar la unidad. La estratificación en este afloramiento tiene una orientación de N70°E/45°SE.



Figura 3. Intercalaciones de lodolitas calcáreas, calizas y fosforitas del Nivel de Lutitas y Arenas (?).

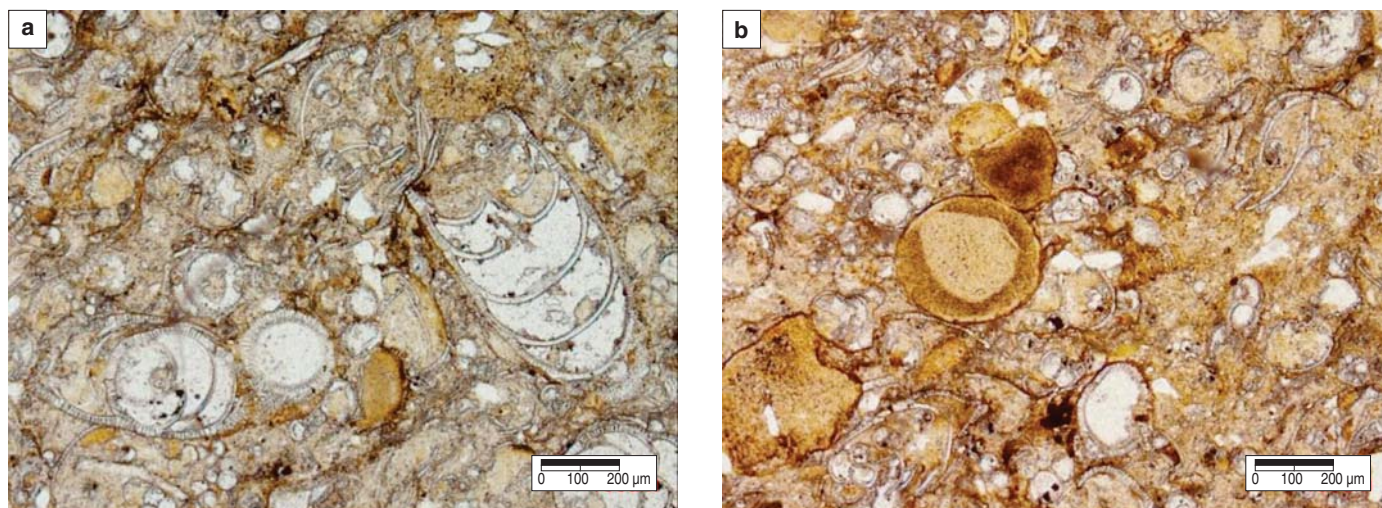


Figura 4. Microfotografía de una *packstone* en nicoles paralelos. a. Un gran espécimen de foraminífero (*Siphogenerinoides* sp.). b. Pellets fecales y abundantes restos de foraminíferos.

Unos metros adelante en la carretera a Girardot se observa una amplia zona de deformación, que corresponde a la Falla de Prado, una falla normal invertida que ha sido considerada como un *thrust*. Esta falla marca el límite occidental del *rift* triásico que contiene los sedimentos jurásicos–cretácicos de la cordillera Oriental.

Estación 2 Depósitos de flujos hiperconcentrados y de escombros del Volcán Cerro Machín (abanicos del Guamo y del Espinal). Holoceno.

Variante Chicoral

74° 54' 43,895" W; 4° 13' 58,951" N

343 msnm

Marco geotectónico actual

En la actualidad, el territorio colombiano se encuentra localizado en la interacción de grandes placas (Nazca, Caribe, Suramérica, Cocos), microplacas (Coiba), bloques (p. ej. Maracaibo) entre otros, correspondiente a la evolución reciente de la fase orogénica miocena–pliocena. La condición actual de convergencia de geometría heterogénea, especialmente entre la placa Nazca, Suramérica y Caribe (Figura 5) es la responsable de la intensidad de los procesos tectónicos activos como son subducción, acreción de bloques, formación de cordilleras, cuencas, cadenas volcánicas, reactivación y neoformación de estructuras corticales y una intensa actividad sísmica (Gómez *et al.*, 2007).

Volcanismo en Colombia

El volcanismo reciente en Colombia forma parte de la denominada Zona Volcánica Andina Norte (Thorpe, 1984; Stern, 2004), que es producto de la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Suramericana. En los Andes de Colombia, los volcanes actualmente considerados activos se distribuyen en tres segmentos principales: *norte* y *central* ubicados en la cima de la cordillera Central, y *sur* localizado en la depresión Cauca–Patía y la cordillera Occidental (Figura 6).

La zona que se visitará en esta excursión (departamento del Tolima) corresponde a la zona de influencia distal de los volcanes Cerro Machín y Nevado del Ruiz, ubicados en la cordillera Central en el *segmento volcánico norte*. El Volcán Cerro Machín es considerado uno de los volcanes más peligrosos de Colombia por su potencial explosivo y por su ubicación cercana a importantes centros poblados; por su parte, el Volcán Nevado del Ruiz es tristemente célebre por la erupción ocurrida el 13 de noviembre de 1985 que tuvo efectos catastróficos sobre la población de Armero (localizada a 45 km al E del volcán). También se observarán volcanes monogenéticos identificados hace pocos años en inmediaciones de la ciudad de Ibagué.

El Volcán Cerro Machín (VCM) se encuentra localizado en la cordillera Central al sur del segmento volcánico *norte* (Figura 6). Es considerado uno de los volcanes más peligrosos de Colombia por su gran potencial explosivo, la composición química de sus productos (dacítica), la magnitud de sus erupciones (principalmente de tipo pliniano) y por la población asentada en el área de influencia.

Las erupciones del VCM ocurridas durante el Holoceno han generado flujos y oleadas piroclásticas, piroclastos de caída y emplazamiento, y destrucción de domos (Cepeda *et al.*, 1995; Rueda, 2000; Méndez, 2001; Murcia *et al.*, 2010; Laeger *et al.*, 2013). Estos depósitos representan el registro geológico e historia eruptiva del VCM y se correlacionan con depósitos de lahar que han alcanzado distancias mayores a 100 km, a lo largo de los ríos Coello y Magdalena. Estos lahares han devastado e inundado grandes áreas y dieron lugar a la formación de terrazas y abanicos coalescentes de grandes dimensiones (Cortés, 2001a y b; Murcia *et al.*, 2008). Sobre los depósitos de lahares se han establecido centros poblados de los departamentos de Tolima y Cundinamarca, en cuyas jurisdicciones se desarrolla intensa actividad agrícola, industrial y de extracción de material para construcción, lo que la convierte en una región de gran importancia económica para Colombia (Navarro *et al.*, 2011). Los lahares representan una de las amenazas más grandes asociadas al VCM (Cortés, 2001a; Méndez *et al.*, 2002).

Sobre la variante Chicoral se pueden observar secuencias de depósitos de lahares, tanto flujo de escombros como hiperconcentrados de diferentes edades. El denominado Flujo de

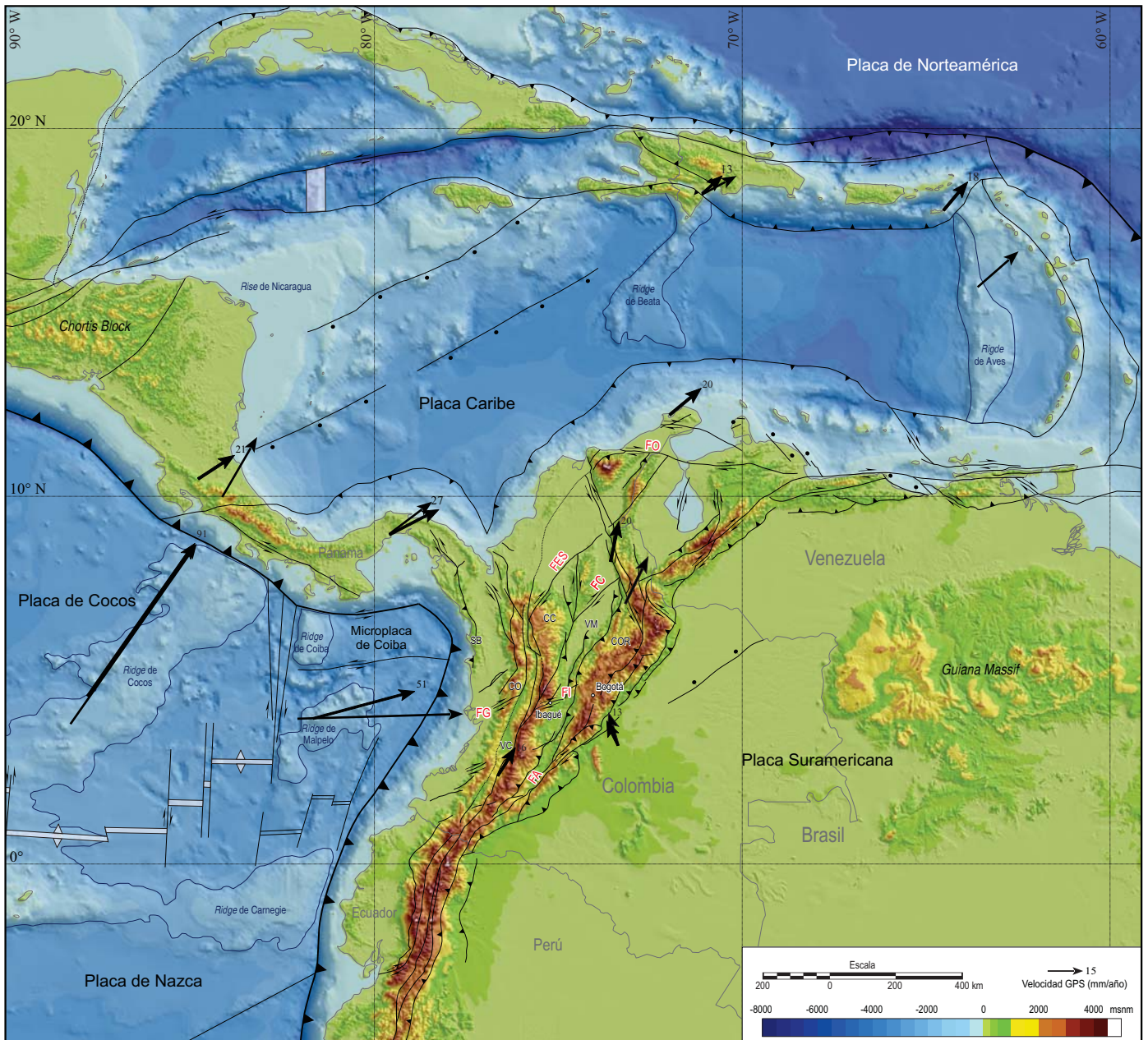


Figura 5. Esquema tectónico del Norte de Suramérica y del Caribe. (CC) Cordillera Central, (VM) valle del Magdalena, (SB) serranía del Baudó, (COR) cordillera Oriental, (CO) cordillera Occidental y (VC) Valle del Cauca; (FO) Falla de Oca, (FES) Falla de Espíritu Santo, (FC) Falla de Cimitarra, (FG) Falla de Garrapatas, (FI) Falla de Ibagué, (FA) Falla de Algeciras (Modificado de Gómez *et al.*, 2015a).

Escombros de Chicoral forma terrazas con espesores de 3–20 m a lo largo de los ríos Coello y Magdalena, y alcanza distancias de hasta 109 km a partir de la fuente. El flujo cubre un área mínima de 62 km², con un volumen mínimo de 0,57 km³ y comprende dos unidades ricas en dacitas. Datos de radiocarbono sugieren que este lahar está relacionado con la erupción denominada El Guaico datada en 2550 ± 70 (Méndez, 2001), que produjo un flujo de bloques y ceniza que relleno el valle del río Toche a 5 km del volcán; la subsecuente removilización del material por el agua generó flujos de escombros que viajaron 91 km a lo largo de los ríos Toche y Coello (Figura 7), atravesaron el Abanico del Espinal, desembocaron en el río Magdalena y continuaron 18 km aguas arriba (Murcia *et al.*, 2008).

Descripción de la estación 2

En esta estación, al alcanzar el carretable de acceso a la empresa Pavimentos Colombia, se observará la relación estratigráfica de 3 unidades de depósitos de lahar denominados depósitos de flujos hiperconcentrados del Guamo y Espinal, y depósitos de flujo de escombros de Chicoral (Cortés, 2001a y b). Aquí también se pueden observar los procesos y la dinámica ocurrida entre estos eventos de generación de lahares (Figura 8). Este afloramiento resume gran parte de la estratigrafía de los depósitos de lahar ampliamente distribuidos en la zona y que dieron origen a los abanicos del Guamo y del Espinal, en donde se encuentran unas de las zonas arroceras más importantes del país.

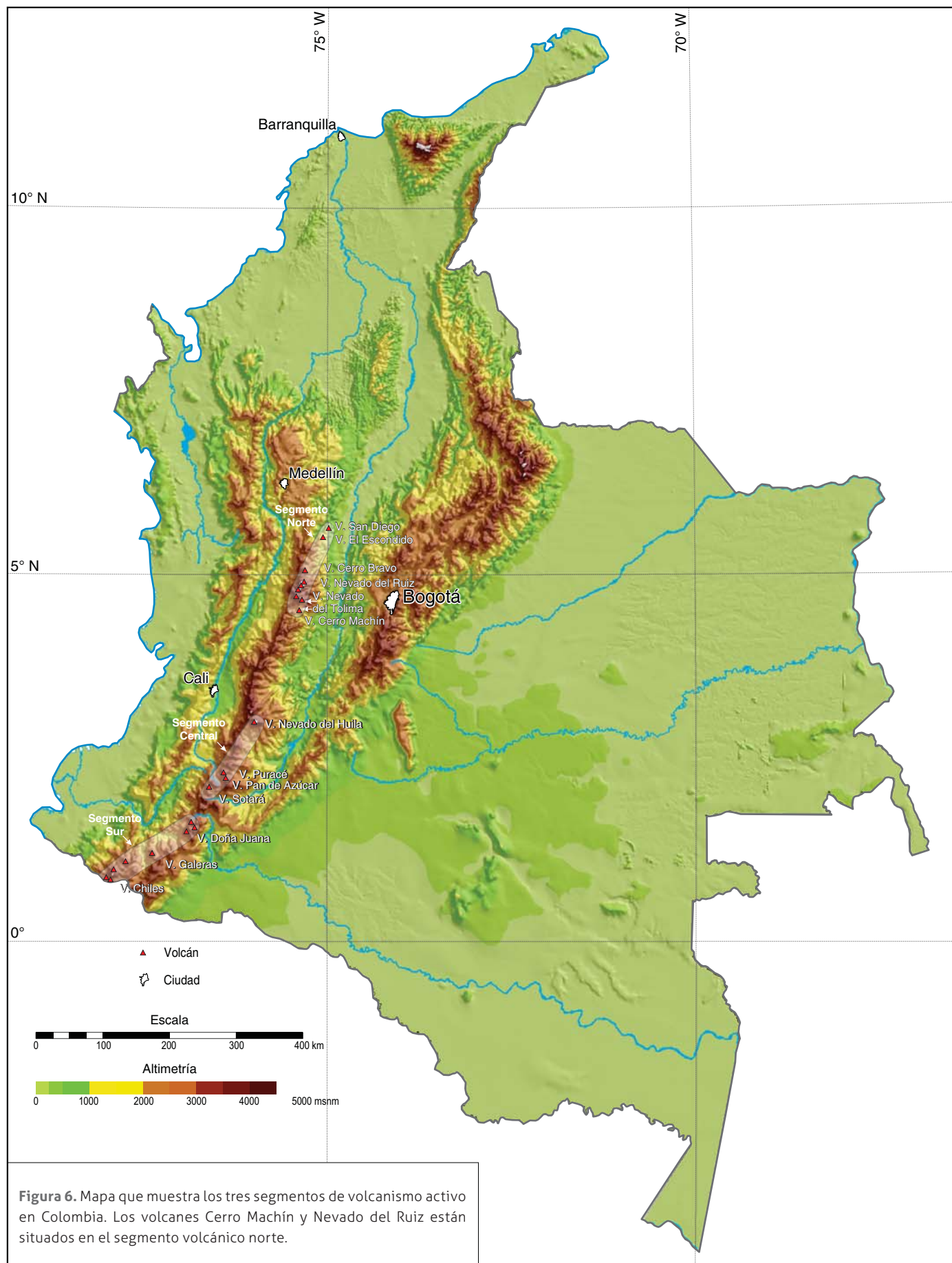




Figura 7. Panorámica de la morfología dada por el depósito del Flujo de Escombros de Chicoral, se observa una superficie plana no disectada y paredes verticales características del depósito, margen derecha del río Coello (sector de Chicoral).



Figura 8. Secuencia estratigráfica de depósitos de lahar del Volcán Cerro Machín, sobre la margen derecha del río Coello, en el corte del carretable de acceso a la empresa Pavimentos Colombia. Se observan los depósitos de flujos hiperconcentrados del Guamo y El Espinal, un paleosuelo datado en 2500 años y un depósito del Flujo de Escombros de Chicoral (Foto tomada de Navarro *et al.*, 2011).

Navarro *et al.* (2011) describen la secuencia de esta estación como:

La base corresponde al depósito de Flujo Hiperconcentrado del Guamo, con una edad de 4360 ± 105 años, el cual se caracteriza por su gran distribución areal y tener un espesor promedio de 20 m. El depósito está conformado por varias unidades de flujo hiperconcentrado de color gris, apariencia masiva a pseudoestratificada, heterolitológicas, vesiculares, matriz soportadas por arena desde fina a media, con abundantes clastos de pómez subredondeadas de color blanco de hasta 30 cm de diámetro. En menor proporción se observan líticos subangulares de lavas dacíticas y esquistos de tamaño desde grava fina hasta algunas decenas de centímetros. Los clastos de lava dacítica presentan coloración

tanto gris como rojiza, mientras que los de esquisto son de color negro y verde. También es característica la presencia de lentes de pómez. La matriz está conformada por cristales y fragmentos de pómez, líticos de lava dacítica y de esquisto. Los cristales son hidiomórficos y predominantemente de biotita, hornblenda, plagioclasa y cuarzo.

El Flujo Hiperconcentrado del Guamo es considerado como el de mayor magnitud del VCM, cubre un área aproximada de 1009 km², con un volumen mínimo calculado de 20,18 km³ (Cortés, 2001a y b).

En el afloramiento, la secuencia del Guamo se encuentra erosionada y suprayacida por una unidad limosa de color gris verdoso, al parecer de origen lacustre que indica un ambiente local de baja energía al interior de la unidad del Guamo. Se observan niveles arenosos de poco espesor que indican cambios temporales en el ambiente de sedimentación.

En contacto erosivo, suprayaciendo el depósito lacustre y siguiendo la topografía de canal, se observa el depósito hiperconcentrado del Espinal (3136–3618 años BP), que se caracteriza por presentar poco espesor (un promedio de 2 m en toda el área), con una amplia distribución y que conforma morfológicamente el Abanico del Espinal. Este abanico cubre un área aproximada de 294 km² y se calcula un volumen mínimo de 1,35 km³. El depósito es de color beige, masivo, matriz soportado por arena fina y con clastos predominantes de pómez subredondeadas y poco densas, y esporádicamente se observan líticos vítreos de color gris oscuro. En la matriz se observan principalmente cristales de biotita, hornblenda, plagioclasa y cuarzo (Cortés, 2001b).

Sobre esta unidad se encuentra un paleosuelo café, cristalino y endurecido de 40 cm de espesor, que representa un periodo importante de inactividad volcánica. Luego se depositó el Flujo de Escombros de Chicoral y su capa basal (*sole layer*) de 30 cm de espesor, que marca el inicio de un nuevo evento de lahares asociado al VCM. El Flujo de Escombros de Chicoral se generó a partir de la removilización de un depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza, asociado al colapso y destrucción de domos dacíticos que obstruían el cráter. Esta unidad se caracteriza por formar terrazas con superficies planas no disectadas y escarpes verticales (Figura 7), que se distribuyen de manera discontinua sobre las márgenes de los ríos Coello y Magdalena hasta la localidad de Nariño (Cundinamarca), a 113 km del edificio del VCM. El depósito es masivo, de color gris, heterolitológico, vesicular, endurecido y matriz soportado por arena, además está conformado principalmente por clastos subangulares y subredondeados de líticos de lava dacítica de textura porfirítica de color gris y rojizo, y clastos accidentales incorporados del cauce de los ríos y las quebradas involucrados. La matriz está conformada por líticos de la misma composición de los clastos y por cristales de biotita, anfíbol, plagioclasa y cuarzo. Las dataciones de carbono-14, realizadas en paleosuelos que infra y suprayacen el depósito, permiten asignarle una edad relativa entre 2505 ± 65 años y 1640 ± 45 años BP (Cortés, 2001a y b; Hurtado & Murcia, 2003; Murcia *et al.*, 2008).

