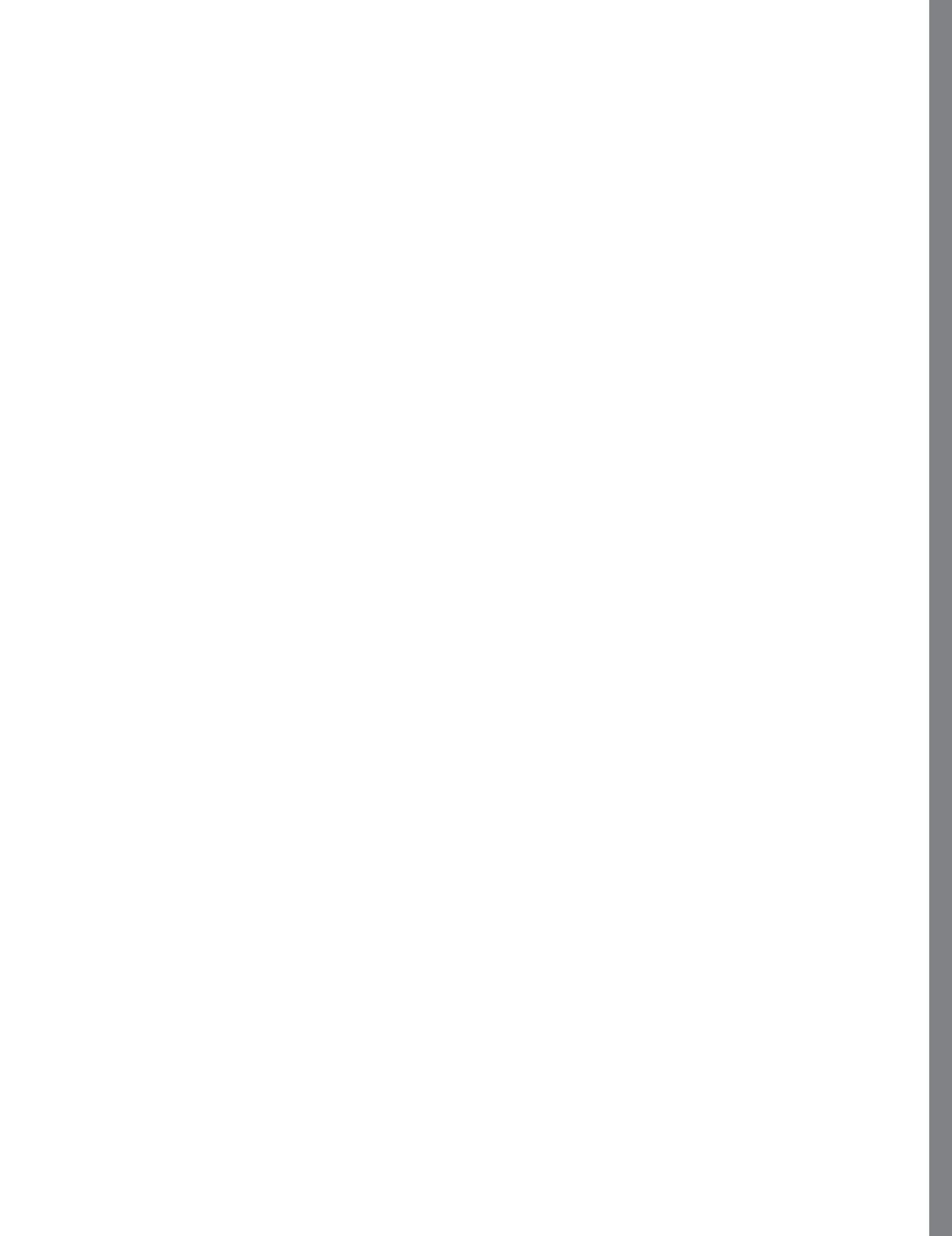




Programa y guía de excursión
Reunión vulcanismo monogenético
y freatomagmatismo



Programa y guía de excursión
Reunión vulcanismo monogenético y freatomagmatismo



Programa y guía de excursión
Reunión vulcanismo monogenético
y freatomagmatismo



**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 D. C., Colombia
2016

Contenido

Reunión vulcanismo monogenético y freatomagmatismo	7
Introducción	7
Generalidades	7
Volcanes y campos monogenéticos en Colombia	8
Programa	10
<i>Sección I</i>	10
<i>Sección II. Excursión de campo</i>	10
Volcanes monogenéticos Guacharacos y Tabor (Ibagué, Tolima)	20
<i>Generalidades</i>	20
Referencias	23

Líderes de la excursión de campo



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



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

Jesús BERNARDO RUEDA
Grupo de Exploración de Recursos Geotérmicos
jbrueda@sgc.gov.co

Programa y guía de excursión

Reunión vulcanismo monogenético y freatomagmatismo

María Luisa
MONSALVE BUSTAMANTE*
Jorge
GÓMEZ TAPIAS†
Jesús
BERNARDO RUEDA
Email: jbrueda@sgc.gov.co
Grupo de Exploración de Recursos
Geotérmicos

Introducción

Los estudios vulcanológicos, por parte del SGC, se han encaminado principalmente al estudio de los volcanes poligenéticos, considerados activos, con el fin de tener la información base para la elaboración de mapas de amenaza volcánica en el país. Sin embargo, además de estos, existen en Colombia volcanes o campos de volcanes monogenéticos, de los cuales se cuenta con poca información y que debido a su situación geográfica es necesario evaluar su origen, edad y la posible generación futura de otros volcanes de este tipo que puedan representar una amenaza a áreas pobladas.

Teniendo en cuenta lo anterior, las direcciones de Geoamenazas y Geociencias Básicas, dentro del marco de la conmemoración de los 100 años del SGC, llevará cabo una reunión contando como invitado principal al experto en vulcanismo monogenético, Dr. Karoly Nemeth de la Universidad de Massey (Nueva Zelanda), en la cual se tendrá la oportunidad de tener un espacio de discusión sobre el origen, avances en el conocimiento, amenazas del vulcanismo monogenético y freatomagmatismo, además de su valor como geositios. Este espacio de discusión se dará en dos secciones principales, la primera de ella en la ciudad de Bogotá donde el Dr. Nemeth compartirá su experiencia en el estudio de este tipo de vulcanismo y la segunda sección, donde se discutirá directamente en campo, las estructuras y depósitos en volcanes clasificados como de este tipo en el área de San Diego–Flores (NE de Caldas) e Ibagué (Tolima).

Generalidades

Los campos volcánicos monogenéticos son estructuras volcánicas ampliamente distribuidas en la tierra y contiene las formas volcánicas más comunes como son los conos de escorias, anillos de toba, anillos piroclásticos, maares, conos de lava, etc., generados por erupciones simples con duraciones cortas, produciendo volcanes monogenéticos de pequeño volumen, con una amplia gama de estilos eruptivos, litología, características geomorfológicas y arquitecturas (Németh & Kereszturi, 2015). Son clasificados sobre la base de la relación agua / magma, estilos eruptivos dominantes y su morfología. La interacción entre características físico-químicas del magma, y los parámetros externos, tales como el flujo de agua subterránea, características del sustrato o la topografía, desempeña un importante papel en la creación de volcanes de pequeño volumen con diversas arquitecturas, que puede dar la impresión de complejidad y de similitudes con grandes volúmenes de volcanes poligenéticos (Németh, 2010; Kereszturi & Németh, 2013).

La actividad volcánica monogenética puede durar millones de años y crear extensos campos volcánicos formados por volcanes pequeños, cuyos volúmenes de material acumulado se apro-

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

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

‡ jbrueda@sgc.gov.co
Grupo de Exploración de Recursos
Geotérmicos

ximan a los de los volcanes compuestos individuales, aunque la frecuencia media de las erupciones son muy bajas en comparación con las de éstos últimos. Los volcanes monogenéticos basálticos se forman, entre otros, en los flancos de volcanes compuestos y dentro de calderas o forman campos extensos caracterizados por erupciones de “pulsos” menores de magma de pequeño volumen, generalmente en episodios simples que duran desde días a varios años (Needham *et al.*, 2011). La naturaleza monogenética de los conos es opuesta a la participación de magma poco profundo de larga vida debajo de estos campos (Connor & Conway, 2000).

La mayoría de los volcanes monogenéticos se caracterizan por presentar una secuencia volcánica simple, sin embargo, la naturaleza monogenética de los volcanes individuales ha sido objeto de recientes debates, ya que nuevos estudios han demostrado que volcanes en un campo volcánico pueden formar a través de historias eruptivas complejas, lo cual es más común en volcanes tipo maar, (Chako–Tchamabé *et al.* 2016). Las unidades eruptivas a veces se presentan entre periodos inactivos cortos o incluso prolongado entre eventos eruptivos, lo que indica una evolución que no se puede explicar con una sola erupción. Hay varios ejemplos documentado recientemente de pequeños volcanes que muestran edificios volcánicos compuesto, una estratigrafía y una historia eruptiva compleja, en varios campos volcánicos en Australia occidental, Italia, Cameroon, Costa Rica, Hungría y Nueva Zelanda (Németh & Kereszturi, 2015; Chako–Tchamabé *et al.*, 2016).

El número cada vez mayor de investigaciones de campo y experimentos a gran escala han permitido la evaluación de un gran número de procesos que intervienen en la formación de volcanes maar–diatrema, el segundo tipo más común de volcanes subaéreos de pequeño volumen en la tierra. Para White & Ross (2011), estos volcanes se forman por erupciones explosivas que cortan profundamente la roca encajante. El maar es el cráter que corta subsuelo y está rodeado por un anillo de material expulsado (aunque algunas veces esta característica puede estar haber sido erosionada), mientras que la estructura de diatrema continúa en profundidad e incluye depósitos de diatrema y de la “raíz” (*root zone deposits*). Estos autores concluyen, que las erupciones maar–diatrema son episódicas y que los anillos formados por material expulsado proporcionan valiosa información sobre los procesos de erupción, igualmente proponen una terminología, ya que la usada para definir tanto las estructuras como los depósitos de los maares presentan inconsistencias y diferencias dentro de la literatura sobre este tema.

Aunque los volcanes monogenéticos están típicamente asociados a vulcanismo máfico, también puede estar formado por la erupción de magmas silíceos (Austin–Erickson *et al.*, 2011), por su parte, Lorenz (2008, en White & Ross, 2011), indican que los volcanes tipo Maar se forman en una gran diversidad de ambientes volcánicos subaéreos, a partir de magmas con una amplia gama de composiciones.