Estación 3
Formación Chicoral (Grupo Gualanday). Eoceno.
 Variante Chicoral
 74° 58' 31,879" W; 4° 13' 24,949" N
 434 m

Marco geotectónico del Paleógeno–Neógeno de Colombia

(Tomada de Gómez *et al.*, 2007)

Durante el Eoceno temprano, como consecuencia del choque del *plateau* oceánico (ver Terreno Caribe en Figura 1), se inicia un proceso orogénico que se caracteriza por acortamiento cortical tanto de la margen continental como de los elementos corticales del fragmento oceánico acrecido. El grado de deformación varía de acuerdo con la distancia a la margen de choque de placas, por lo que es mayor al occidente que al oriente y se refleja en el intervalo de ausencia de registro sedimentario que disminuye hacia el este, hasta desaparecer al nororiente del país. La deformación en el oriente está registrada por el aislamiento de las cuencas de acumulación y su cambio a ambientes esencialmente continentales, con períodos de disminución o interrupción del depósito entre el Eoceno tardío y el Mioceno temprano. La reanudación de la deformación, durante el Mioceno tardío comúnmente adscrita a un reajuste de las placas oceánicas del Pacífico —que condujo la generación de la Placa Cocos— resultó en el proceso deformativo de la Orogenia Andina, que favoreció la formación de la cordillera Oriental por inversión tectónica de los grábenes. El acortamiento cortical durante esta fase de la orogenia condujo a la formación de cabalgamientos y anticlinales en rampa a lo largo de las fallas normales que controlaban los grábenes anteriores. Como resultado de esta deformación, la cordillera presenta doble vergencia, caracterizada por cinturones de cabalgamiento despegados en ambos flancos de la cordillera. Las evidencias estructurales sugieren además que la inversión tectónica tuvo un componente importante de fallamiento transcurrente. La cordillera está ahora bordeada en ambos flancos por cuencas de antepaís, el valle del Magdalena en el oeste y los Llanos Orientales en el este.

Descripción de la estación 3

En esta estación afloran rocas de la Formación Chicoral *sensu* Laverde (1989) del Grupo Gualanday conformada por capas tabulares a lenticulares de conglomerados clastosoportados medianamente seleccionados con cantos de tamaño entre guijarros a guijos pequeños (domina el tamaño de 5 a 6 cm), subredondeados a bien redondeados principalmente de chert (70%) y lodolitas silíceas; la matriz es de arena media de cuarzo y algunos líticos de chert (Figura 9). Dentro de los clastos de chert y limolitas se pueden encontrar moldes de foraminíferos del Grupo Oliní. La composición de los cantos que conforman los conglomerados de la Formación Chicoral que provienen del Grupo Oliní visitado en la primera parada de la Estación 1.

La disposición de las capas de los conglomerados tienen una orientación N58°E/60°W. Este afloramiento está en el flanco este del Sinclinal de Gualanday (Figura 10 y ver Anexo 1). En el afloramiento se observan pequeños planos de falla donde hay salida de hidrocarburos, las estructuras tienen una disposición N64°W/55°W, 33° SW (*pitch* de las estrías).

La acumulación de los materiales que conforman el Grupo Gualanday ha sido correlacionada con el levantamiento de la cordillera Central (van Houten & Travis, 1968; Anderson, 1972). El depósito es de ambientes aluviales tales como abanicos, ríos trenzados y llanuras de inundación ligados al desarrollo de un sistema de cabalgamientos con vergencia y dirección de trans-



Figura 9. Conglomerado de la Formación Chicoral. Nótese que los clastos son en su mayoría de chert y limolitas silíceas provenientes de la erosión de las unidades geológicas del Cretácico Superior del Valle Superior del Magdalena.



Figura 10. Panorámica de los conglomerados de la Formación Chicoral. Nótese el buzamiento de los estratos marcada en la fotografía.

porte tectónico al sureste que afecta el sector occidental del Valle Superior del Magdalena, con dos pulsos de cabalgamiento reflejados en los depósitos de las 3 formaciones del Grupo Gualanday (Caicedo & Roncancio, 1994).

El primer pulso ocurre casi contemporáneo con la acumulación de la Formación Chicoral, durante este episodio se genera un frente montañoso por el plegamiento de las unidades del bloque colgante que expone a la erosión rocas del Cretácico Superior y desmantela por lo menos hasta la Formación Lidita Inferior (Grupo Oliní) a finales del Eoceno (Figura 11). Adyacente al frente montañoso se desarrollan abanicos aluviales, que en las zonas más proximales, están discordantes sobre unidades del Cretácico mientras hacia las partes distales el contacto tiende a ser concordante (Caicedo & Roncancio, 1994).

El segundo pulso corresponde a un rejuvenecimiento o reactivación del primer pulso y da lugar a la acumulación de las unidades superiores del Grupo Gualanday (formaciones Potrerillos y Doima) en ámbitos de abanicos aluviales y sistemas de ríos trenzados (Caicedo & Roncancio, 1994).

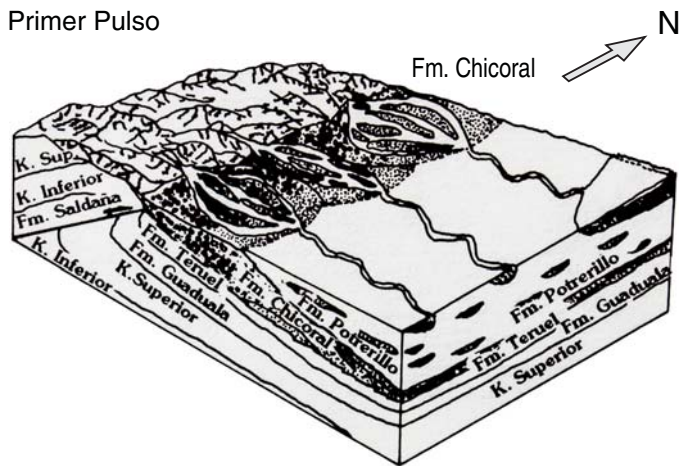


Figura 11. Modelo tectonosedimentario durante la acumulación de los materiales de las formaciones Chicorral y Potrerillo (tomado de Caicedo & Roncancio, 1994).

Panorámica de los abanicos de Ibagué, Guamo y Espinal

En esta estación se va subir a la segunda berma del talud donde se ven las relaciones de los abanicos de Ibagué, Guamo y El Espinal (Figura 12). El Abanico de Ibagué de edad Pleistoceno está formado por lahares del Volcán Nevado del Tolima que llegaron hasta la barrera que constituyó el Grupo Gualanday (Anexo 1 y Figura 13). En esta época el antiguo río Coello drenaba hacia el sur por el valle que forma la Formación Potrerillo —nivel arcilloso— del Grupo Gualanday (Anexo 2, Figura 12). Cuando inició su actividad el Volcán Cerro Machín los lahares llegaron al área del corregimiento de Payandé en el municipio de San Luis se encausaron por el valle del río Coello con rumbo al sur y a la altura del municipio del San Luis cambiaron su rumbo al este hacia el valle del Magdalena y formaron el Abanico del Guamo (Figura 13).

Posteriormente, cuando el valle del antiguo río Coello se colmató de sedimentos, el río Coello logró romper la barrera de Gualanday y la erosión, logrando hacer un valle que en la actualidad tiene hasta *ca.* 3000 m de ancho y 130 m de profundidad (Figura 14). Por esta razón desde ese momento los nuevos lahares del Volcán del Cerro Machín se dirigieron por ese nuevo valle y formaron después de la barrera del Gualanday el Abanico del Espinal.

Esta evidencia de un levantamiento durante el Holoceno, interpretado únicamente por cartografía de detalle y geomorfología (Gómez, 2001), es un buen ejemplo que muestra lo dinámico que son los Andes colombianos. Se proyecta en un futuro cercano poder mediante técnicas de fechamiento modernas en rocas del Cuaternario, datar con precisión los episodios descritos anteriormente. Esto tiene una aplicación directa sobre la amenaza volcánica porque plantea la hipótesis de que los nuevos lahares del Volcán Cerro Machín ya no se desbordan fuera del valle actual del río Coello a la altura del municipio de San Luis.

Estación 4 Falla de Ibagué, Lomo de Presión Calicanto.

Hacienda Calicanto

74° 59' 46,388" W, 4° 28' 47,968" N

662 m

La Falla de Ibagué es una estructura de tipo transcurrente dextral con dirección ENE, que se localiza en la parte media de la cordillera Central de los Andes colombianos y hace parte de una zona de cizalla transversal que afecta la cordillera (Figura 5). La falla atraviesa gran parte del casco urbano de la ciudad de Ibagué de donde deriva su nombre y, a su paso por la cordillera, afecta y desplaza rocas metamórficas del Complejo Cajamarca del Triásico; rocas ígneas jurásicas; rocas sedimentarias neógenas y paleógenas, y depósitos cuaternarios de la unidad denominada Abanico de Ibagué, en el ápice del abanico está localizada la ciudad. El abanico corresponde a una gran planicie aluvial de sedimentos volcanoclasticos del Pleistoceno, en su mayor parte generados en diferentes eventos de actividad del Volcán Nevado del Tolima (Anexo 1).

La falla corta y desplaza un bloque cortical de la cordillera Central alrededor de 29 km (Figura 5 y Anexo 1), a escala regional se visualiza como un solo trazo pero, a su paso por los depósitos cuaternarios del Abanico de Ibagué, desarrolla una gran cantidad de rasgos morfoestructónicos característicos de fallamiento transcurrente e indicativos de actividad neotectónica tales como lomos de presión, lomos lineales, cuencas de tracción con lagos, escarpes de falla, trincheras de falla, abombamientos y drenajes desplazados (Montes *et al.*, 2005) (Anexo 3). Todas las geoformas obedecen al modelo cinemático de cizalla simple en la cual el elipsoide de deformación muestra zonas de compresión y de distensión junto con cizallamiento sintético y antitético tipo *riedel*, y desarrollo de pliegues paralelos al eje longitudinal del elipsoide (Harding, 1974; Wilcox *et al.*, 1973)

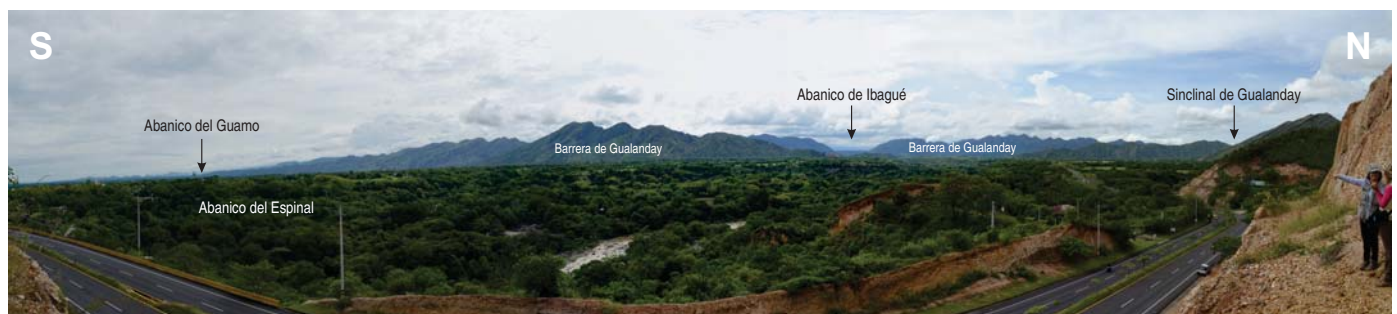


Figura 12. Panorámica que muestra en primer plano el Abanico del Espinal, al fondo se observa el Abanico de Ibagué por el lugar donde el río Coello rompió la barrera de Gualanday. A la izquierda se ve el ápice del Abanico del Guamo.

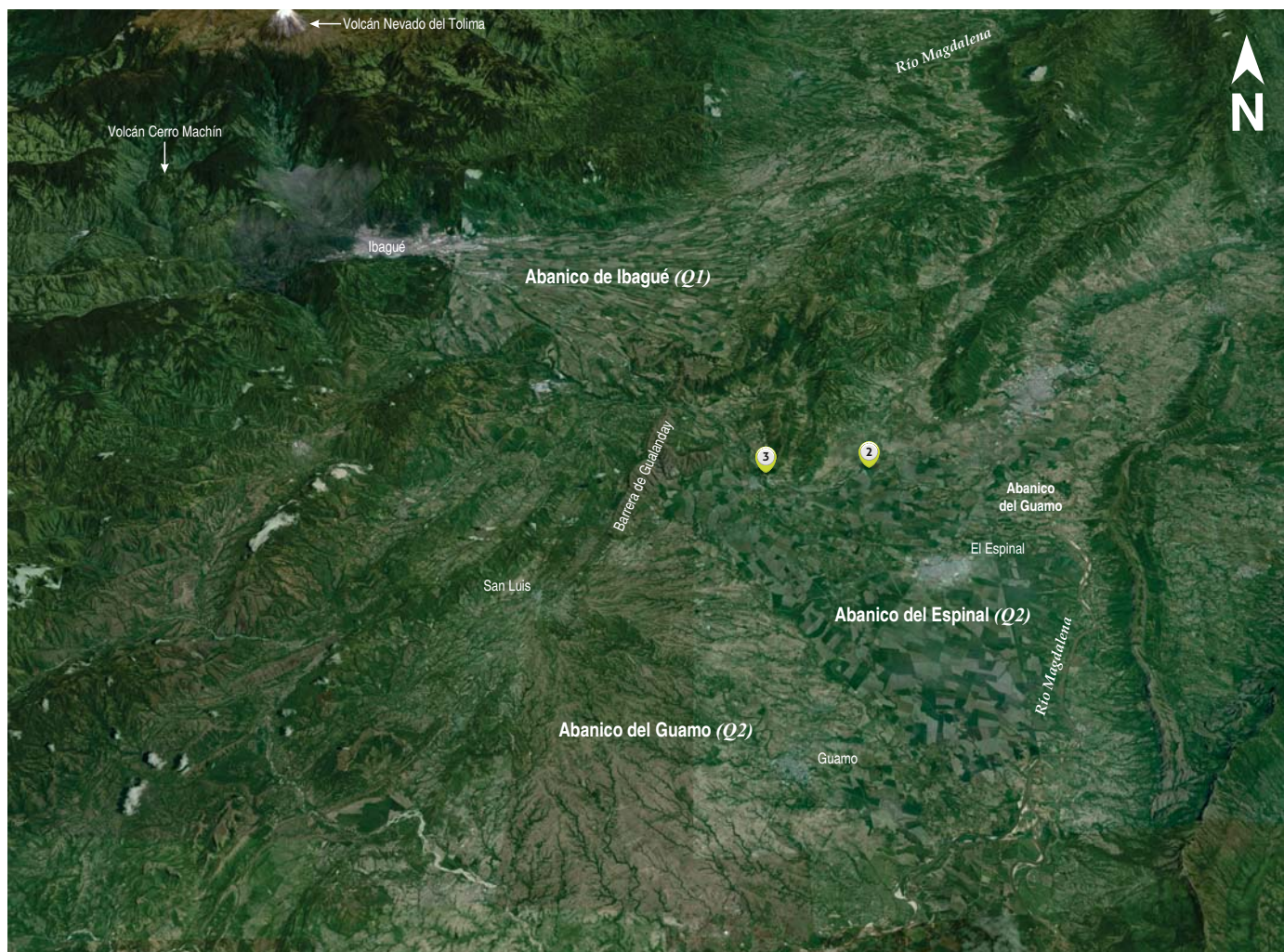


Figura 13. Imagen de Google Earth del valle del Magdalena en la parte central del departamento del Tolima, que muestra los abanicos de Ibagué, Guamo y Espinal. En la imagen están localizados los volcanes Nevado del Tolima y Cerro Machín, y las estaciones 2 y 3 de la excursión de campo.

(Figura 15). Es excepcional encontrar en un solo tramo de falla tantas geoformas diagnósticas de fallamiento lateral dextral activo (Diederix *et al.*, 2006).

La Falla de Ibagué exhibe 3 segmentos con rasgos de deformación característicos, que presentan una mayor magnitud hacia el este. En esta estación estamos parados sobre el trazo de la Falla de Ibagué, en el Lomo de Presión Calicanto, donde se realizará un recorrido de 1020 m para observar en las panorámicas al oeste y al este del lomo la deformación cuaternaria del Abanico de Ibagué. Al oeste se observan los dos primeros segmentos de deformación: el primero, cruza la ciudad de Ibagué y corresponde a un trazo lineal con escarpes de falla, y drenajes alineados y desplazados; el segundo, corresponde a una sucesión de estructuras sintéticas que generan una serie lineal de lomos de presión en *echelon*, intercalados localmente con pequeñas cuencas de tracción (Figura 16, Anexo 3).

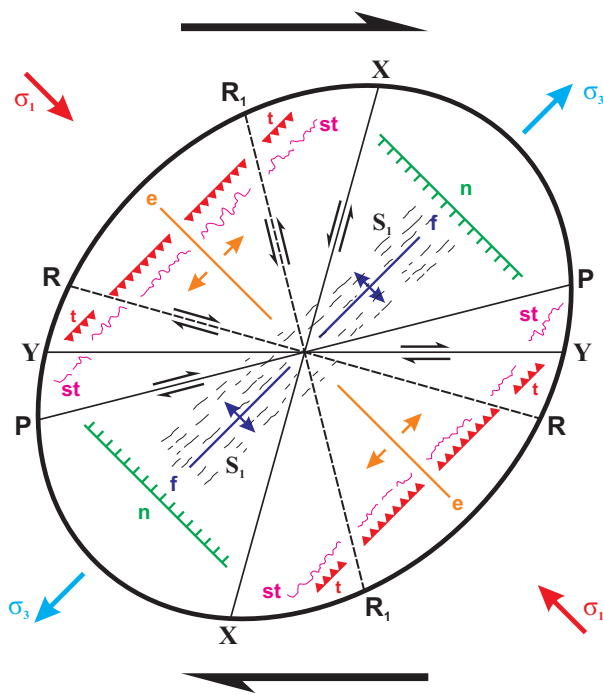
El rasgo morfológico más común y destacado a lo largo del trazo son los lomos de falla, todos tienen una forma alargada y de una u otra forma son la expresión de condiciones transpresivas a lo largo de la zona principal de deformación (Diederix *et al.*, 2006). Estos resultan de la interacción de las diferentes curvaturas del plano de falla con el movimiento transcurrente (Sylvester, 1988) (Figura 17). A lo largo de la falla se observan en

total 30 lomos con dimensiones entre 60 y 1480 m, y sólo 5 cuencas de tracción. La abundancia de lomos, en comparación con las cuencas, puede explicarse por la cinemática del sistema *rieldels* dextrales escalonados con numerosos saltos a la izquierda, que genera un ambiente transpresivo con formación de lomos. En cambio, los saltos de relevo a la derecha son más escasos, con el consiguiente resultado de un número menor de sitios trans-tensivos o formación de cuencas (Anexo 3).

Hacia el este del Lomo de Presión Calicanto, se presenta el tercer segmento de deformación de la falla que está caracterizado por varias trazas de falla en relevo, algunos lomos grandes (Lomo de Presión El Pulpito), y abombamientos y plegamientos de los depósitos cuaternarios. Al oeste de la población de Piedras, se presenta la exhumación de un bloque de rocas del Batolito de Ibagué (Figura 18) y el abombamiento del Abanico de Ibagué. Esta deformación se interpreta como producto de transpresión generada por una ligera curvatura hacia el norte de la zona de falla. La disposición de las estructuras de la zona de falla sobre el Abanico de Ibagué sugiere que la Falla de Ibagué termina hacia el este en un frente transpresivo y que la deformación ha sido transmitida de oeste a este a lo largo de una rampa lateral, que permite el desplazamiento de la cordillera Central al norte de la falla (Osorio *et al.*, 2008).



Figura 14. Imagen de Google Earth que muestra las relaciones de temporalidad entre el Abanico de Ibagué del Pleistoceno formado por flujos del Volcán Nevado del Tolima, y los abanicos del Guamo y El Espinal formados por lahares del Holoceno del Volcán Cerro Machín. El Grupo Gualanday fue una barrera geológica que impidió el paso de los flujos del Abanico de Ibagué. Las notaciones indican, K1: Cretácico Inferior, Q1: Pleistoceno y Q2: Holoceno.