El borde que rodea el cráter de los maares es generalmente de baja altura, compuesto por depósitos piroclásticos sin–eruptivos de pocos metros a un máximo de 200 m de espesor por encima del nivel de la superficie. Los cráteres presentan diámetros de 0,1 km de hasta 5 km y varían en profundidad desde unas pocas decenas de metros hasta un máximo de 300 m de profundidad. Su morfología irregular refleja los procesos volcánicos y cráteres simples o complejos involucrados en su formación. La simplicidad o complejidad del cráter o la totalidad del mismo

maar, suele observarse en la estratigrafía del material expulsado que rodea el anillo, que ejemplifican los cambios en los estilos eruptivos durante la formación del volcán. (Chako–Tchamabé *et al.* 2016). Un Maar con un solo depósito eruptivo se clasifica como monogenético, lo que significa que se formó en un solo evento eruptivo. La estratigrafía también puede mostrar varios paquetes separados ya sea por superficies de erosión–discordancia o paleosuelos, que reflejan múltiples fases o episodios eruptivos en el mismo maar. Estos se caracterizan como maares policíclicos complejos si el periodo de tiempo entre los eventos eruptivos es relativamente corto (días a años), mientras que para una mayor duración de tiempo (miles a millones de años), el maar el complejo se cuantifica como poligenético. Esta observación indica el importante papel del sistema magmático en la formación y crecimiento de los volcanes maar–diatrema, complejos y poligenéticos (Needham *et al.*, 2011; Chako–Tchamabé *et al.*, 2016). La secuencia de depósitos de los maares generalmente contiene grandes cantidades de material lítico arrastrado desde la roca encajante y en algunos casos lapilli acrecional que es un indicador de humedad o gotas de agua en las fases de las CDP.

Los nuevos avances en la comprensión de la evolución de campos monogenéticos intrac Continentales han puesto este tipo de vulcanismo en la primera línea de la investigación volcánica a nivel mundial en las últimas décadas (Németh *et al.*, 2011).

Volcanes y campos monogenéticos en Colombia

El vulcanismo reciente en Colombia forma parte de la denominada, por Thorpe (1984), Stern (2004), Zona Volcánica Andina Norte, la cual 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 distribuye tres segmentos principales ubicados en: La cima de la Cordillera Central (segmentos Norte y Central) y hacia el S, en la depresión Cauca–Patía y Cordillera Occidental (segmento Sur) (Figura 1). Estos volcanes son, objeto por parte del SGC, de estudios que constituyen la base para la evaluación de la amenaza volcánica. Se considera al Cerro Bravo, el volcán activo más septentrional.

Además de estos volcanes poligenéticos, existen en Colombia volcanes o campos de volcanes monogenéticos (Figura 1), los cuales aún no han sido objeto de estudios sistemáticos que permitan conocer su origen e sus implicaciones en amenaza volcánica.

En el segmento norte del vulcanismo, el denominado Maar de San Diego (CHEC –ENEL, 1968; CHEC, 1981; Toro, 1989; Borrero *et al.*, 2014; Monsalve *et al.*, 2014), es considerado el volcán más septentrional de la cordillera de los Andes (Toro, 1989). Borrero *et al.*, clasifican a San Diego como un volcán aislado monogenético tipo maar, con domo asociado, mientras que Monsalve *et al.* (2014) y Monsalve (2014), lo clasifican como un volcán tipo maar–anillo piroclástico con un cono de toba y “plug”.

Borrero & Vesga (1976) y González (1990), cartografían y describen depósitos piroclásticos en cercanía del corregimiento de Berlín, a 8 km al sur de San Diego, los cuales son identificados por Monsalve *et al.* (2014) como de carácter freático a freatomagmático, aparentemente dentro de una estructura circular (Ortiz, 2013; Norini, 2013; Monsalve *et al.*, 2014), sin formación de anillo piroclástico.

20 km al SW de San Diego, en inmediaciones de la población de Florencia se identifica la estructura denominada Volcán



Figura 1. Mapa de la parte occidental de Colombia mostrando los tres segmentos de vulcanismo activo. Los volcanes Cerro Machín y Nevado del Ruiz situados en el segmento volcánico Norte. En estrellas sitios con vulcanismo monogenético, en naranja las áreas que se visitarán en la excursión.

El Escondido, a la cual están asociados productos piroclásticos y domos, el cual ha sido clasificado preliminarmente como complejo domo–anillo piroclástico.

Reportes de otros volcanes como de tipo maar son el de Yerbabuena en la Caldera de Paletará (Pulgarín & Monsalve, 1995) y el Volcán de Meremberg (Kroonenberg, 1983), este último como parte de un campo monogenético basáltico–ande-sítico en el departamento del Huila.

En el Valle Superior del Magdalena (segmento central del vulcanismo), en la región de La Plata (Huila)–Isnos (Cauca) y San Agustín (Huila) se encuentra el campo monogenético conocido como provincia Alkalina, identificado inicialmente por Tello & Hernández (1976), estudiado por Kroonenberg *et al.*, (1982 y 1987), el cual está compuesto por al menos 40 volcanes basálticos de carácter monogenético (Zuluaga, 2011). Kroonenberg (1983) reporta edades de alrededor de 50 000 años B.P. Para unos de los volcanes de la provincial alkalina. Kroonenberg *et al.*, (1982, Rodríguez & González, 2004), indican un origen mantélico para este vulcanismo. Borrero (2006) plantean un origen debido a una ventana mantélica (“slab window”), dada por la subducción del rift fósil de Malpelo y Monsalve & Arcila (2009), plantean un origen similar pero relacionado al rift fósil de Buenaventura. Los productos de la “provincial Alkalina” corresponden a tres grupos principales de rocas (Kroonenberg *et al.*, 1987): lavas ultrabásicas, basaltos alcalinos olivínicos y traquiandesitas.

Otro lugar donde se han reconocido volcanes de este tipo es en Nariño, uno de ellos es el Cerro de la Guaca, asociado a las fases de construcción del complejo volcánico Galeras (Calvache 1995). Igualmente son reportados entre la laguna de la Cocha y el valle de Sibundoy (Kroonenberg *et al.*, 1982; Borrero *et al.*, 2006), aunque estos volcanes no cuentan aún con estudios detallados.

Más recientemente, Núñez *et al.* (2001) lleva a cabo los primeros estudios sobre un vulcanismo básico identificado al SE de la ciudad de Ibagué, los cuales, por su localización, muy cerca de la ciudad, han sido causa de alarma en autoridades y población ante la expansión del área urbana de la ciudad de Ibagué sobre los estos volcanes.

Programa

Notas:

1. La reunión se llevará a cabo en inglés.
2. La programación puede presentar cambios de acuerdo con el desarrollo de las discusiones y las condiciones en campo.

Sección I

Se llevará a cabo en el auditorio Ancízar Sordo del laboratorio químico del SGC.

Martes 11 de octubre de 2016

Morning 8 a.m–12 m.

Apertura de la reunión: Marta Lucía Calvache. Directora Geomamenazas, SGC.

Block 1. From volcanic eruptions to pyroclastic rocks–Basic volcanological concepts and the approach to volcanic deposits and rocks. This section is useful for any mapping geologists of volcanic terrains and active volcano studies.

Block 2. Phreatomagmatism from theoretical aspects to their manifestation in the volcanic rock record–this section would provide a very detailed account to our current knowledge about phreatomagmatism and will explore the pitfalls in our knowledge and the role of phreatomagmatism in any volcanic system’s evolution.

Afternoon 2 p.m.–5 p.m.

Block 1. From fissure eruptions to scoria cones–this section would overview the magmatic end–member of small volume volcanoes from their morphometry, facies architecture, significance and their role in the total magma output in various geotectonic regimes.

Block 2. Tuff rings and maar–diatremes–this section would overview our basic concepts of maar–diatreme and tuff ring volcanism (mostly in the more mafic end–member of the spectrum).

Miércoles 12 de octubre de 2016

Morning 8 a.m.–12 m.

Block 1. Small–volume subaqueous volcanism and their significance–this section would look at tuff cones, subaqueous lava flows, hyaloclastite piles and their volcanic facies architecture and their link to terrestrial small–volume volcanism.

Block 2. From source to surface concept of monogenetic volcanism–this section will overview our current advances on understanding monogenetic volcanism. We will explore the petrogenetic and volcanological aspects of monogenetic volcanism and provide a conceptual model to view such volcanism in various geotectonic situations.

Afternoon 2 p.m.–4:30 p.m.

Block 1. Global aspect of monogenetic volcanism from a regional perspective–case studies from New Zealand, China, Saudi Arabia, Libya, Central Europe, Argentina, SE Australia, Turkey–this section will provide some insight to specific monogenetic volcanic fields following some geotectonic order.

5:30 p.m.–Public Lecture “Geoheritage”.

Sección II. Excursión de campo

La zona que se visitará en esta excursión, corresponde al Volcán de San Diego, la posible estructura volcánica de Berlín y el Volcán El escondido en el NE de Caldas y los volcanes monogenéticos Tabor y Guacharacos identificados hace pocos años, en inmediaciones de la ciudad de Ibagué.

La excursión tiene como fin discutir in campo las estructuras volcánicas y depósitos asociados y sus posibles implicaciones desde el punto de vista de las amenazas volcánicas.

Información general:

San Diego: Población del departamento de Caldas, situada a 90 km al NE de Manizales capital del departamento. Se encuentra a una altura de 1000 msnm. Tiene una temperatura promedio de 28 °C.

Florencia: Población del departamento de Caldas, situada a 70 km al NE de Manizales. Se encuentra a una altura de 1500 msnm. Tiene una temperatura promedio de 22 °C.

Ibagué: Capital del departamento del Tolima. Presenta una temperatura promedio de 26 °C y se ubica a una altura de 1225 msnm.

Ropa recomendada: Se deberá usar ropa muy fresca, gorra, protector solar y repelente para insectos, ya que todo el recorrido será en clima cálido.

Se recomienda el uso de botas pantaneras para realizar algunos de los recorridos de la excursión.