El Lomo de Presión Calicanto es uno de los más grandes observados sobre el trazo de la falla, tiene aproximadamente 1485 m en su eje mayor y 40 m de altura (Figura 19). Este lomo fue formado por una suave curvatura hacia la izquierda de la falla principal que genera condiciones de transpresión. En perfil transversal, el lomo es asimétrico con la pendiente del flanco sur más suave que la del norte. Al extremo noreste del lomo y separado por una trinchera profunda (Figura 18) se encuentra otro lomo alargado de menor altura que se interpreta como el flanco norte desplazado en sentido dextral por aproximadamente 565 m, de manera que el cauce del río Chipalo, que pasa al este del lomo, también ha sido desplazado en una cantidad igual. Esta geoforma es el resultado de una rectificación del trazo principal que cortó efectivamente la curvatura preexistente del trazo principal (Figura 20). Aunque no es posible conocer la edad de

Figura 15. Orientación de estructuras mayores y menores relacionadas con fallas de rumbo dextral y asociadas con cizalla simple, bajo condiciones ideales (tomado de Rosello, 2001). Falla principal (Y), juegos riedel sintéticos (R, P); juegos riedel antitéticos (X, R1); plegamientos (f); fallamiento normal (n), cabalgamientos (t), extensiones (e), estilolitos (st) y clivajes o foliaciones (S1).

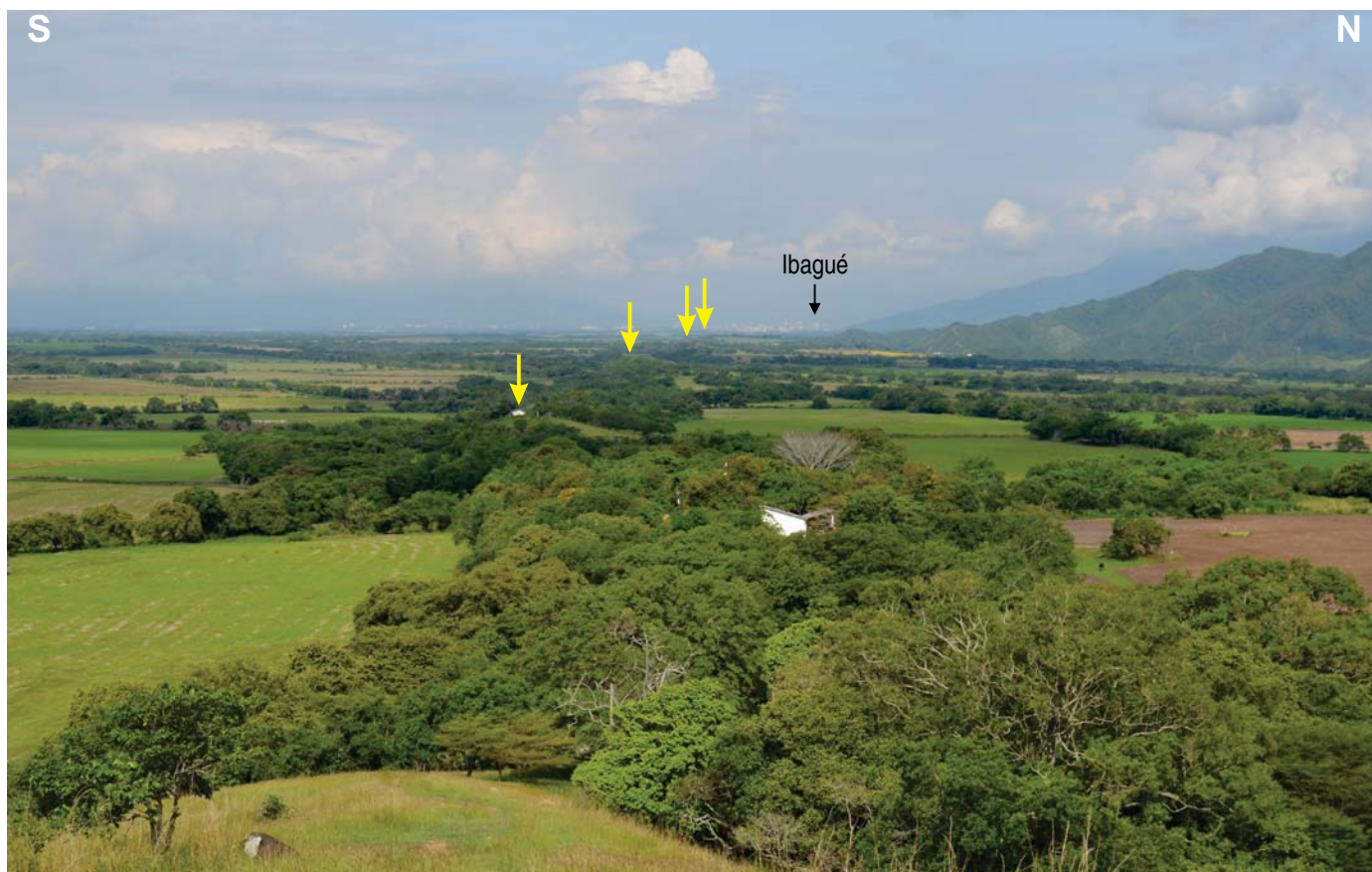


Figura 16. Vista al oeste de la Falla de Ibagué, tomada desde el Lomo de Presión Calicanto. El trazo de la falla está definida principalmente por la alineación de lomos de presión —señalados con flechas amarillas—, al fondo se observa la ciudad de Ibagué.

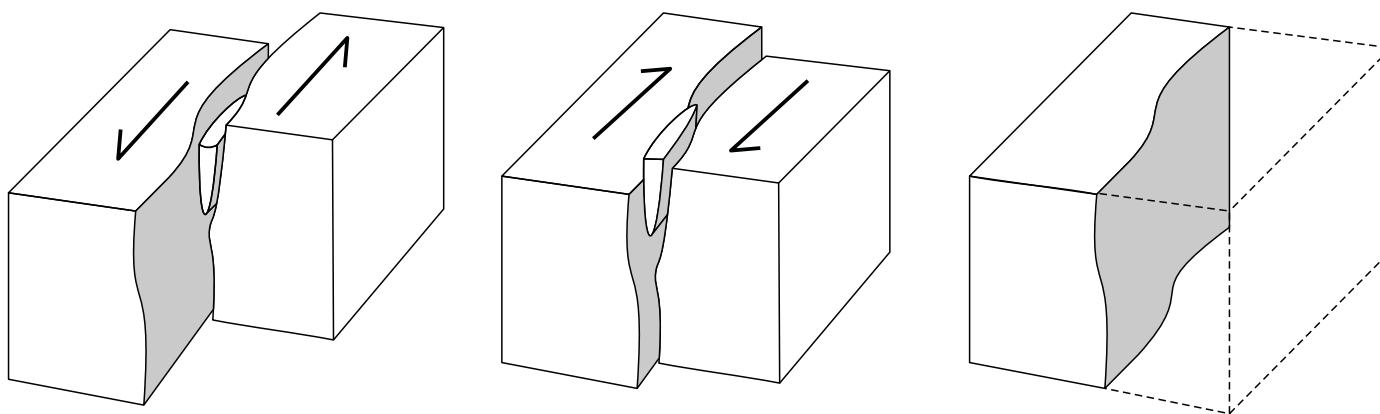


Figura 17. Bloques diagramas con modelos que explican la generación de lomos de falla y cuencas de tracción que resultan al relacionar la geometría del plano de falla con la dirección del movimiento transcurrente (Tomado de Diederix *et al.*, 2006).

este reajuste, si es factible concluir que debe haber ocurrido en una fase tardía del desarrollo del lomo, cuando ya había alcanzado dimensiones actuales (Diederix *et al.*, 2006).

En la zona cerca a la Falla de Ibagué existen importantes centros poblados como Ibagué, Bogotá, Armenia, Pereira y Manizales que se verían afectados por la actividad de la falla; por esta razón y con el fin de evaluar la amenaza sísmica relacionada con esta estructura, el Servicio Geológico Colombiano (SGC) realizó un estudio paleosismológico en una cuenca de tracción con un lago de falla. El estudio reveló que 10 eventos de

ruptura ocurrieron desde hace aproximadamente 15 000 años BP, con una magnitud promedio de 7,2 y una tasa de deslizamiento de 2,8 mm/año. A la falla se han asociado los sismos históricos de 1825 denominado Sismo de Ibagué, y el de 1942 que con una magnitud M_s de 5,8 alcanzó una intensidad epicentral de VII en la ciudad de Ibagué (Gómez & Salcedo, 2000).

Después de realizar los estudios de morfotectónica y paleosismología en la Falla de Ibagué y con el objetivo de estudiar el comportamiento a largo plazo de la falla, el Proyecto Geored del SGC instaló 15 estaciones de campo alrededor de la Falla de



Figura 18. Trinchera de falla originada por el desplazamiento de la parte norte del Lomo de Presión Calicanto. Al fondo se observa el Lomo Presión El Pulpito y el Abombamiento de Piedras.



Figura 19. Vista longitudinal del Lomo de Presión Calicanto tomada desde el noreste.

Ibagué, estas hacen parte de la red pasiva que opera cada año por 120 horas. En el Lomo de Presión Calicanto y en el lomo desplazado están ubicadas 2 de estas estaciones.

Estación 5 Panorámica del Volcán Cerro Machín y depósitos piroclásticos en el valle del río Toche. Holoceno.

Carretera Ibagué–Armenia
75° 21' 55,681" W, 4° 25' 11,784" N
1603 m

El Volcán Cerro Machín (VCM) es un volcán activo tipo complejo anillo piroclástico–domo, cuyo cráter tiene aproximadamente 2 km de diámetro abierto hacia el flanco SW y se encuentra relleno por tres domos (Figura 21), con campos fumarólicos en la parte superior de uno de ellos (Cepeda *et al.*, 1995). El VCM tiene una altura de 2750 m y está situado a 150 km al suroeste de Bogotá y a 17 km al noroeste de Ibagué.

En esta estación se observa una panorámica del VCM y del valle del río Toche, cuenca principal por la cual se encausan los productos de flujos piroclásticos generados por la actividad eruptiva (Figura 22). Después de que se unen los ríos Toche

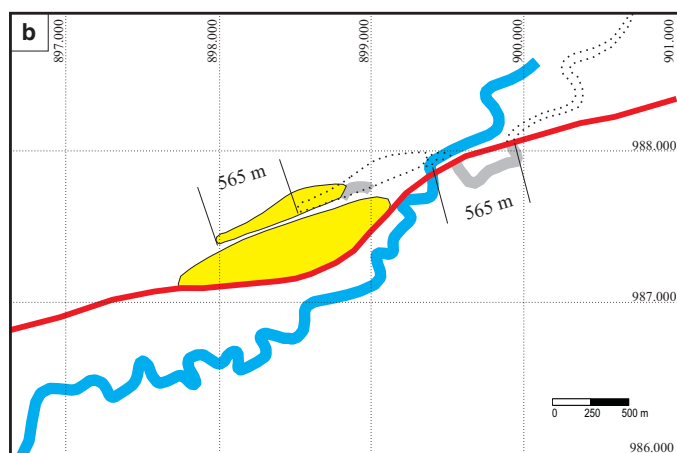
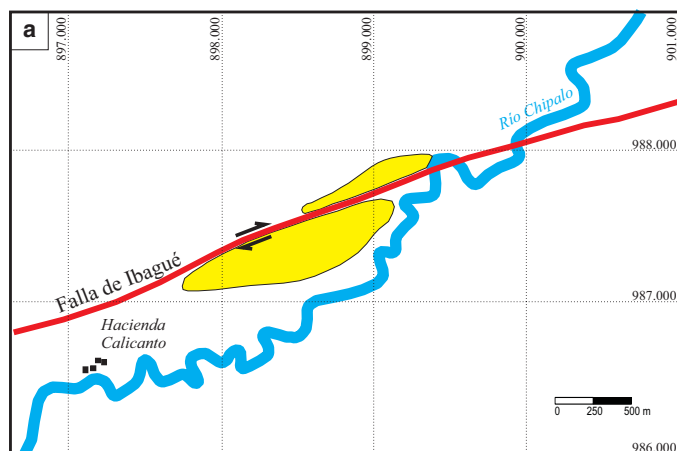


Figura 20. Modelo de formación del Lomo de Presión Calicanto. a. Geomorfología actual del Lomo de Presión Calicanto que ha sido cortado y desplazado en sentido dextral por la Falla de Ibagué al rectificar del trazo original. b. Modelo del lomo de presión en una fase anterior al proceso de actividad de la Falla de Ibagué, en la que el lomo y el cauce del río Chipalo aún no habían sido desplazados. Obsérvese en color gris los meandros actuales del río Chipalo y la coincidencia del cauce del río al norte y al sur de la falla al devolver el desplazamiento dextral inferido, así como la ubicación actual del lomo y del río en trazos punteados. Se estima un desplazamiento de ca. 565 m.



Figura 21. Panorámica del Volcán Cerro Machín en la que se observan el anillo piroclástico y el complejo de domos dacíticos en su interior.



Figura 22. Panorámica desde la carretera Ibagué–Cajamarca, del Volcán Cerro Machín y el valle del río Toche que se encuentra relleno por los flujos piroclásticos de pómez generados durante las erupciones del volcán. Se puede observar un desnivel con respecto al lecho del río Toche cercano a los 600 m. Nótese el gran espesor de los depósitos.

y Bermellón, al río se le denomina, río Coello. Los productos generados durante las erupciones del VCM corresponden a flujos de pómez, oleadas y caídas de piroclastos generados durante actividad de tipo pliniana.

Desde este sitio se observan los domos somitales intracráticos del VCM y la morfología dada por secuencias de depósitos piroclásticos de diferentes edades, que han relleno el valle con espesores importantes. Las erupciones que han generado flujos piroclásticos en el VCM han sido denominadas por Méndez (2001) como: Boquerón (47 100 ±2400 años BP), Espartillal (5100 ±110 años BP), Anaime–El Tigre (4700 años BP), El Toche (3600 años BP), El Guaico (2550 ±70 años BP) y El Anillo (820 ±110 años BP).

La erupción denominada Toche es considerada la de mayor magnitud, afecta el área circundante al foco volcánico hasta un radio cercano a los 20 km. Se puede apreciar que los depósitos de las erupciones rellenan totalmente los cauces de los ríos Toche y Bermellón. Las erupciones generaron una topografía de contrapendiente y dejaron depósitos con espesores hasta de 100 m (Cepeda *et al.*, 1995; Méndez, 2000; Méndez, 2001). Estos flujos piroclásticos fueron represados dando lugar a la transición de flujo piroclástico–lahar en el río Coello. Aguas abajo y después del corregimiento del mismo nombre los represamientos generaron lahares de gran magnitud que alcanzaron grandes distancias y afectaron extensas áreas (Cortés, 2001b).

Estación 6 Metatobas del Complejo Quebradagrande. Cretácico.

Carretera Ibagué–Armenia
75° 36' 51,372" W, 4° 31' 43,626" N
1823 m

Complejo Quebradagrande

Fue descrito inicialmente por Grosse (1926) en el departamento de Antioquia, pero es usado en esta guía *sensu* Maya & Gonzá-

lez (1995) quienes proponen este nombre para denominar un litodema sedimentario y volcánico que aflora entre las franjas metamórficas del Complejo Cajamarca y Complejo Arquía en la cordillera Central de Colombia, cuyos límites son la Falla de San Jerónimo al este y la Falla de Silvia–Pijao al oeste (Figura 23). El Complejo Quebradagrande es un cinturón discontinuo de bloques fallados de rocas ultramáficas, gabros, rocas volcánicas básicas y rocas sedimentarias, con dirección aproximada N a N30°E que viene desde Ecuador hasta el sur de Liborina en el departamento de Antioquia.

Según Nivia *et al.* (2006) el Complejo Quebradagrande agrupa: secuencias clásticas arenoludáceas; formaciones Aberrajal, Valle Alto y La Soledad; secuencia sedimentaria San Francisco; secuencia sedimentaria rojiza, lavas y piroclastos; Formación Quebradagrande; Complejo Metasedimentario Aranzazu–Manizales; rocas máficas; peridotitas de Liborina y de Sucre; Complejo Pácora; gabros de Romeral, y gabros de Pereira.

Es ampliamente aceptado que el origen del Complejo Quebradagrande fue en un arco volcánico y una corteza oceánica formada en una cuenca continental intracratónica (Nivia *et al.*, 2006 y Villagómez *et al.* 2011). La edad de Complejo Quebradagrande es Cretácico con base en edades radiométricas U–Pb y Ar–Ar, y fósiles (p. ej. Gómez *et al.*, 1995; Cochrane, 2013; Arevalo *et al.*, 2001; Gómez *et al.*, 2015b). Uno de los autores de la guía, J. GÓMEZ junto con otros colegas, encontraron fósiles de amonites del Albiano en diferentes localidades a lo largo del Complejo Quebradagrande.

El Túnel de la Línea es una obra con una longitud de 8,6 km que atraviesa la cordillera Central de Colombia y que reduce el tiempo de viaje en una hora por la carretera Ibagué–Armenia. Por esta razón, el Proyecto Mapa Geológico de Colombia del SGC adelantó una investigación para describir los núcleos obtenidos de la obra y realizar la cartografía geológica a escala 1:10 000 en el área que fue entregado el año pasado (Gómez & Madrid, 2015; Madrid, 2015). Varias de las descripciones que se hacen en esta guía de los complejos Quebradagrande y Cajamarca se tomaron de este trabajo.

En la estación 6 se observará un afloramiento de metatobas del Complejo Quebradagrande (Figura 24). Estas tienen un metamorfismo regional en facies esquisto verde con formación de clorita, tremolita–actinolita y talco. Es muy común encontrar intercalaciones de metolodolitas en las metatobas y viceversa. También se encuentran intercaladas andesitas basálticas de color verde y escala métrica.

El grado de metamorfismo de las metatobas es muy variable, encontrándose en algunos afloramientos y núcleos de perforaciones del Túnel de La Línea, muy poco o nada de metamorfismo. Las tobas son de cristales; cristales y líticos, y líticos. Los líticos son de rocas volcánicas (andesitas basálticas) encontrándose muchas veces muy alterados en una matriz vítrea. Las tobas de cristales están formadas por cristales de plagioclasa, anfíboles y cuarzo. Los minerales de alteración son calcita a partir de plagioclasas y los anfíboles están alterados a clorita y epidota (Gómez & Madrid, 2015).

Por el contrario, en otras partes el grado de metamorfismo es mayor, la roca presenta una apariencia esquistosa dada por la clorita y la tremolita–actinolita (Gómez & Madrid, 2015; Madrid, 2015). La diferencia de los esquistos verdes del Complejo Cajamarca y las metatobas del Complejo Quebradagrande —que en ocasiones en muestra de mano y afloramiento tienen una apariencia similar— es que en los primeros domina más la

clorita que la tremolita–actinolita y en los esquistos del Complejo Cajamarca la foliación es mucho más desarrollada.

También en algunos núcleos de perforaciones del Túnel de La Línea se describieron franjas de milonitas donde los líticos de las rocas volcánicas han actuado como porfiroclastos con formación de sombras de presión. Asimismo esa deformación es evidente en los cristales de pirita que desarrollan orlas de deformación.

Estación 7 Metalodolitas plegadas del Complejo Quebradagrande. Cretácico.

Carretera Armenia–Cajamarca
75° 36' 22,352" W, 4° 31' 9,113" N
2090 m

En la estación 7 se observa la parte sedimentaria del Complejo Quebradagrande sedimentario. En el afloramiento se apreciarán metalodolitas de color negro con pliegues flexulares de escala decimétrica que han desarrollado una crenulación paralela a los planos axiales de los pliegues (Figura 25). Los pliegues al sur del afloramiento tienen una orientación N20°W/33°W, 37S (*pitch*) y al norte una orientación N10°E/61°NW, 25°S. La orientación de la foliación es N19°E/62°S. En algunos afloramientos y núcleos de perforaciones del Túnel de La Línea se encuentran secuencias de turbiditas de escala centimétrica y algunas capas de calizas de escala decimétrica (Gómez & Madrid, 2015).

Estación 8 Esquistos plegados del Complejo Cajamarca. Triásico.

Carretera Cajamarca–Ibagué
75° 27' 54,392" W, 4° 25' 56,896" N
2017 m

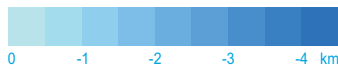
Complejo Cajamarca

El Complejo Cajamarca fue descrito por Nelson (1957 y 1962) como Grupo Cajamarca en el corte de la carretera Ibagué–Armenia. Para esta guía el Complejo Cajamarca se usa *sensu* Maya & González (1995). El Complejo Cajamarca es el basamento de la cordillera Central y está en contacto fallado con el Complejo Quebradagrande (Falla de San Jerónimo) y con los intrusivos jurásicos (fallas de Otú y Pericos) (Figura 23). Al sur de la Falla de Ibagué es intruido por el Batolito de Ibagué del Jurásico.