Desplazamiento al área (Florencia, Caldas): Octubre 13 de 2016
7 a.m. Salida del SGC

Octubre 14 al 18. Sector San Diego–Florencia (Figura 2)

En el área se han identificado y caracterizado estructuras volcánicas denominada Maar de San Diego, cuya estructura y depósitos fueron objeto de estudios anteriores (CHEC, 1981; Toro, 1989, 1991), El Escondido, volcán descubierto a 20 km al SW de la anterior, (Monsalve & Ortiz, 2013; Monsalve *et al.*, 2014), y clasificado preliminarmente como complejo anillo piroclástico–Domo. Esta estructura no había sido reportada anteriormente y sus depósitos asociados no habían sido mapeados en los trabajos de cartografía regional (González, 1990; Feininger *et al.* 1972). Dataciones en algunos de sus depósitos arrojan edades de 36 030 +/- 380 años AP y 33 550 +/- 280 años AP, sugiriendo un vulcanismo reciente, que incluso podría catalogarse como activo, dado que existen depósitos dejados por actividad posterior. Una tercera estructura circular es identificada a 8 km SE del Maar de San Diego, posiblemente correspondiente a otro volcán de este tipo: aunque durante los trabajos de campo no se han identificado remanentes de un anillo piroclástico alrededor de la estructura, depósitos de tipo freático a freatomagmático afloran al interior de la misma. Estos depósitos, sin diferenciar,

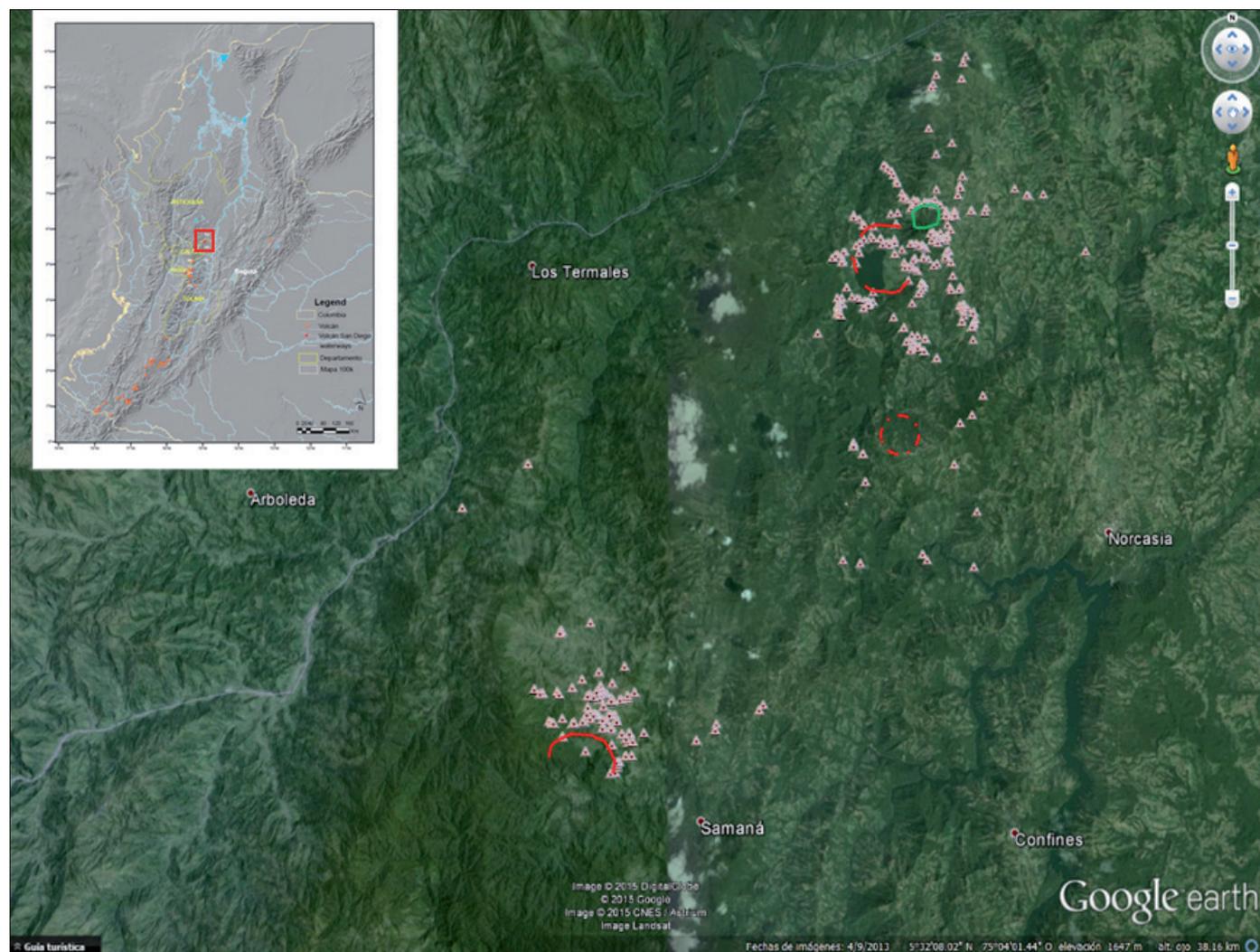


Figura 2. Mapa de Localización del área de estudio. En imagen de Google Earth: Círculos rojos marcando las estructuras volcánicas. En verde, El cono de Toba "El Morro" en triángulos rosados algunas de las estaciones de campo alrededor de las estructuras.

fueron cartografiados por (Barrero & Vesga, 1976), en el mapa regional de la plancha 188 La Dorada.

Además de “El Escondido”, entre Cerro Bravo y San Diego podrían existir otros centros volcánicos reportados en observaciones puntuales por geólogos de la región (Jiménez, com. escrita; Jiménez, 2015) y los mencionado en trabajos de exploración geotérmica en la década de los 80s del siglo pasado (CHEC, 1981).

Durante estos días se visitarán los volcanes: El Escondido, San Diego y una posible estructura volcánica, en el sector de Berlín (Caldas). Por logística se comienza la excursión en el Volcán El Escondido.