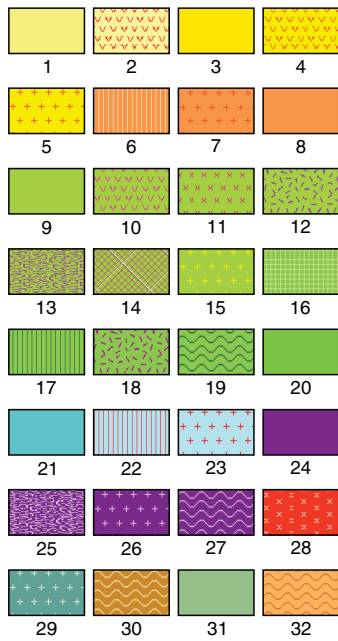
El Complejo Cajamarca junto con otras unidades de alto grado como el Complejo El Retiro *sensu* Rodríguez *et al.* (2005), el Complejo Puquí, etc. integran el Terreno Tahamí *sensu* Restrepo *et al.* (2011). El metamorfismo es Triásico Medio–Superior (p. ej. Restrepo *et al.*, 2011); sin embargo, para Blanco Quintero *et al.* (2014) el metamorfismo es Jurásico Superior con base en edades *plateau* Ar–Ar de 147–158 Ma. Geoquímica realizada por Blanco Quintero *et al.* (2014) en anfibolitas del Complejo Cajamarca indican un protolito basáltico de afinidad N–MORB formado en un ambiente de *fore–arc*. Además estos mismos autores señalan un metamorfismo en el sentido de las agujas del reloj prógrado que alcanzó una temperatura de 550–580° y 8 kbar de presión.



Batimetría



Unidades geológicas



- Fallo
- Fallo cubierta
- Fallo normal
- ▲▲ Fallo de cabalgamiento
- ▲▲ Fallo de rumbo dextral
-▲▲ Fallo de rumbo dextral cubierta
- ▲▲ Fallo de rumbo sinistral
-▲▲ Fallo de rumbo sinistral cubierta
- Lineamiento
- ↕ Anticinal
- ↕ Sinclinal
- ▲▲ Zona de subducción
- Río
- Lago y ciénega
- Ciudad

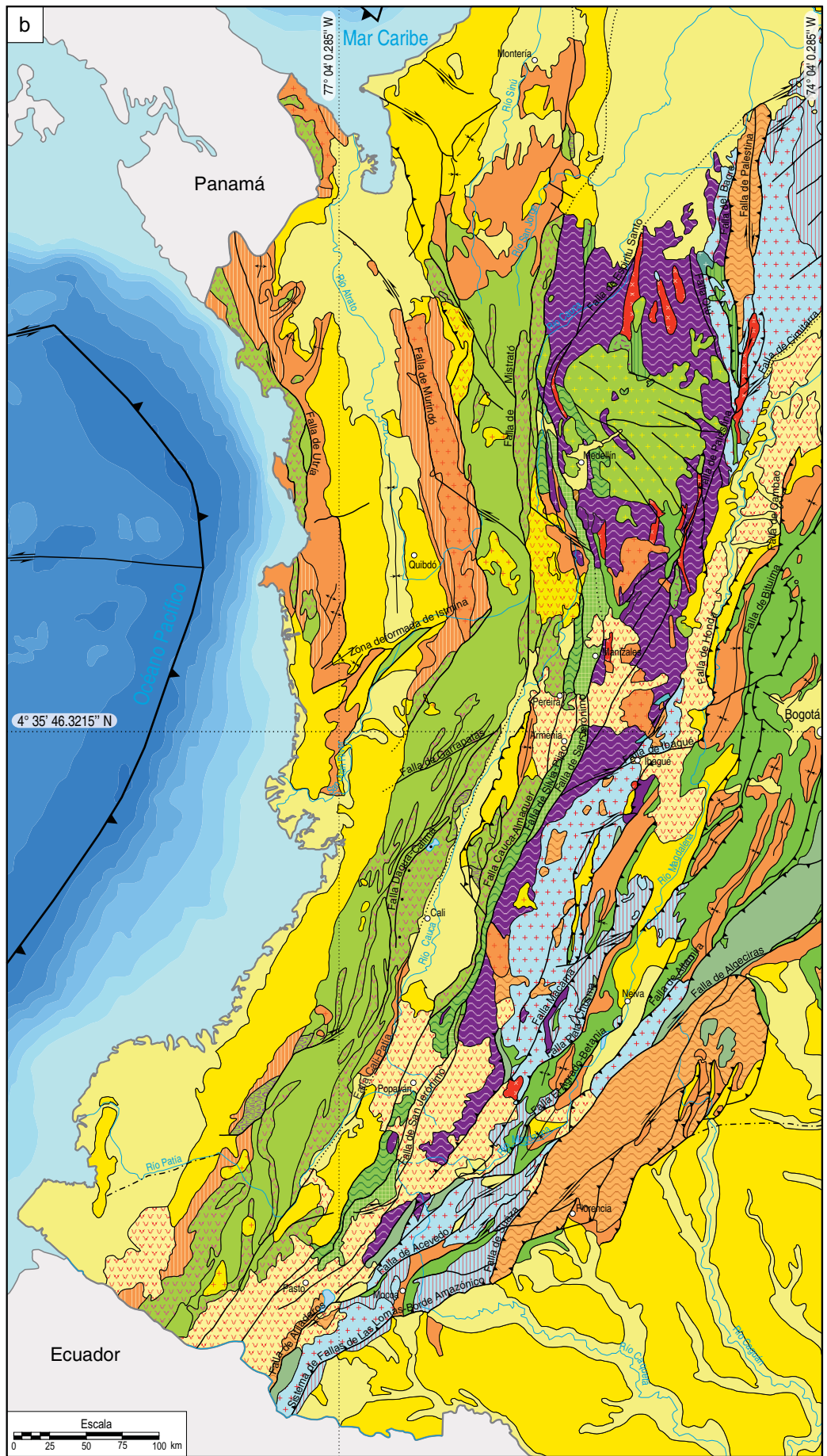




Figura 23. Mapa Geológico del Occidente Colombiano. (1) Depósitos del Cuaternario, (2) rocas volcánicas y volcanoclasticas del Neógeno y Cuaternario, (3) sedimentitas del Neógeno, (4) volcanitas y volcanoclastitas del Mioceno, (5) plutones y pórfidos del Mioceno, (6) volcanosedimentitas del Paleógeno, (7) plutones del Paleógeno, (8) sedimentitas del Paleógeno, (9) sedimentitas del Turoniano al Maastrichtiano, (10) basaltos del Cretácico Superior, (11) tonalitas del Cretácico Superior, (12) gabros del Cretácico Superior, (13) ultramafitas del Cretácico Superior, (14) Esquistos Azules de Jambaló, (15) plutones del Cretácico Superior, (16) Complejo Quebradagrande, (17) volcanosedimentitas del Cretácico Inferior, (18) gabros del Cretácico Inferior, (19) Complejo Arquía, (20) sedimentitas epicontinentales del Cretácico, (21) sedimentitas de edad no determinada (Mesozoico?), (22) volcanosedimentitas del Jurásico, (23) plutones del Jurásico, (24) sedimentitas del Triásico, (25) Dunita de Medellín del Triásico, (26) plutonitas del Triásico, (27) Complejo Cajamarca y otras metamorfitas de grado medio alto del Triásico, (28) ortogneises del Pérmico–Triásico, (29) Stock del Carmen del Carbonífero, (30) metamorfitas del Devónico, (31) sedimentitas del Paleozoico y (32) metamorfitas del Esténico–Tónico. Simplificado de Gómez *et al.* (2015a).

Para Restrepo *et al.* (2011) los esquistos del Complejo Cajamarca y las otras rocas de alto grado del Terreno Tahamí se formaron por un metamorfismo de rocas sedimentarias y basaltos que se formaron al oeste de Pangea durante el Pérmico–Triásico y afectó rocas de Colombia, Perú y Ecuador. Por el contrario, para Blanco Quintero *et al.*, (2014) el Complejo Cajamarca se formó en un ante arco/arco volcánico en una margen activa al oeste de Gondwana en el Jurásico Tardío.

El Complejo Cajamarca en el área a visitar consiste en pizarras, esquistos negros, esquistos verdes, anfíbolitas, serpentinitas y esquistos cuarzo–sericíticos en facies esquistos verde y epidota–anfíbolita (Gómez & Bocanegra, 1999; Gómez & Madrid, 2015). El contacto de los distintos grupos litológicos coincide aproximadamente con los planos de foliación.

En la estación 8, seleccionada para observar el Complejo Cajamarca, la unidad consiste de esquistos negros y verdes. Los esquistos negros están formados por moscovita (42,2 %), cuarzo (35,8 %), grafito (18,4 %), clinozoisita (1,8 %). Su textura es lepidoblástica (moscovita) y granolepidoblástica con un tamaño de grano fino a medio (Gómez & Bocanegra, 1999). Los esquistos verdes se componen mineralógicamente de clorita (11,4–34,7 %),



Figura 24. Afloramiento de metatobas del Complejo Quebradagrande.



Figura 25. Metalodolitas del Complejo Quebradagrande. a. Nótese los pliegues flexurales de las metalodolitas. b. Se observa una foliación de crenulación penetrativa paralela a los planos axiales de los pliegues.

cuarzo (7,7–32,3 %), tremolita–actinolita (0–20,3 %), clinzoisita (0–14,7 %), calcita (0–14,1 %), epidota (0–28,1 %) y plagioclasa (0–6,8 %). Su textura es granolepidoblástica (clorita) a granonematoblástica (tremolita–actinolita).

En el afloramiento los esquistos se encuentran plegados con una foliación S2 paralela a los planos axiales de los pliegues. La medida del plano axial del pliegue es NS/6° S que por la disposición de los pliegues en el afloramiento no fue posible medir con precisión la dirección de enterramiento. La foliación en la quebrada tiene una disposición N15°W/78° SW (Figura 26).

Estación 9 Falla de Pericos.

Carretera Cajamarca–Ibagué
75° 18' 44,017" W; 4° 25' 4,944" N
1510 m

Falla de Pericos

La Falla de Pericos fue descrita por primera vez por Nelson (1957, 1962) en la quebrada Pericos de donde toma su nombre. Tanto por las similitudes descritas por Feininger *et al.* (1972) entre la Falla de Pericos y la Falla de Otú como por la presencia de “milonitas, rocas fuertemente cizalladas y especialmente



Figura 26. Esquistos verdes del Complejo Cajamarca. Nótese el plegamiento y el desarrollo de incipiente crenulación paralela a los planos axiales de los pliegues.

lentes de mármol y anfibolita que son extrañas en el área”, Restrepo & Toussaint (1989) plantean que la prolongación sur de la Falla Otú es la Falla de Pericos, y proponen el nombre de Falla de Otú–Pericos con el cual es más conocida en la literatura geológica. Además la proponen como el límite entre el Terreno Chibcha que es principalmente el basamento de la cordillera Oriental y el Terreno Tahamí que constituye el basamento de la cordillera Central (Figura 1).

Para efectos de la guía vamos a usar el nombre original de Nelson (1957, 1962): Falla de Pericos. La Falla de Pericos en el área que se va a visitar tiene un rumbo N25–65°E y una zona de falla que varía de 700 a 2000 m de ancho, está constituida por una serie de fallas que limitan unidades geológicas distintas no relacionadas entre sí. Este sistema de fallas que limita un gran lente tectónico, es limitado al oeste por la Falla de Cataima y al este por la Falla de Pericos. Al oeste de dicho lente afloran los esquistos del Complejo Cajamarca y al este el Batolito de Ibagué. Restringidos a esa zona de falla afloran, como lentes tectónicos, esquistos y anfibolitas (Neises y Anfibolitas de Tierradentro *sensu* Mosquera *et al.*, 1982); las Metasedimentitas de Santa Teresa, y los Mármol y Metasedimentitas de La Calera (Anexo 4). Es de resaltar que estas unidades se encuentran restringidas únicamente a la zona de falla (Gómez & Bocanegra, 1999).

Descripción de las unidades dentro de la zona de la Falla de Pericos

Las anfibolitas son de grano fino a medio con textura nematoblástica, están formadas por hornblenda (23,3–81,7 %), plagioclasa (4,6–37,1 %), calcita (0–26,8 %), clinopiroxeno (0–3,9 %) y biotita (0–0,9 %). Como accesorios hay esfena (*ca.* 4%), circón e ilmenita, y como secundarios clorita, clinozoisita, sericita, caolín, leucóxeno y talco. Su edad es Triásica, con base en datos U–Pb de 243,13 ± 5,4/–6,8 Ma en una anfibolita que aflora en cercanías de Armero (Tolima) asociadas a la Falla de Pericos (Bustamante *et al.*, 2014).

Las Metasedimentitas de Santa Teresa, de edad desconocida, están formadas por intercalaciones de metalodolitas de color negro, metarenitas, metarenitas conglomeráticas y metaconglomerados de cuarzo y líticos de esquistos.

Los Mármol y Metasedimentitas de La Calera están formados por mármol grises, calizas con intercalaciones menores de metalodolitas y metarenitas de color negro. Fósiles de crinoideos indeterminados fueron encontrados en los mármol por Gómez & Bocanegra (1999) y solo indican que son posteriores al Ordovícico.

El Batolito de Ibagué es el plutón más grande de Colombia, se encuentra al este de la Falla de Pericos. En la zona, las rocas del intrusivo tienen una textura fanerítica de grano medio a grueso, de color gris moteado a negro, formadas por plagioclasa (30–71 %), cuarzo (17–34 %), ortosa (7–36 %), hornblenda (0–24 %) y biotita (7–11 %). La composición dominante es granodiorítica con variaciones a tonalita, cuarzomonzodiorita y monzogranito (Gómez & Bocanegra, 1999)

Cinemática de la Falla de Pericos

La zona de cizalla es una franja con límites subparalelos en donde se concentra la deformación. El comportamiento de una roca frente a un esfuerzo dependerá de sus propiedades elásticas intrínsecas y del nivel cortical en el cual ocurre la deformación, así en niveles corticales superiores ese comportamiento es frágil pasando a ser frágil–dúctil en niveles intermedios y dúctil en inferiores (Figura 27). Los tipos de roca producidos por procesos de deformación se les denomina rocas de falla, Sibson (1977) propuso la clasificación más usada para este tipo de rocas (Figura 28).

La deformación **dúctil dentro de la Falla** de Pericos está localizada al norte, en la cuenca del río Combeima, y la deformación frágil al sur en cercanías a la Falla de Ibagué. Indicadores cinemáticos como porfiroclastos augen asimétricos, mica *fish*, fábricas planares compuestas y porfiroclastos rotos desplazados en muestras de milonitas orientadas le permitieron a Gómez & Bocanegra (1999) interpretar un movimiento de rumbo dextral (Figura 29). Asimismo criterios cinemáticos en pliegues asimétricos tipo Z y S permitieron asignar un movimiento inverso en la Falla de Cataima (Anexo 4).

Descripción de la estación 9

En la estación 9 se hará un recorrido de 900 m en la zona de la Falla de Pericos entre el parador Liz y hasta la quebrada Pericos (Figura 30). Allí se verán brechas de falla, protomilonitas y ultramilonitas producidas por la Falla de Pericos, que afectan rocas del Batolito de Ibagué y Mármol y Metasedimentitas de La Calera en una compleja relación pocas veces vista (Gómez & Bocanegra, 1999). La presencia de milonitas y bloques de ultramilonitas entre las brechas de falla indica una larga historia de deformación que puede ser incluso activa en estos momentos.

Estación 10 Volcán El Tabor y panorámica del Volcán Guacharacos. Cuaternario.

Variante de Ibagué
75° 10' 38,676" W, 4° 23' 58,106" N
1050 m

En el Tolima se han reconocido centros eruptivos con características de volcanes monogenéticos, algunos de los cuales se

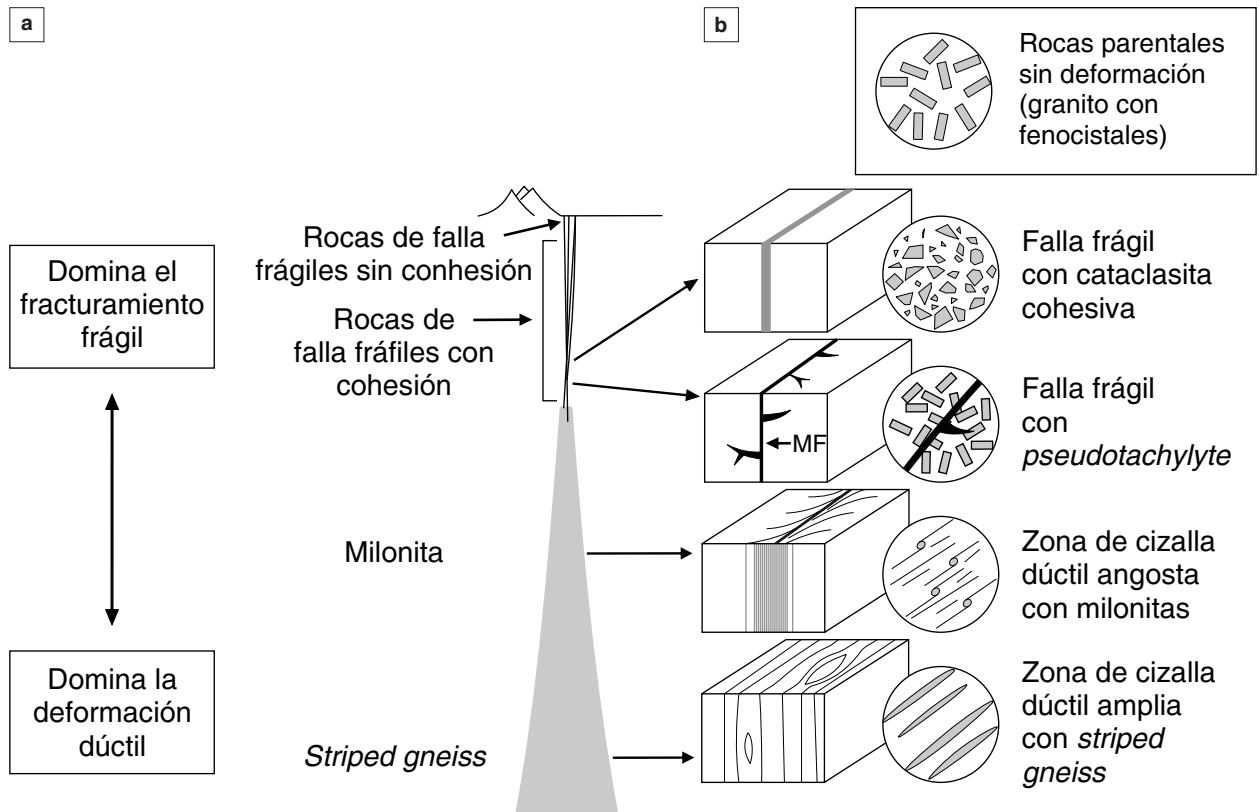


Figura 27. Distribución con la profundidad en la corteza de los principales tipos de rocas de falla. a. Corte esquemático a través de una zona de falla transcurrente. b. Representación esquemática de los tipos principales de rocas de falla (sin escala) y la geometría local de la zona de cizalla en un bloque de 1 m de ancho desarrollado a partir de un granito con fenocristales (Tomado de Passchier & Trouw, 1998).

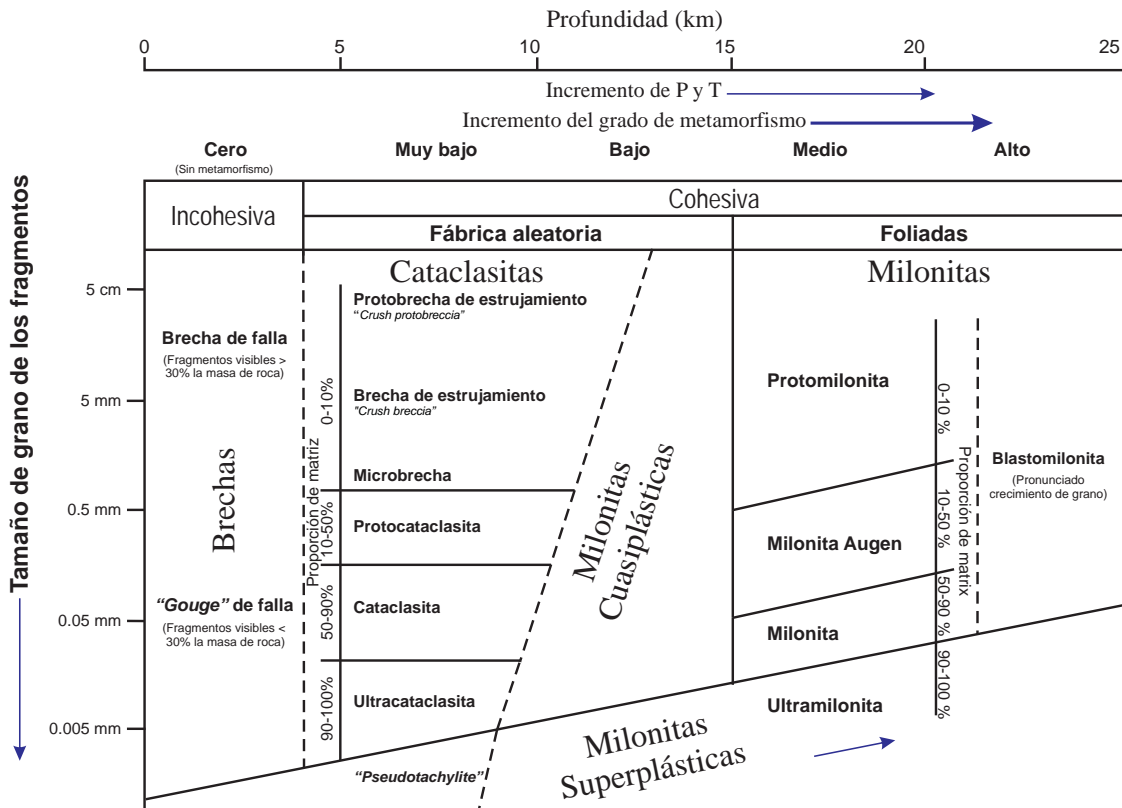


Figura 28. Clasificación de rocas de falla que han sido derivadas de litologías cuarzo-feldespáticas; ejemplo de un granito (adaptado de Sibson, 1977 en Marshak & Mitra, 1988).

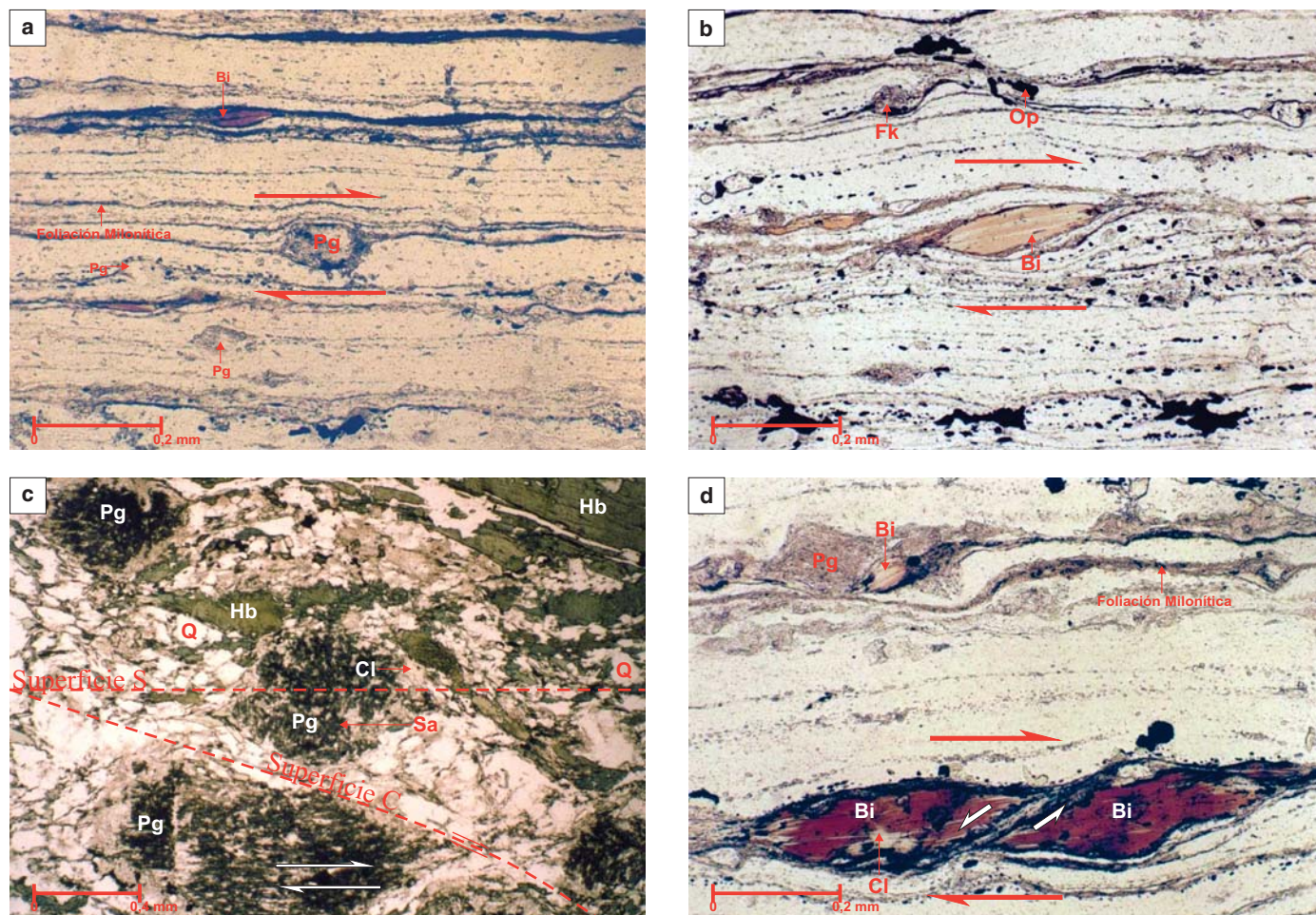


Figura 29. Criterios cinemáticos en secciones delgadas realizadas sobre muestras orientadas de ultramilonitas y milonitas de la Falla de Pericos. a. Porfiroclasto de plagioclasa sericitizada con colas asimétricas de mica, que indica un sentido de cizalla dextral. Nótese el porfiroclasto de biotita roja con colas asimétricas que indica, igualmente, un movimiento dextral. La roca corresponde a una ultramilonita, según clasificación de Sibson (1977). La matriz está formada por cuarzo con extinción ondulante y feldespato potásico. b. Mica *fish* (biotita roja) levemente cloritizada, que indica un sentido de cizalla dextral. La roca corresponde a una ultramilonita, según la clasificación de Sibson (1977). La matriz está formada por cuarzo con extinción ondulante y feldespato potásico. c. Microfotografía en nicoles paralelos de una milonita augen según la clasificación de Sibson (1977), exhibiendo superficies S–C, que indica un sentido de cizalla dextral. Nótese que las superficies S son definidas por la elongación de porfiroclastos de plagioclasa y las superficies C por porfiroclastos de clorita, hornblenda y feldespato. El protolito es el Batolito de Ibagué. d. Porfiroclasto de biotita roja fracturado, que indica un sentido de cizalla dextral. Nótese que el sentido de movimiento, a lo largo del plano de fractura, es opuesto al sentido de cizalla de la roca. La roca corresponde a una ultramilonita, según clasificación de Sibson (1977). La matriz está formada por cuarzo con extinción ondulante y feldespato potásico. Pg: plagioclasa, Bi: biotita, Fk: feldespato potásico, Hb: hornblenda, Cl: clorita, Q: cuarzo, Sa: sausurita. Tomado de Gómez & Bocanegra (1999).

encuentran localizados muy cerca a la ciudad de Ibagué como los volcanes Guacharacos y El Tabor (Figura 31). Estos corresponden a conos de lava y conos piroclásticos, cuyos productos predominantes son basaltos andesíticos de olivino y piroxeno, químicamente corresponden a basaltos calcoalcalinos (Núñez *et al.*, 2001; Galindo, 2012) altos en Mg y representan magmas primarios (Monsalve & Gómez, 2015).

Los productos volcánicos de estas estructuras yacen sobre los depósitos volcanosedimentarios del Abanico de Ibagué del Pleistoceno, por lo que el evento volcánico se considera como uno de los sucesos geológicos más recientes ocurridos en esta región, quizás del Holoceno (Núñez *et al.*, 2001). En la zona donde está construida la ciudad de Ibagué convergen varias fallas geológicas, algunas de ellas con claras evidencias de actividad neotectónica. En la intersección de dos de estas, la de Bue-

nos Aires con rumbo NW y Rovira con dirección NNE, tuvo lugar el emplazamiento del Volcán Guacharacos (Figura 32), quizá la de Rovira que puede ser una falla profunda (Núñez *et al.*, 2001).

El Volcán El Tabor es un cono piroclástico en forma de **media luna** con un cráter de 350 m de diámetro, pendiente muy suave hacia su sector oeste y destruido hacia su sector ESE (Figura 33). Los productos asociados a la actividad del volcán, hasta el momento identificados, son principalmente bloques basálticos, masivos a vesiculados, que se encuentran en la pared interna del cráter y esporádicamente en la superficie del anillo, y que corresponden posiblemente a bloques que se desprendieron de las capas piroclásticas que forman el cono. En muy baja proporción, se reconocieron bombas y, en la superficie del flanco W, una delgada capa de lapilli lítico a vesiculado. Hasta el

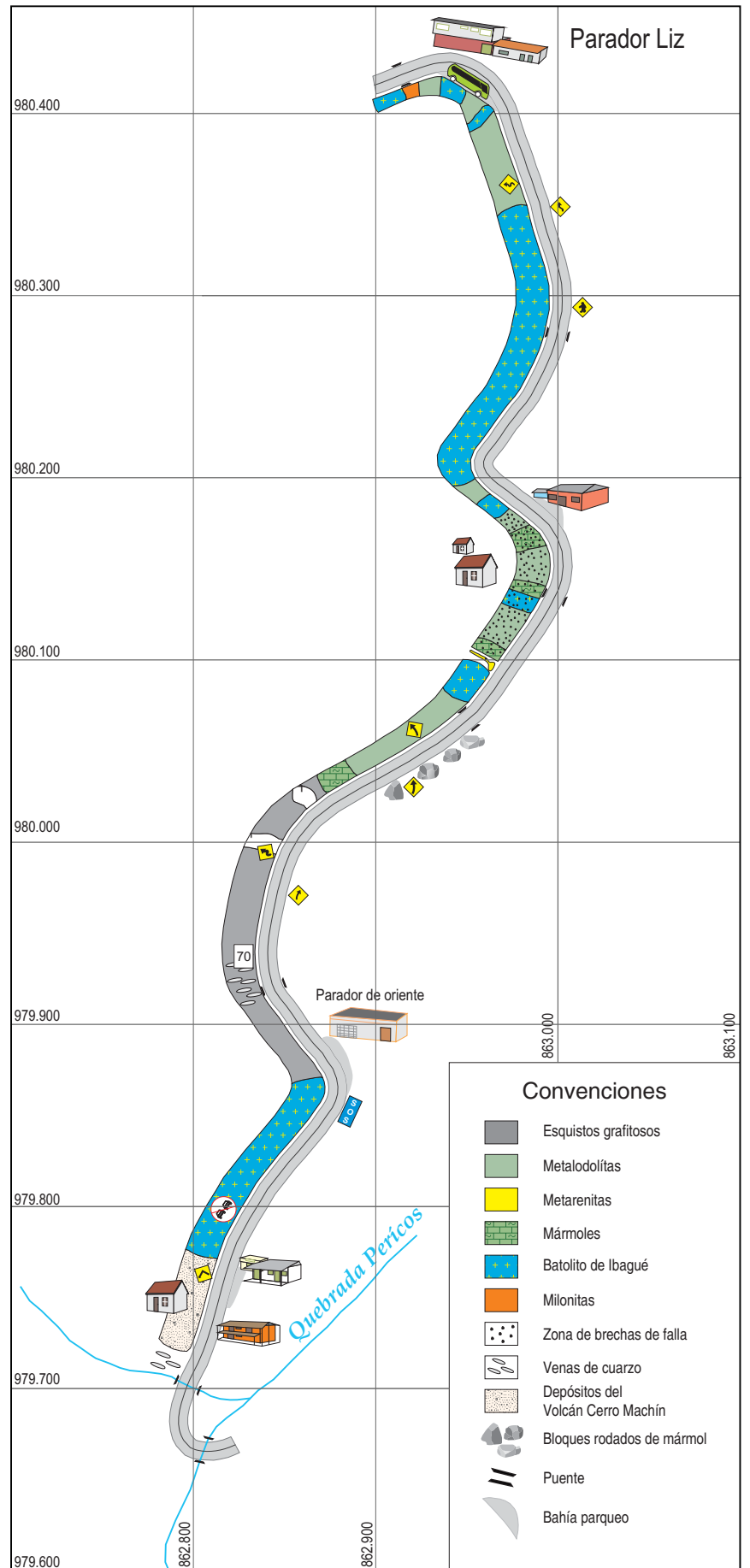


Figura 30. Corte geológico en la zona de Falla de Pericos, desde el Parador Liz hasta la quebrada Pericos. Todos los contactos entre las unidades geológicas son fallados.

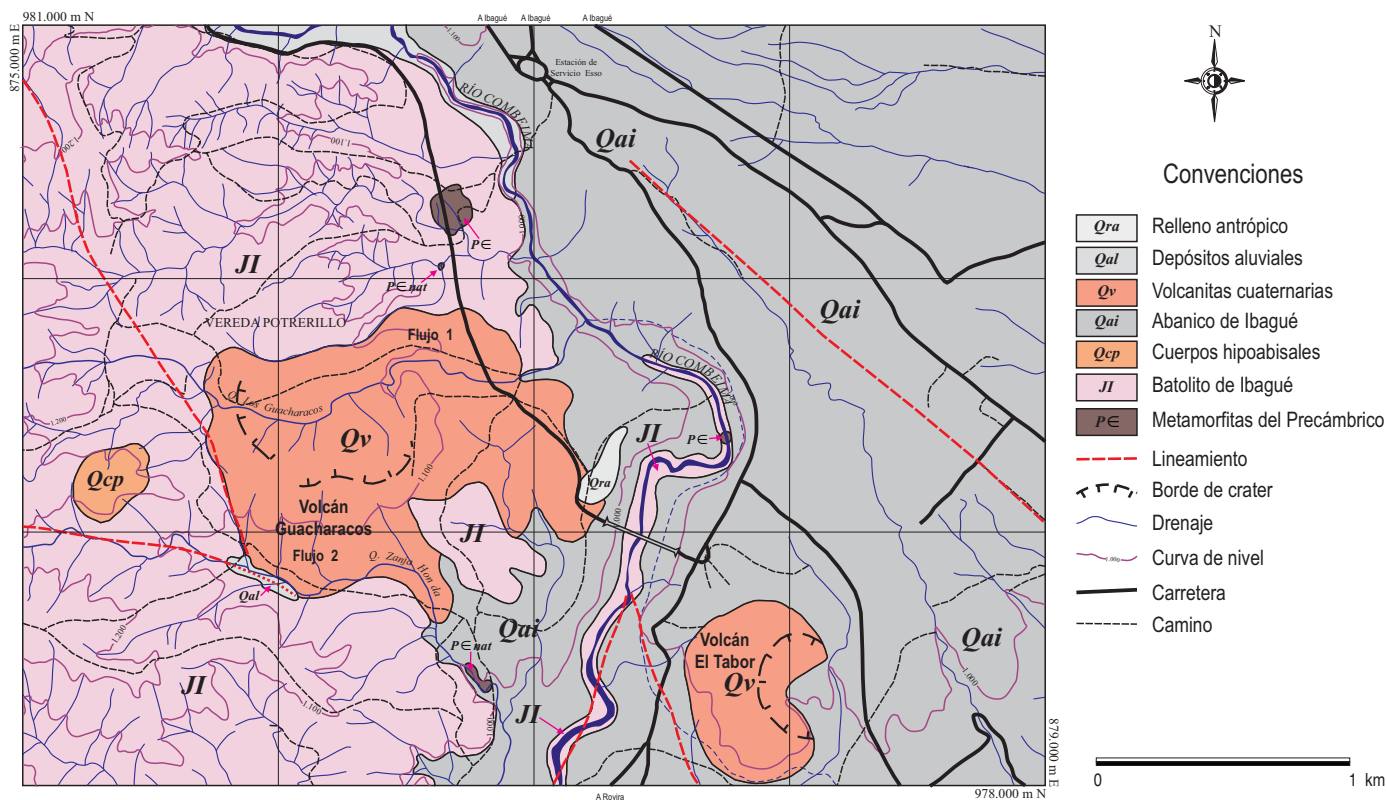


Figura 31. Mapa geológico de los volcanes Guacharacos y El Tabor localizados al SE de Ibagué (Tomado de Núñez et al. 2001).

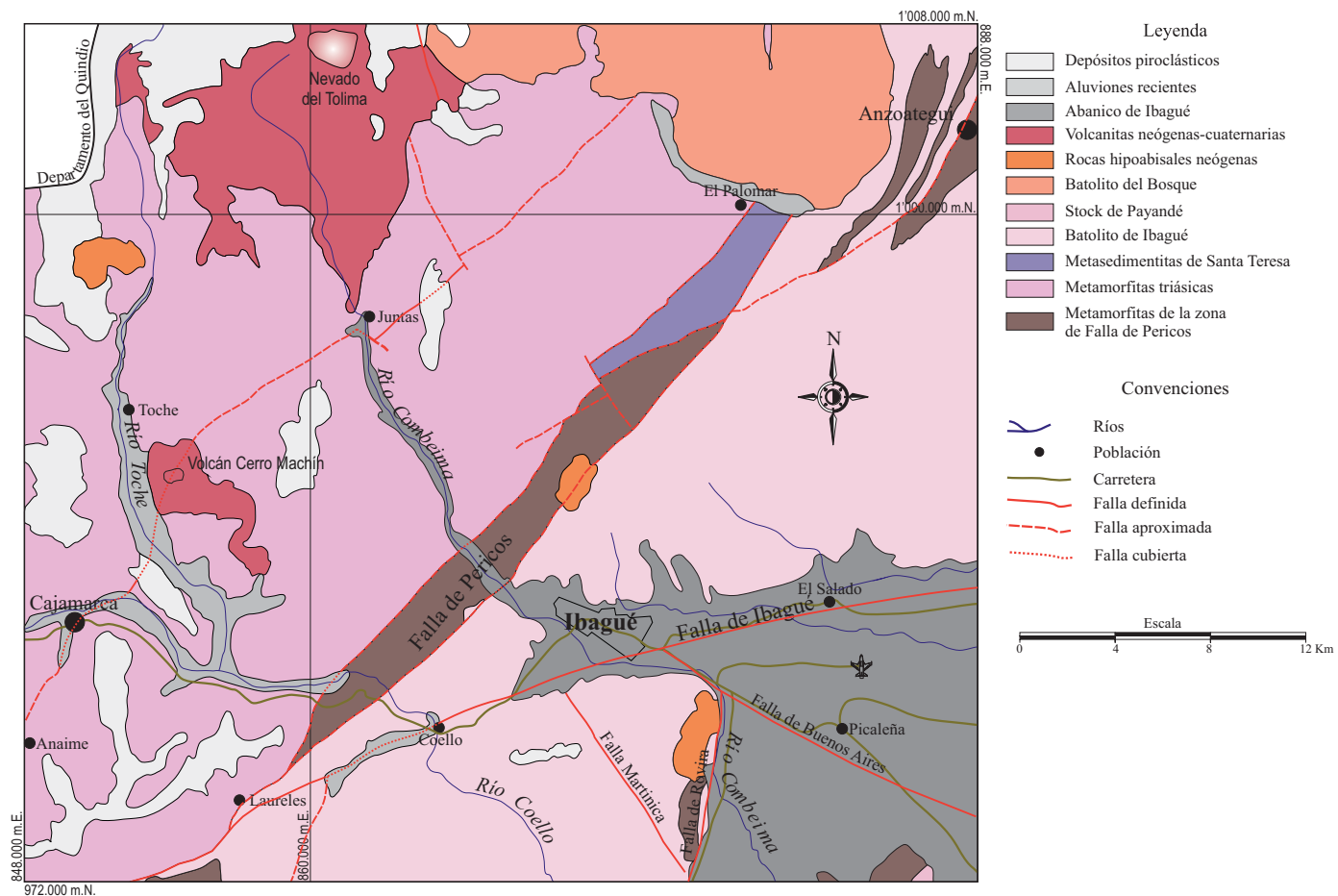


Figura 32. Mapa geológico regional en los alrededores de Ibagué (Tomado de Mosquera et al. 1982).