Octubre 14 –15. Volcán El Escondido. El 15 en la tarde: Viaje a San Diego.

Borde del cráter del Escondido–Cantera de Florencia. Depósitos alrededor del volcán

Los estudios exploratorios en el área geotérmica de San Diego, en 2013, permitieron reconocer una estructura semicircular, formada por una secuencia de CDP, construida sobre el Stock de Florencia, una tonalita, con variaciones a granodiorita datado en $54,9 \pm 1,9$ Ma por K/Ar en Biotita (González, 1990). Esta estructura se encuentra a 18 km al SW del Maar de San

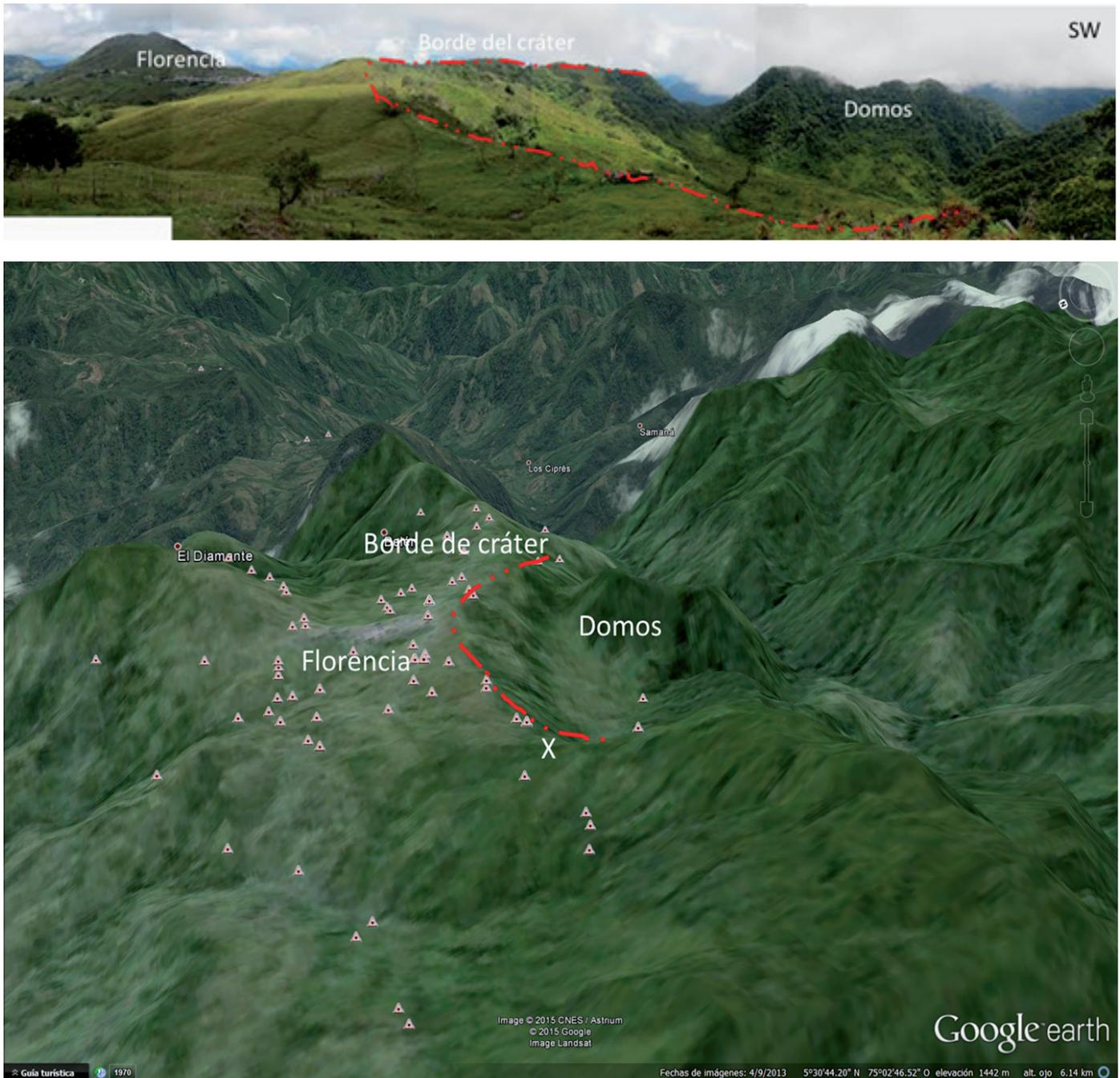


Figura 3. (a) Estructura volcánica “El Escondido”. La línea roja marca el borde semicircular del cráter y se puede apreciar las laderas suaves del “edificio” al N y la población de Florencia construida en el. Igualmente se observa el interior del cráter con el complejo de domos y la morfología abrupta dada por esto y la destrucción del cráter hacia el sector SW. (b) Imagen 3D del Escondido, tomado de Google Earth, orientado de manera similar a la foto superior, que permite apreciar mejor las características del volcán. La “X” es el sitio aproximado de donde se tomó la foto.

Diego (Figura 2) en la zona de falla de Palestina. La población de Florencia (Caldas), se construye desde el borde mismo del cráter y sobre depósitos de su flanco NE. Parte de cráter y los domos se encuentran dentro de la reserva natural “Selva de Florencia”.