Figura 33. Panorámica que muestra la morfología del Volcán El Tabor del Cuaternario tomada desde el borde del cráter en el anillo piroclástico.

momento no se han identificado flujos de lava asociados a este volcán. Petrográficamente, la composición del material corresponde a basaltos olivínicos (datos de J. GÓMEZ sin publicar).

Desde la cima del Volcán El Tabor se puede apreciar el Volcán Guacharacos (Figura 34) a una distancia de 1,7 km al SW, cuyo cono volcánico tiene una elevación no mayor a 100 m. El Volcán Guacharacos es elongado en dirección EW con un eje mayor de aproximadamente 250 m (Núñez *et al.*, 2001). Los productos emitidos por el Volcán Guacharacos son esencialmente flujos de lava y piroclastos de caída tamaño bomba y lapilli. En sus alrededores, el material piroclástico se encuentra en avanzado estado de meteorización, transformado en material arcilloso de color rojo oscuro. De la zona en donde se encuentra el cono principal de Guacharacos se desprenden dos flujos de lava, uno avanzó por el norte ocupando parte del valle actual de la quebrada Guacharacos y llegó hasta el río Combeima ocasionando modificaciones en su curso. Este flujo tiene una extensión de 1300 m, con un espesor promedio de 20 m. El otro flujo se desprendió por el costado sur y avanzó por el valle de la quebrada Zanja Honda, su longitud es también de 1300 m, pero el volumen de lava emitido es menor que el de la quebrada Guacharacos (Núñez *et al.*, 2001). Los dos flujos están cubiertos por abundantes piroclastos de caída, se observan en la superficie de estas zonas brechosas que corresponden a las bombas emitidas durante las explosiones y que se incorporaron a la lava cuando aún no estaba solidificada (Núñez *et al.*, 2001).



Figura 34. Panorámica del Volcán Guacharacos desde la carretera Ibagué-Rovira.

Estación 11 Depósito de flujo de lava del Volcán Guacharacos. Cuaternario.

Variante Ibagué-Armenia
75° 11' 12,800" W; 4° 24' 41,648" N
1086 m

Durante el proceso de construcción de la variante de Ibagué se identificaron lavas y depósitos piroclásticos asociados al que se denominó Volcán Guacharacos (Núñez *et al.*, 2001). En esta estación se observa un corte perpendicular del depósito del flujo de lava norte, con un espesor expuesto de 8 m en promedio (Figura 35). La lava basáltica presenta un núcleo masivo y una superficie brechosa escoriácea con espesores irregulares, también se observan remanentes de material piroclástico alterado. La roca es de color gris claro y ocasionalmente rojo pálido por oxidación; presenta textura porfirítica con matriz afanítica, y tiene fenocristales menores de 2 mm de olivino. Petrográficamente, corresponden a basaltos andesíticos con olivino y pigeonita, que constituyen los fenocristales de la roca (23-29 %) embebidos en una matriz traquítica con microlitos de plagioclasa (labradorita) alineados (Núñez *et al.*, 2001).

Hasta el momento son pocos los volcanes monogenéticos identificados en el área, pero como es indicado en los trabajos de Núñez *et al.* (2001), Galindo (2012) y Monsalve & Gómez (2015), y teniendo en cuenta que la actividad monogenética puede ser mayor inclusive a 1 millón de años, no se descarta la posibilidad de la existencia de otros volcanes de este tipo en el área.



Figura 35. Flujo de lava del Volcán Guacharacos en la variante Ibagué.

Estación 12 Lahares de Armero. Holoceno.

Cruce de las carreteras Lérída–Armero y Cambao–Armero
74° 54' 27,907" W, 4° 57' 28,411" N
352 m

El Volcán Nevado del Ruiz (VNR) es un volcán compuesto activo (Figura 36) con una altura de 5321 m, está situado a 140 km al noroeste de Bogotá y al norte del *segmento volcánico norte* sobre la cordillera Central. Se encuentra dentro del Parque Nacional Natural Los Nevados (PNNN), y en los departamentos de Caldas y Tolima. Las erupciones ocurridas durante el Holoceno han sido principalmente de carácter explosivo, con episodios de extrusión y destrucción de domos; avalanchas de escombros; piroclastos de caída y flujos, y oleadas piroclásticas que han interactuado con la capa glaciaria dando lugar a lahares (Thouret *et al.*, 1990).

El VNR hizo erupción el 13 de noviembre de 1985 y generó una secuencia compleja de flujos y oleadas piroclásticas que interactuó con la nieve y el hielo del casquete glaciario de la cima, desencadenando la secuencia de lahares más mortíferos de la historia reciente de la humanidad. Los lahares fluyeron hacia el oeste, norte y este del volcán, siguiendo los 3 de los 4 principales sistemas de drenaje que nacen en él: ríos Chinchiná (departamento de Caldas), Gualí y Lagunilla (departamento del Tolima). Dentro de las 4 horas siguientes al inicio de la erupción, los lahares descendieron 5100 m y viajaron hasta 104 km de distancia, dejando a su paso una estela de destrucción catastrófica (Pierson *et al.*, 1990). Los lahares causaron la destrucción de prácticamente la totalidad de la población de Armero, localizada al norte del departamento del Tolima (Figura 37), en la boca del cañón del río Lagunilla y a 42 km al este de la cima del volcán. El VNR causó la muerte de más de 20 000 de sus habitantes, así como habitantes de otras áreas de influencia en el departamento de Caldas (Navarro *et al.*, 2011).

Las consecuencias trágicas de la erupción ocurrida el 13 de noviembre de 1985 marcaron el inicio de los estudios volcánológicos sistemáticos en Colombia y se constituyó en una lección a nivel mundial, que demostró la necesidad de realizar

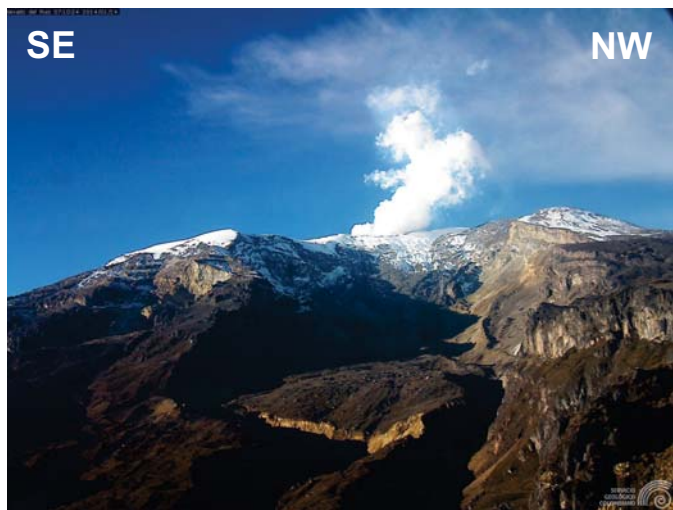


Figura 36. Panorámica del Volcán Nevado del Ruiz, en el sector norte. Cabecera del río Azufrado (afluente del río Lagunilla), uno de los valles por donde se canalizó el lahar generado durante la erupción del 13 de noviembre de 1985.

estos estudios con el fin de adquirir el conocimiento necesario para prevenir y mitigar los efectos de futuras posibles erupciones, por medio de la vigilancia y las investigaciones tendientes a la elaboración de mapas de amenaza volcánica. Es así que, de acuerdo con el Decreto 3815 de 26 de diciembre de 1985, se nombra al Ingeominas —hoy SGC— como “la institución del Gobierno Colombiano que está encargada oficialmente del estudio y monitoreo de los volcanes activos en el país”.

Los relatos históricos sobre las erupciones del VNR demuestran que el área ocupada por la población de Armero ya había sido arrasada dos veces por lahares desencadenados por la actividad eruptiva, en 1595 y en 1845 (Ramírez, 1975; Espinosa, 2012).

Existen varios trabajos y publicaciones sobre los lahares de 1985 del VNR, como los de Mojica *et al.* (1985), Naranjo *et al.* (1986), Pierson *et al.* (1990) y Cortés *et al.* (2006). Los estudios, de acuerdo con su alcance, tienen diferente grado de detalle y se caracterizan por integrar la información geológica y de testigos presenciales obtenidos inmediatamente después de la catástrofe y 20 años después de la misma. Se destaca el trabajo de Pierson *et al.* (1990) que, además, incluye información estratigráfica; mediciones indirectas de la velocidad y descarga del flujo; la reconstrucción de la hidrografía del lahar (gráfico de la descarga versus tiempo), y cálculos de volumen. El lahar que afectó a Armero resultó de la unión de 2 flujos casi simultáneos que se desarrollaron en los cauces de los ríos Lagunilla y Azufrado, que confluyeron a 23 km al oeste de Armero. La geometría del flujo experimentó un cambio dramático al abandonar el cañón del Lagunilla y encontrar una topografía relativamente plana (abanico construido por lahares e inundaciones anteriores), que se tradujo en una desaceleración del flujo, expansión superficial sobre amplias áreas y depositación rápida (Pierson *et al.*, 1990).

En el cruce de las carreteras Ibagué–Mariquita con Cambao–Bogotá se observa un afloramiento con 2 depósitos de lahar, el dejado por el evento de 1985 y muy posiblemente el de 1845, separados por un paleosuelo de color café. El paleosuelo está suprayacido por un nivel rosado, de espesor irregular de matriz limosa y esporádicos clastos redondeados. A su vez este último está cubierto por una losa de cemento o andén (Figura 38).

En este afloramiento el depósito superior, que corresponde al lahar de 1985, tiene un espesor de 1,30 m y corresponde a un flujo de escombros de color habano, masivo, vesicular, muy pobremente seleccionado, matriz soportado por arena muy gruesa (tamaño promedio), con sectores de oxidación amarilla y heterolitológico con clastos subangulares, subredondeados y redondeados. Los clastos son tamaño grava con diámetros observados de hasta 30 cm de lavas andesíticas de diferentes tonalidades; esquistos verdes, grises y negros; filitas verdes; anfibolitas, y granodioritas. Estos clastos provienen de depósitos piroclásticos de la erupción de 1985 y de erupciones anteriores, del material preexistente en los cauces de los ríos y del material arrancado del sustrato rocoso por donde pasó el lahar. En el depósito, además, se observan trozos de madera, troncos de árboles, vidrio, plásticos y escombros de las construcciones arrasadas.

El depósito de lahar inferior presenta características macroscópicas composicionales similares al anteriormente descrito y, en algunos sectores del afloramiento, parecen un solo depósito. El nivel rosado encontrado encima del paleosuelo posiblemente corresponde a una inundación reportada como ocurrida aproximadamente 50 años antes de la destrucción de Armero (Navarro *et al.*, 2011).

En la parte proximal y media de la planicie dejada por los depósitos de las unidades de lahar de 1985, aún es común

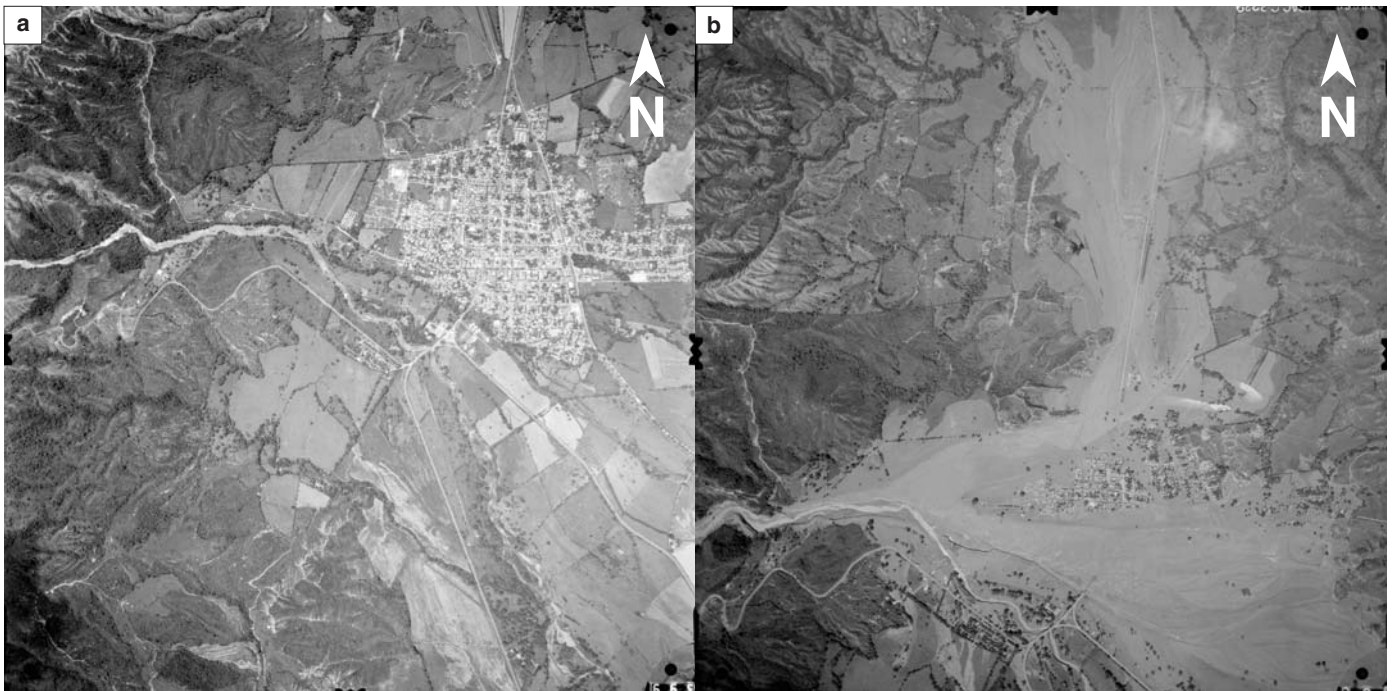


Figura 37. Fotografías aéreas de Armero antes y después de la tragedia del 13 de noviembre de 1985. a. Fotografía aérea tomada el 5 de mayo de 1985 del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) (vuelo C-2202, foto n° 180). b. Fotografía aérea tomada el 20 de noviembre de 1985 (vuelo C-2229, foto n° 62).

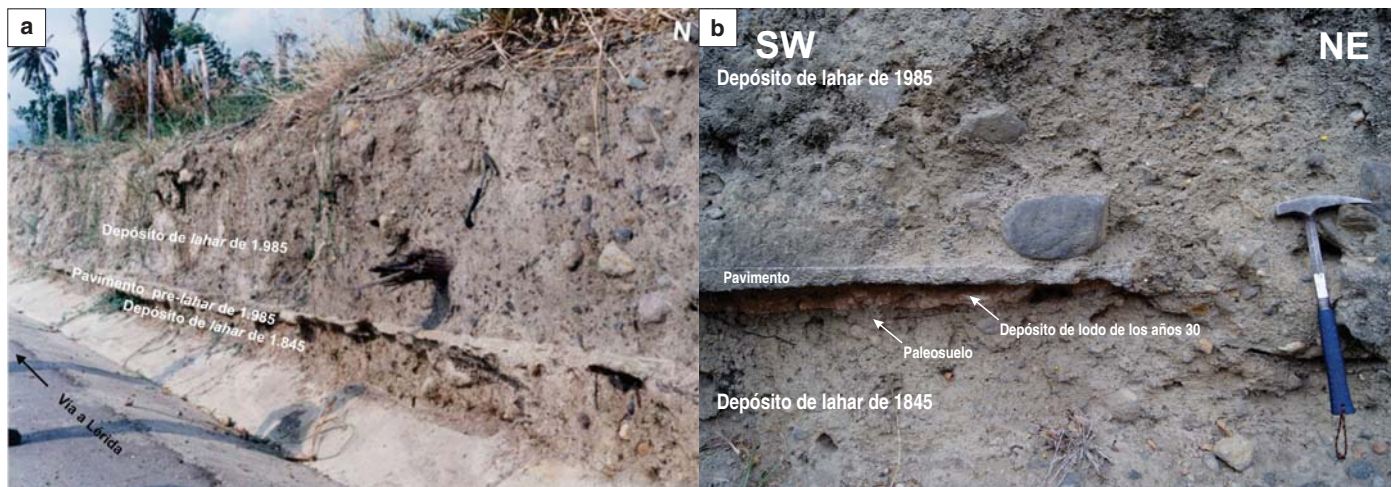


Figura 38. Lahares de Armero en la intersección de la carretera Ibagué-Mariquita con Cambao-Bogotá. a. Zona de contacto de los depósitos de flujos de escombros de 1985 y 1845 (?). Se aprecia el nivel de paleosuelo, el nivel asociado a la inundación ocurrida por los años 30 y la loza de cemento que separa los dos depósitos. b. Detalle de la zona de contacto. Nótese el paleosuelo formado sobre el lahar de 1845.

observar sectores con acumulación en superficie de clastos de tamaño bloque, subredondeados y redondeados pertenecientes al flujo de escombros.

Estación 13 Panorámica de la antigua Armero, al fondo el cañón del río Lagunilla.

Finca La Aurora, 2 km al oriente del parque central de Armero
74° 53' 28,835" W; 4° 57' 33,804" N
345 m

Panorámica de la antigua Armero observada desde uno de los cerros aledaños. Estos cerros, a pesar de su poca elevación, se convirtieron en una opción que salvó la vida a muchas personas al permitirles escapar de la furia de la corriente de lodo (Navarro *et al.*, 2011). Se observa el cañón del río Lagunilla que alcanza la zona plana de Armero, donde el flujo se dividió en 3 brazos. El de mayor dimensión tomó dirección al este siguiendo el cauce del río Viejo hasta cerca de 18 km en el caserío de Santuario; el segundo, siguió hacia el norte por el valle de la quebrada Santo Domingo hasta el río Sabandija y, el tercero, siguió un tramo de 10 km por el cauce del río Lagunilla. El lahar inundó un área de 34 km² y ocurrió en forma de pulsos sucesivos, cuyo efecto

fue mayor sobre el sector central del casco urbano de Armero (Figura 39), que fue arrasado por sus bases (Mojica *et al.*, 1985). En la historia reciente del VNR, según los relatos históricos, el valle de Armero fue afectado también por flujos de lodo de mayores proporciones que el de noviembre de 1985, en marzo de 1595 y en febrero de 1845 (Ramírez, 1975; Mojica *et al.*, 1985; Espinosa, 2012).

Estación 14 Ruinas de la ciudad de Armero, Iglesia de San Antonio y Parque Los Fundadores, ahora llamado Parque a la Vida.

Antigua Armero

74° 54' 10,397" W; 4° 57' 42,934" N

357 m

*Recoge ahora tus recuerdos,
guárdalos en tu corazón,*

*que te acompañe el silencio
y entra al templo de Dios,
baja ante él tu cabeza
y cuéntale que aún hoy
aunque han pasado los años...
tú no entiendes qué pasó*

Luz García

Se hará un recorrido guiado por el maestro escultor Hernán Darío NOVA, autor de la obra Monumento a la Vida de Armero (Figura 40), que permitirá observar las siguientes ruinas: Una parte de la cúpula de la iglesia (Figura 41); el aspecto del piso original de la plaza principal y de la Iglesia San Lorenzo, y la bóveda del Banco de la República, así como los diferentes monumentos simbólicos de rememoración del desastre y de tantas personas que perdieron su vida la noche del 13 de noviembre de 1985. Estos monumentos fueron construidos en diferentes momentos después de la ocurrencia del mayor desastre de origen natural en Colombia, como son el Parque a la Vida y la cruz del Papa (Figura 42).