El cráter, presenta un diámetro aproximado de 2 km y alcanza una altura de 1600 msnm; se encuentra abierto hacia el sur donde se aloja un complejo de domos alineados en dirección SW-NE. El volcán no presenta una geoforma de edificio volcánico bien desarrollada que se destaque en la morfología circundante y por las características observadas hasta el momento, se clasificaría como un volcán tipo anillo piroclástico en el sentido de Wohletz & Sheridan, (1983).

Morfológicamente (Figura 3), se caracteriza, en su sector NE a NW, por presentar laderas moderadas dadas por la acumulación de material piroclástico generado por su actividad. Hacia el sector W, el anillo se encuentra interrumpido, chocando directamente contra la morfología dada por rocas del Stock de Florencia que alcanza altura mayores (1900 msnm), a la del mismo volcán. Hacia el sector S la estructura es abierta, ocupada por domos que presentan una alineación SW-NE dando lugar a una morfología abrupta. Las paredes interiores del cráter son paredes semi-verticales, que alcanzan alturas de 200 m en promedio desde el fondo del cráter (Monsalve, 2014, Monsalve *et al.*, en preparación).

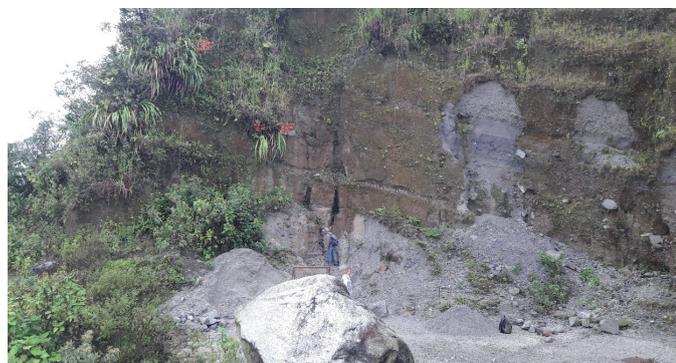


Figura 4. Cantera a la entrada de la población de Florencia (Caldas), que exhibe depósitos de CDP y caídas pumíticas, los contactos en general son erosivos y no se han encontrado paleosuelos entre ellos.



Figura 5. Uno de los depósitos superiores de la secuencia estratigráfica, en el borde N del anillo piroclástico, Nótese el enriquecimiento en líticos del stock y el tamaño de ellos y la seudolaminación del depósito, señalada en líneas naranjas.

El seguimiento de los productos eruptivos asociados a la actividad del volcán se dificultó debido a la espesa vegetación de la Selva de Florencia, donde se encuentran los domos y parte del edificio volcánico.

Los depósitos identificados corresponden, además de domos, a corrientes de densidad piroclástica (CDP) tanto concentradas como diluidas, piroclastos de caída pumíticos, y proyectiles balísticos (bombas y bloques). No es común encontrar paleosuelos dentro de la secuencia estratigráfica siendo los contactos entre las unidades, erosivos. Dataciones de C14, obtenida en unidades hacia la parte media inferior de la secuencia arrojan edades de 33 000 y 36 000 años A.P., sin embargo aún no se ha encontrado material carbonizado en los depósitos superiores que permitan tener la edad de las erupciones más recientes.

Una de las principales secuencias, hasta el momento identificadas, aflora con más de 30 m de espesor, en la vía a Medellín, a la entrada de la población de Florencia, sitio que sugirió la existencia del volcán en las inmediaciones, principalmente debido a la presencia de depósitos con bombas corteza de pan de más de 1 m de diámetro. La correlación con afloramientos en los alrededores de la población de Florencia, en el borde cratérico y en la carretera Florencia-Medellín, permite la reconstrucción estratigráfica preliminar del volcán (Monsalve *et al.*, en preparación). Las figuras 4-7 muestran algunos de los afloramientos a visitar y discutir durante la excursión.

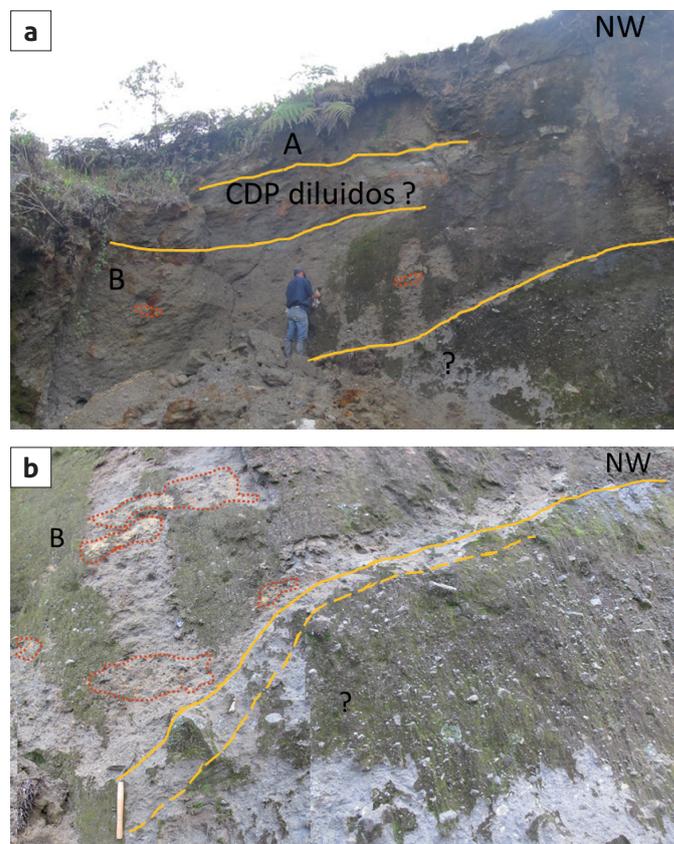


Figura 6. (a). Afloramiento de secuencia piroclástica del Escondido, vía a Medellín. El depósito designado con la letra B corresponde a un CDP con pómez y bloques monolitológicos y presencia de “lentes” irregulares pumíticas. (b) Detalle del contacto con la unidad inferior, en contacto erosional, la cual está compuesta principalmente por bloques y bombas muy vitreas. Nótese la ausencia de la unidad de caída pumítica, la cual en la cantera infrayace la unidad B.