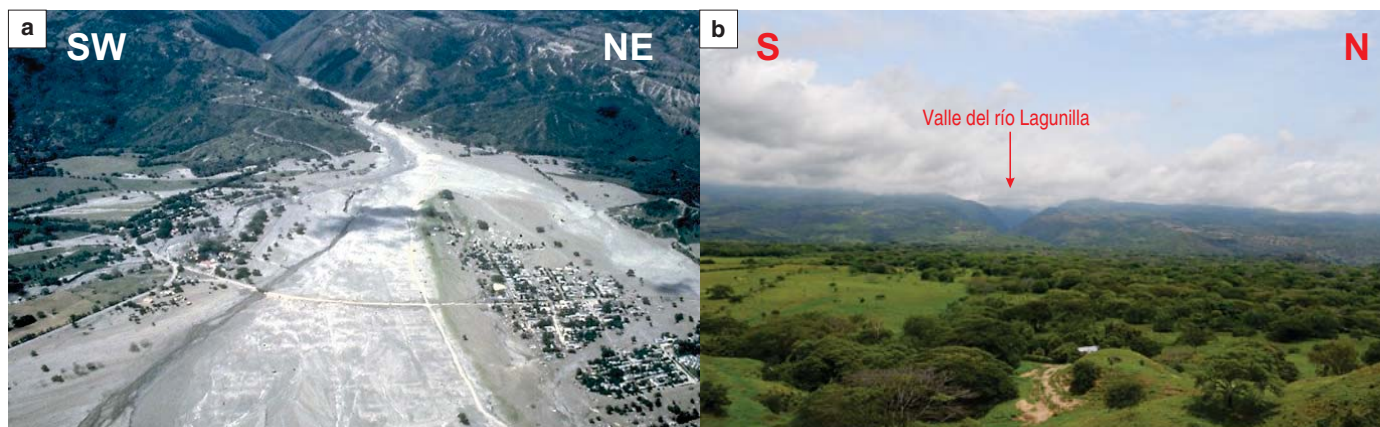


Figura 39. Panorámica de la antigua Armero, al fondo el valle del río Lagunilla por cuyo cauce descendió el lahar que inundó y arrasó con la población de Armero. a. Vista aérea en la que se observa el cañón del río Lagunilla, el terreno arrasado sobre el que estaba establecida la ciudad de Armero y la distribución del depósito del lahar principal que la arrasó el 13 de noviembre de 1985, al retomar el cauce del llamado río Viejo (Tomado de Navarro *et al.*, 2011). b. Vista del valle del río Lagunilla y de Armero 30 años después de la tragedia (fotografía tomada el 30 de abril de 2016).

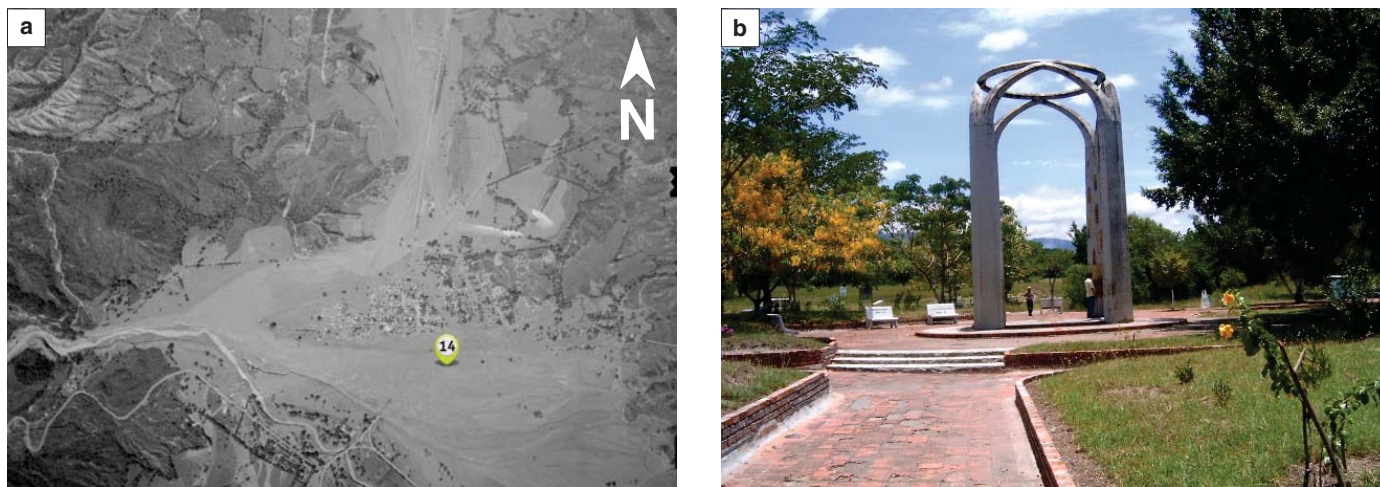


Figura 40. Parque Los Fundadores de la desaparecida Armero. a. Localización del Parque de Armero en la fotografía aérea tomada el 20 de noviembre de 1985. b. Monumento a la Vida, antiguo Parque Los Fundadores de Armero, arrasado por el lahar de 1985. El piso original, que presenta claras evidencias de abrasión fue destapado. En este lugar guías sobrevivientes del desastre o sus descendientes, como tradición oral, explican a visitantes sobre el Armero antes y después del 13 de noviembre de 1985.

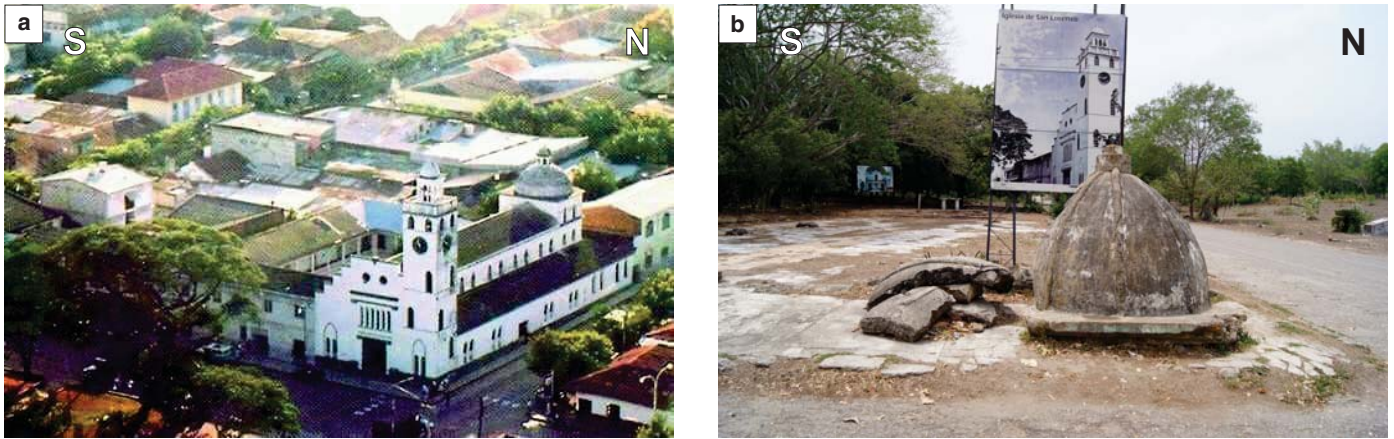


Figura 41. Iglesia de San Lorenzo de Armero. a. Antes de la avalancha del 13 de noviembre de 1985. b. Remanente de la cúpula de la Iglesia de San Lorenzo de Armero que fue arrasada por el lahar de 1985 y encontrada a ca. 1230 (?) m del lugar en el que se erigió el templo. 25 años después de la tragedia fue desenterrada y trasladada al sitio original de la iglesia.



Figura 42. a. Fotografía del papa Juan Pablo II cuando visitó Armero el 6 de julio de 1986 y, arrodillado frente a una gran cruz levantada en el centro de lo que quedaba de Armero, oró por las víctimas de la tragedia (Tomada de <http://www.noticiascaracol.com/colombia/armero-un-llanto-que-se-extiende-por-tres-decadas>). b. Para el 25° aniversario de la tragedia de Armero se erigió una escultura del Papa por el maestro Hernán Darío NOVA.

Estación 15
Ruinas del Hospital San Lorenzo de Armero y
del sector de Armero que no fue arrasado por el
lahar.
 Vía Ibagué–Mariquita

74° 54' 20,621" W; 4° 57' 50,278" N
 369 m

En esta estación de observan las ruinas del Hospital San Lorenzo de Armero, cuyos dos pisos inferiores fueron enterrados por el



Figura 43. Vista del tercer piso del hospital San Lorenzo, los dos pisos inferiores fueron enterrados por el lahar.

depósito del lahar de 1985 y permanece solo el tercer piso parcialmente destruido (Figura 43). Asimismo, se observan las ruinas de algunas casas que quedaron en pie en el sector del hospital, justo donde el lahar se dividió en 2 brazos dejando este sector aislado, lo que permitió que no fuera totalmente arrasada como el resto de la población.

A manera de reflexión, es claro que los lahares se constituyen en una de las mayores amenazas potenciales ante la ocurrencia de erupciones volcánicas. Así, las zonas afectadas en varias oportunidades por lahares pueden ser nuevamente afectadas por eventos futuros similares. Aunque los depósitos de lahar que se han observado son diferentes en cuanto a mecanismos de formación, composición y magnitud, queda demostrado el poder destructor de los eventos que los originaron, así como las grandes pérdidas humanas y económicas relacionadas con su ocurrencia. La Figura 44, permite comparar la distribución areal de los lahares del Volcán Cerro Machín (VCM) y del VNR. Si la información técnica de la evaluación de la amenaza volcánica no es tenida en cuenta en la gestión del riesgo y no se involucra en planes de desarrollo, de ordenamiento territorial, educativos, de contingencia y de emergencia, imaginemos los efectos sobre la vida y la propiedad ante la ocurrencia futura de lahares del VCM de magnitud similar o menor a los ocurridos en el pasado, y de lahares como el de Armero. Se debe garantizar el monitoreo y la investigación de los volcanes activos, para brindar una información oportuna a las comunidades en su área de influencia, fortaleciendo los procesos de socialización e interacción con los diferentes actores de la gestión del riesgo volcánico (Navarro *et al.*, 2011).

Referencias

- Anderson, T.A. 1972. Paleogene Nonmarine Gualanday Group, Neiva Basin, Colombia, and Regional Development of the Colombian Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 83(8): 2423–2438.
- Arevalo, Ó.J., Mojica, J. & Patarroyo, P. 2001. Sedimentitas del Aptiano tardío al sur de Pijao, quebrada La Maizena, flanco occidental de la cordillera Central, departamento del Quindío. *Geología Colombiana*, (26): 29–43.
- Bermúdez, H. & Morcote, A. 1995. Análisis estratigráfico del Grupo Oliní, del Nivel de Lutitas y Arenas (Shale de Buscavida) y de la Formación Monserrate en los alrededores del Valle de San Juan y San Luis, Tolima. Bogotá. Tesis de pregrado, Universidad Nacional de Colombia, 102 p. Bogotá.
- Bermúdez, H. 2004. Estratigrafía del Grupo Olini en el borde occidental de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena, Colombia. Universidad Autónoma de México, reporte interno, inédito, 37 p. Bogotá.
- Blanco Quintero, I.F., García Casco, A., Toro, L.M., Moreno, M., Ruiz, E.C., Vinasco, C.J., Cardona, A., Lázaro, C. & Morata, D. 2014. Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca Complex eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). *International Geology Review*, 56(15): 1852–1872.
- Blanco Quintero, I.F., García Casco, A., Toro, L.M., Moreno, M., Ruiz, E.C., Vinasco, C.J., Cardona, A., Lázaro, C. & Morata, D. 2014. Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca Complex eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). *International Geology Review*, 56(15): 1852–1872.
- Bustamante, C., Agustín Cardona, A., Bustamante, A. & Valencia, V. 2014. U–Pb zircon ages from bimodal magmatic rocks in the southeastern central Cordillera of the Colombian Andes: Implications for regional correlations and tectonic models during Pangea assembly. 9th South American Symposium on Isotope Geology. Abstracts. São Paulo.
- Caicedo, J.C. & Roncancio, J.H. 1994. El Grupo Gualanday como ejemplo de acumulación sintectónica, en el Valle Superior del Magdalena, durante el Paleógeno. En: Etayo Serna, F. (Editor), *Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Universidad Nacional, p. X1–X19. Bogotá.
- Cepeda, H., Murcia, L.A., Monsalve, M.L., Méndez, R.A & Núñez, A. 1995. Volcán Cerro Machín, departamento del Tolima Colombia: Pasado, presente y futuro. Ingeominas, informe interno, 48p. Popayán.
- Cochrane, R. 2013. U–Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: Rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents. Tesis de doctorado, Universidad de Ginebra, 191 p. Ginebra, Suiza.
- Cortés, G.P. 2001a. Estudio Geológico de los depósitos de lahar asociados a la actividad eruptiva del Volcán Cerro Machín. Ingeominas, informe interno, 96 p. Manizales.
- Cortés, G.P. 2001b. Lahares Asociados a la actividad eruptiva del Volcán Cerro Machín. VIII Congreso Colombiano de Geología. Memorias, 12p. Manizales.
- Cortés, G.P., Murcia, H.F., Hurtado B.O, Cepeda, H. & Núñez, A. 2006. Comparison of the lahar deposits of the eruption of Nevado del Ruiz volcano on 13th of November, 1985 and the pre-historic eruptions of Cerro Machín volcano in the central zone of Colom-

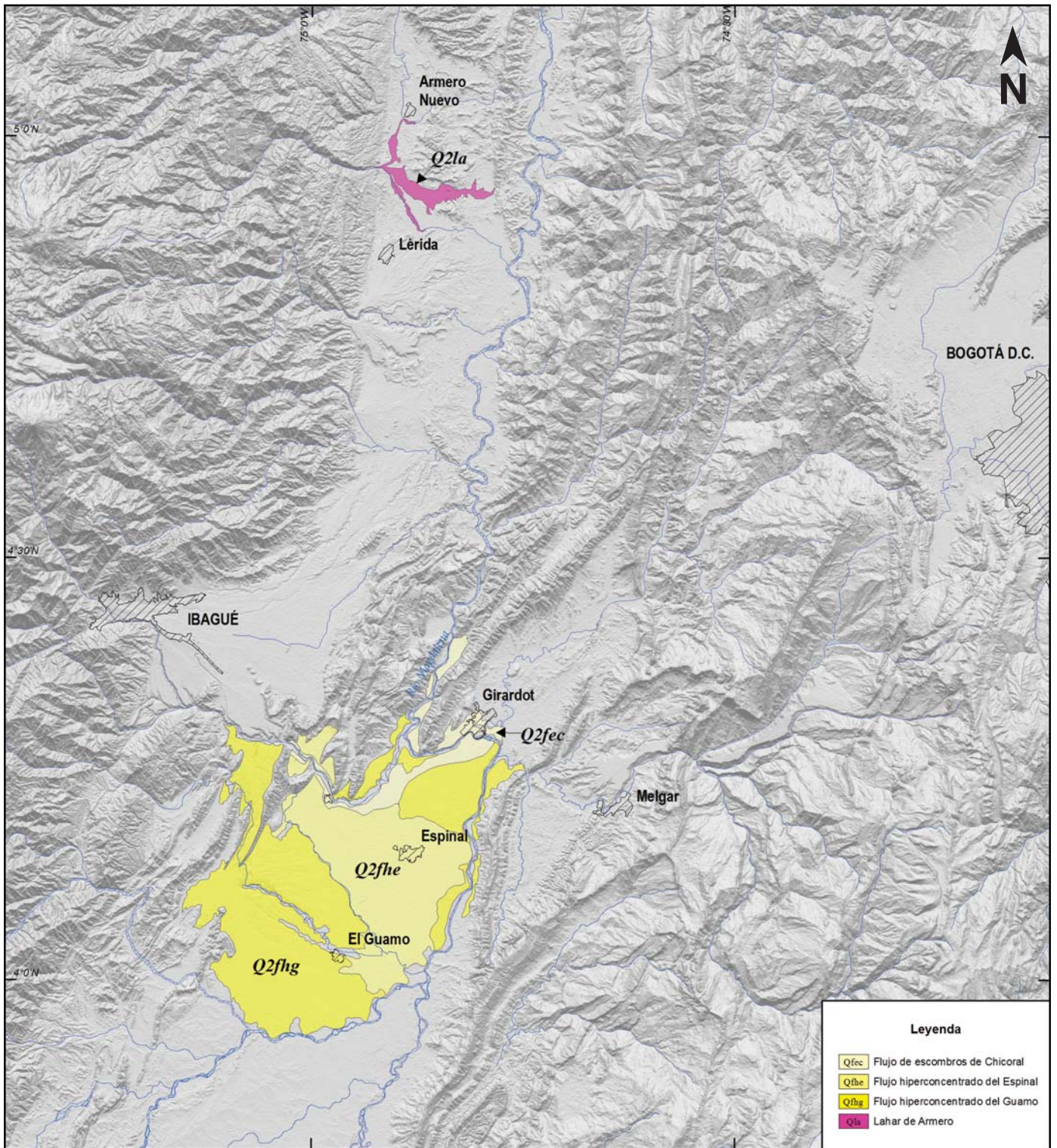
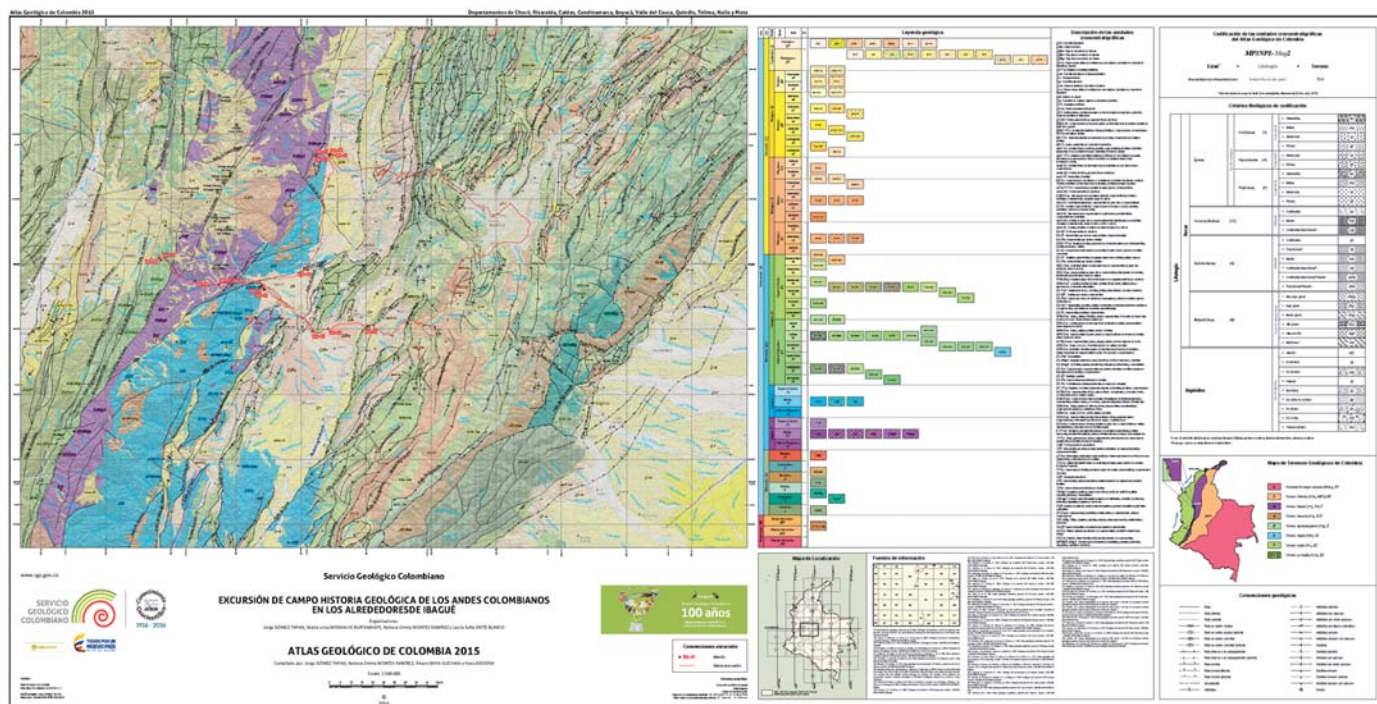


Figura 44. Comparación de la distribución areal del lahar de Armero de 1985 y los lahares del Volcán Cerro Machín observados en el registro geológico, adaptada de Cortés *et al.* (2006) (Modificado de Navarro *et al.*, 2011).

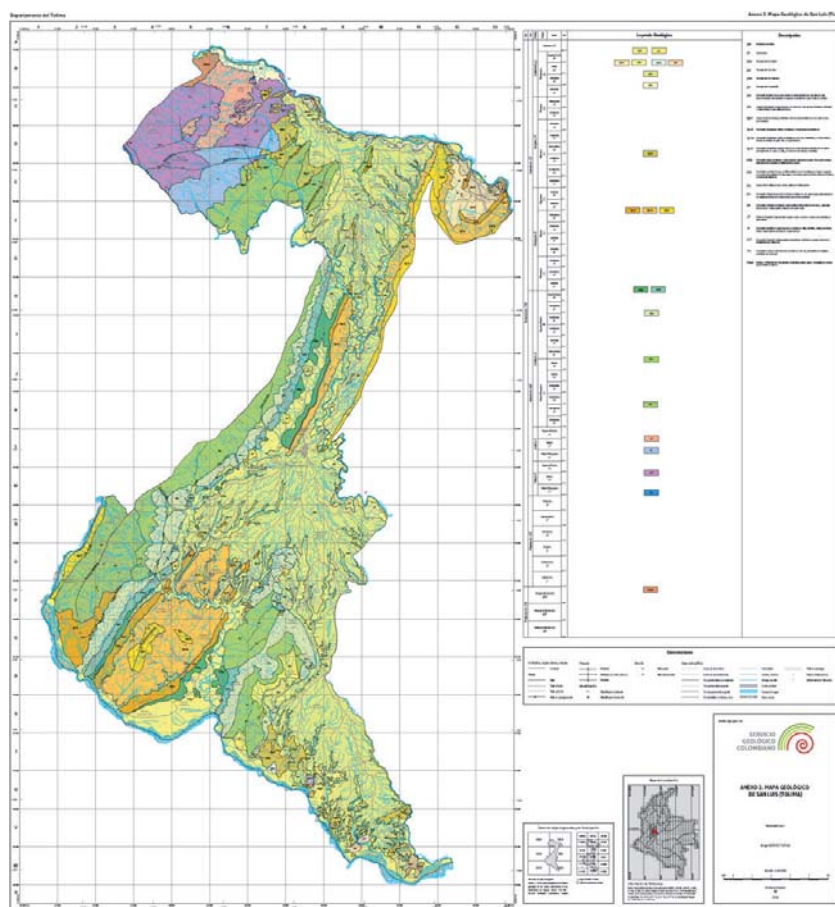
- bia. Fourth Conference Cities on Volcanoes–IAVCEI. Abstracts volume, p. 4. Quito.
- Diederix, H., Audemard, F., Osorio, J.A., Montes, N., Velandia, F. & Romero, J. 2006. Modelado morfoestructónico de la falla transcurrente de Ibagué. *Revista Asociación Geológica de Argentina*, 61(4): 492–503. Buenos Aires.
- Espinosa, A. 2012. Enciclopedia de desastres naturales históricos de Colombia. Erupciones históricas de los volcanes colombianos 1550–2000. Segunda edición. Academia Colombiana de ciencias Exactas, Físicas y Naturales & Universidad del Quindío, 30: 453 p. Bogotá.
- Feininger, T., Barrero, D. & Castro, N. 1972. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Sub-Zona II–B). *Boletín Geológico de Ingeominas*, 20(2): 1–173 p. Bogotá.
- Galindo, D.A. 2012. Caracterización y modelo genético del Volcán Guacharacos (Ibagué–Tolima). Tesis de pregrado, Universidad de Caldas, 68p. Manizales.
- García, L. 2015. Testimonios. Armero un luto permanente. Apidama Ediciones Ltda, 191p. Bogotá.
- Gómez, A. & Salcedo, E. 2000. Atlas de sismicidad histórica de Colombia. Ingeominas, informe interno, 136p. Bogotá.
- Gómez, A.J., Moreno, M. & Pardo, A. 1995. Edad y rigen del “Complejo metase–dimentario Aránzazu–Manizales” en los alrededores de Manizales (departamento de Caldas, Colombia). *Geología Colombiana*, 19(): 83–91. Bogotá.
- Gómez, J. & Bocanegra, A. 1999. Estudio geológico–estructural de la Falla de Otú–Pericos al W de la ciudad de Ibagué. Tesis de pregrado, Universidad de Caldas, 116 p. Amsterdam.
- Gómez, J. 2001. Documento técnico II: Geología, geomorfología y fisiografía. Esquema de Ordenamiento Territorial del municipio de San Luis. Alcaldía Municipal de San Luis, 89 p. San Luis, Tolima.
- Gómez, J., Nivia, Á., 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 2007. Escala 1:1 000 000. INGEOMINAS, 2 hojas. Bogotá.
- Gómez, J., Montes, N.E., Nivia, Á. & Diederix, H., compiladores. 2015a. Mapa Geológico de Colombia 2015. Escala 1:1 000 000. Servicio Geológico Colombiano, 2 hojas. Bogotá.
- Gómez, J. & Madrid, C. 2015. Mapa Geológico del Túnel de La Línea. Servicio Geológico Colombiano. Escala 1:10 000. Bogotá.
- Gómez, J., Montes, N.E., Alcárcel, F.A. & Ceballos, J.A. 2015b. Catálogo de dataciones radiométricas de Colombia en ArcGIS y Google Earth. En: Gómez, J. & Almanza, M.F. (Editores), *Compilando la geología de Colombia: Una visión a 2015*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 33, p. 63–419. Bogotá.
- Grosse, E. 1926. *El Terciario carbonífero de Antioquia*. Dietrich Reimer (Editor), 361 p. Berlín.
- Guerrero, J., Sarmiento, G. & Navarrete, R. 2000. The stratigraphy of the W side of the Cretaceous Colombian Basin in the Upper Magdalena Valley. Reevaluation of selected areas and type localities including Aipe, Guaduas, and Piedras. *Geología Colombiana*, (25): 45–110. Bogotá.
- Harding, T.P. 1974. Petroleum traps associated with wrench faults. *Association of American Petroleum Geologist, Bulletin* 58(7): 1290–1304.
- Hurtado, B.O. & Murcia, H.F. 2003. Caracterización del depósito de flujo de escombros de Chicoral, Volcán Cerro Machín, Colombia. Tesis de pregrado, Universidad de Caldas, 148p. Manizales.
- Laeger, K., Halama, R., Hansteen, T., Savov, I.P., Murcia, H.F., Cortés, G.P. & Garbe Schönberg, D. 2013. Crystallization conditions and petrogenesis of the lava dome from the ~900 years BP eruption of Cerro Machín Volcano, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 48: 193–208.
- Laverde, F.E. 1989. Stratigraphy of the Tertiary sequence southwest of Bogotá, Colombia: Northeastern Upper Magdalena Valley, western border of the cordillera Oriental. Tesis de maestría, University of South Carolina, 66 p. Columbia, USA.
- Madrid, C. 2015. Memoria explicativa del Mapa Geológico del Túnel de La Línea. Servicio Geológico Colombiano, informe interno, 40 p. Bogotá.
- Marshak, S. & Mitra, G. 1988. *Basic methods of Structural Geology*. Prentice–Hall, Inc., 446 p. New Jersey.
- Martens, U., Restrepo, J.J., Ordóñez Carmona, O. & Correa Martínez, A.M. 2014. The Tahamí and Anaconda terranes of the Colombian Andes: Missing links between the South American and Mexican Gondwana margins. *The Journal of Geology*, 122(5): 507–530.
- Maya, M. & González, H. 1995. Unidades litodémicas en la cordillera Central de Colombia. *INGEOMINAS. Boletín Geológico*, 35(2–3): 43–57. Bogotá.
- Méndez, R.A. 2000. Modelo evolutivo del Volcán Cerro Machín, flujos piroclásticos. Ingeominas, informe interno, 14p. Manizales.
- Méndez, R.A. 2001. Informe sobre la geología y estratigrafía de flujos piroclásticos asociados al Volcán Cerro Machín. Ingeominas, informe interno, 36p. Manizales.
- Méndez, R.A., Cortés, G.P. & Cepeda, H. 2002. Evaluación de la Amenaza Volcánica del Volcán Cerro Machín. Ingeominas, informe interno, 64p. Manizales.
- Mojica, J., Colmenares, F., Villaroel, C., Macia, C. & Moreno, M. 1985. Características del flujo de lodo ocurrido el 13 de noviembre de 1.985 en el valle de Armero (Tolima–Colombia). Historia y comentarios de los flujos de 1.595 y 1.845. *Universidad Nacional de Colombia. Geología Colombiana*, (14):107–140. Bogotá.
- Monsalve, M.L. & Gómez, J. 2015. Visita de reconocimiento al Volcán Guacharacos (Ibagué, Tolima) y otros centros volcánicos del área. Servicio Geológico Colombiano, informe interno, 23 p. Bogotá.
- Montes, N., Velandia, F., Osorio, J., Audemard, F. & Diederix, H. 2005. Interpretación morfoestructónica de la Falla de Ibagué para su caracterización paleosismológica, Universidad Industrial de Santander. *Boletín de Geología*, 27(44): 95–114. Bucaramanga.
- Mosquera, D., Núñez, A. & Vesga, C.J. 1982. Mapa geológico preliminar, plancha 244 Ibagué. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Ibagué.
- Murcia, H.F., Hurtado, B.O., Cortés, G.P., Macías, J.L. & Cepeda, H. 2008. The ~ 2500 yr B.P. Chicoral non–cohesive debris flow from Cerro Machín Volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171(3–4): 201–214.
- Murcia, H.F., Sheridan, M.F., Macías, J.L. & Cortés, G.P. 2010. TITAN2D simulations of pyroclastic flows at Cerro Machín Volcano, Colombia: Hazard implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2): 161–170.
- Naranjo, J. L., Sigurdsson, H., Carey, S. N. & Fritz, W. 1986. Eruption of the Nevado del Ruiz volcano, Colombia, on 13 November 1985: Tephra Fall and Lahars. *Science*, 233: 961–963.
- Navarro, S., Pulgarín, B., Monsalve, M.L., Cortés, G.P. & Calvache, M.L. 2011. Excursión Volcán Nevado del Ruiz–Armero, 26 años después, con alusión a los volcanes Cerro Bravo y Cerro Machín. XIV CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA Y XIII CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA. 89 P. MEDELLÍN.
- Nelson, H.W. 1957. Contribution to the geology of the Central and Western Cordilleras of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. *Leidse Geology Mededelingen*, 22: 1–75. Leiden.

- Nelson, H.W. 1962. Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia, sección entre Ibagué–Armenia. Servicio Geológico Nacional. Boletín Geológico, 10(1–3): 161–202. Bogotá.
- Nivia, Á., Marriner, G.F., Kerr, A.C. & Tarney, J. 2006. The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4): 423–436.
- Núñez, A., Gómez, J. & Rodríguez, G. 2001. Vulcanismo básico al sureste de la ciudad de Ibagué, departamento del Tolima (Colombia). VIII Congreso Colombiano de Geología. Memorias CD ROM, 12 p. Manizales.
- Osoorio, J.A., Montes, N.E., Velandia, F.A., Acosta, J.E., Romero, J.A., Diederix, H. Audemard, F. & Núñez, A. 2008. Paleosismología de la Falla de Ibagué. *Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales* 29, 240 p. Bogotá.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. 1998. *Microtectonics*. Springer, 289 p. Berlín.
- Porta, J. de. 1965. Estratigrafía de Cretácico Superior y Terciario en el extremo sur del Valle Medio del Magdalena. *Boletín de la UIS*, (19): 5–347. Bucaramanga.
- Porta, J. de. 1966. Geología de extremo S del Valle Medio del Magdalena entre Honda y Guataquí (Colombia). *Boletín de la UIS*, (22–23): 5–50. Bucaramanga.
- Pierson, T.C., Janda, R.J., Thouret, J.C. & Borrero, C.A. 1990. Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41(1): 17–66.
- Ramírez, J.E. 1975. *Historia de los terremotos en Colombia*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 250 p. Bogotá.
- Rossello, E.A. 2001. Sistemas tectónicos transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. *Revista Asociación Geológica de Argentina, Serie D, Publicación Especial* 5: 19–43. Buenos Aires.
- Restrepo, J.J. & Toussaint, J.F. 1989. Terrenos alóctonos en los Andes colombianos: Explicación de algunas paradojas. V Congreso Colombiano de Geología. Memorias, Tomo I: p. 92–107. Bucaramanga.
- Restrepo, J.J., Ordóñez Carmona, O., Armstrong, R. & Pimentel, M.M. 2011. Triassic metamorphism in the northern part of the Tahamí Terrane of the Central Cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4): 497–507.
- Rodríguez, G., Zapata, G., González, H. & Cossio, U. 2005. Mapa geológico plancha 147 Medellín Oriental. Escala 1:50 000. INGEO-MINAS. Bogotá.
- Rueda, H. 2000. Depósitos de caída asociados a la actividad eruptiva del Volcán Cerro Machín: Caracterización y evaluación de su amenaza potencial. Tesis de pregrado, Universidad de Caldas, 107p. Manizales.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanism. *Journal of the Geological Society of London*, 133. 191–213.
- Sylvester, A.G. 1988. Strike slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100:1666–1703.
- Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2): 161–206.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174–182.
- Terraza, R. 2003. Origen diagenético de cherts y porcelanitas en las formaciones Lidita Inferior y Lidita Superior (Grupo Oliní), al sur de San Luis (Tolima), Valle Superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana*, (28): 79–94. Bogotá.
- Thorpe, R.S. 1984. The tectonic setting of active Andean volcanism. En: R.S. Harmon & B.A. Barreiro (Editores). *Andean magmatism: Chemical and isotopic constraints*. Birkhäuser Boston, p. 4–8. Boston.
- Thouret, J.C., Cantagrel, J.M., Salinas, R. & Murcia, A. 1990. Quaternary eruptive history of Nevado del Ruiz (Colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41(1): 225–251.
- van Houten, F.B. & Travis, R.B. 1968. Cenozoic deposits, Upper Magdalena valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 52(4): 675–702.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W. & Beltrán, A. 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3–4): 875–896.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P. & Seely, D.R. 1973. Basic wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57(1): 74–96.

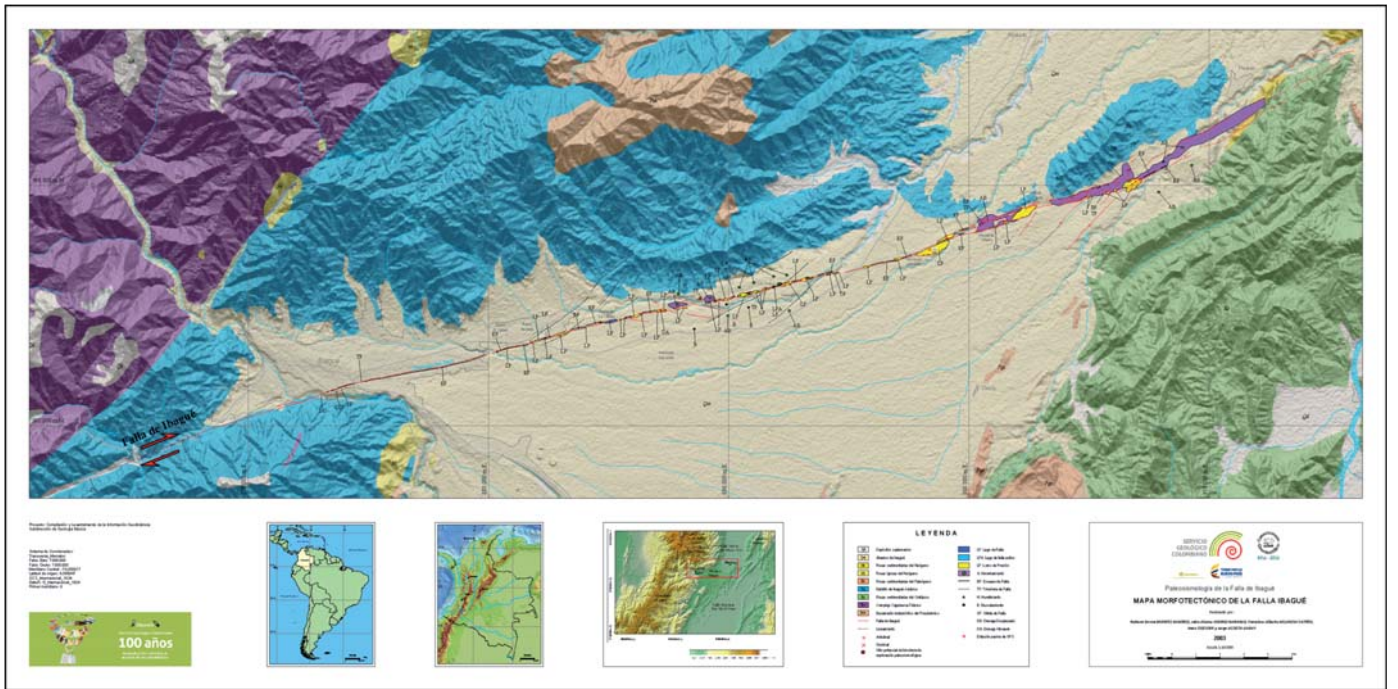
Anexos



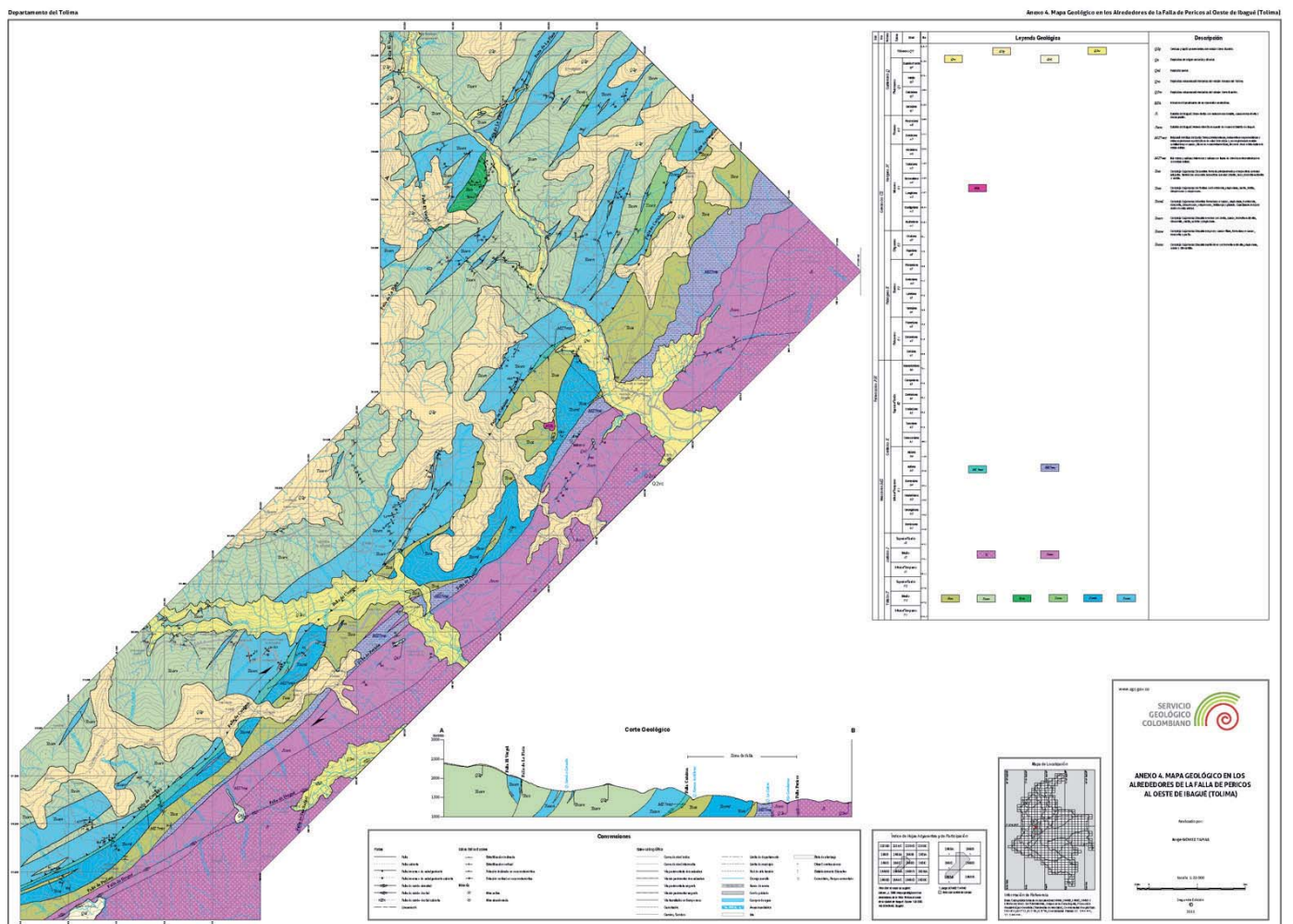
Anexo 1. Mapa Geológico de la Excursión de Campo Historia Geológica de los Andes Colombianos en los Alrededores de Ibagué.



Anexo 2. Mapa Geológico de San Luis (Tolima)



Anexo 3. Mapa Morfotectónico de la Falla de Ibagué.



Anexo 4. Mapa Geológico en los Alrededores de la Falla de Pericos al Oeste de Ibagué (Tolima).

La *Excursión de campo Historia geológica de los Andes colombianos en los alrededores de Ibagué* tiene como objetivo mostrar la geología regional e historia geológica de los Andes colombianos, incluyendo eventos recientes que han constituido y constituyen amenazas para la población.