Figura 7. Afloramiento de depósito de flujo piroclástico de pómez suprayacido por depósitos de caídas, en la población de Florencia.

Octubre, 16 y 17 de 2016. Maar de San Diego, Cono de toba (?) “El Morro” y depósitos asociados.

MAAR DE SAN DIEGO

El Maar San Diego está situado en la cordillera Central Colombia desplazado unos 75 km al NE del segmento norte de vulcanismo activo (Figura 8).

El día 16 se discutirá sobre la morfología de las estructuras volcánicas y se los depósitos aflorantes en parte del anillo piroclástico en el sector S y SW. El día 17 se hará un recorrido hacia el interior de la estructura, rodeando el “Morro” donde se discutirán los depósitos internos y los asociados al Morro. El regreso a los carros se hará en lancha.

Los primeros estudios sobre estas estructuras se llevaron a cabo en los años 80 por CHEC (1981), Toro (1989), Toro (1991), quienes reconocieron al Volcán San Diego como una estructura tipo maar, originada por erupciones freatomagmáticas.

La estructura volcánica no está aún bien definida; Borrero *et al.* (2014), describen al maar de San Diego como una estructura monogenética aislada de forma elíptica debida a socavamiento lateral posterior a la actividad eruptiva que lo originó. Norini (2013) y Monsalve *et al.*, (2014), inicialmente plantean que se trata de dos estructuras volcánicas concatenados destruidos en la parte interna por la actividad volcánica sucesiva, que culminó con la formación de un cono de toba (*tuff cone*).

Los remanentes del anterior (*plug* y depósitos de CDP diluidos a concentrados, de oleadas y flujos de ceniza), conocidos como el “Morro” se encontrarían al interior en el sector NE, mientras que el interior SW, se encuentra ocupado por la laguna cráterica.

Octubre 16 de 2016. Laguna–Panorama. Depósitos bordes del anillo

La continuación de los trabajos por parte del SGC, en 2014 y basados, hasta el momento en criterios de campo, permiten plantear una hipótesis alterna a las anteriores sobre la formación del maar, que explica igualmente la configuración de la estructura, donde siguiendo la formación del maar se construye el cono de toba (*tuff cone*), cuyos depósitos más diluidos sobrepasaron localmente, el anillo piroclástico de material expulsado al formarse el maar.

Basados en esta nueva hipótesis, el Maar de San Diego sería una estructura casi circular con 2,5 km aproximados de diámetro, en cuyo interior se aloja un lago cráterico de forma semicircular, con un diámetros de $1,5 \times 1$ km aproximadamente y 48 m de profundidad máxima (Corpo Caldas–UTP, 2009), cuyo nivel superior se encuentra a un promedio de 200 m por debajo de la topografía actual. El resto del interior del cráter se encuentra parcialmente relleno por depósitos provenientes del “Morro de San Diego”, un cono de toba (*Tuff cone*), edificado en una etapa posterior en el borde NE del maar cuyos remanentes consisten en espesos depósitos de CDP y un *“plug”*, de carácter riolítico (Toro, 1991) en su parte central.

El basamento pre–eruptivo donde se desarrolló el Maar de San Diego se encuentra expuesta al interior del cráter formando paredes casi verticales y sobre el afloran, los depósitos que forman el/los anillos piroclásticos, con espesores irregulares variando de algunos decímetros a más de 20 m y se distribuyen alrededor de la estructura con distancias entre 1 y 3 km a partir del borde del cráter.

Hacia el sector E, la morfología externa, de la estructura es ondulada, mientras que en los otros sectores la morfología es algo escarpada, más típico de estructuras de anillos piroclásticos (Figura 9). Para Houghton & Schmincke, (1986) volcanes con características mixtas son comunes y registran las variaciones en los procesos eruptivos predominantes que forman los edificios volcánicos.

El trabajo de campo en la zona ha permitido identificar depósitos asociados a actividad freática freato–magmática y magmática, que consiste en brechas, flujos y oleadas piroclásticas, formando el anillo. Importantes depósitos de cenizas con variación significativa en facies, desde masiva a laminada y abundante lapilli acrecional están asociados con actividad freática intensa que a su vez podría estar asociada a la actividad de un cono de toba dacítico–riolítico que termina con la fase magmática del *plug* o domo del “Morro” (Monsalve *et al.*, 2014). Head *et al.*, (1981 en: White & Ross, 2011), definen los conos de toba como volcanes que tienen formas cónicas, cuyos depósitos pueden presentar grandes espesores cerca al foco de emisión y adelgazan rápidamente con la distancia.

Localmente se reconocen un posible hiato entre la secuencia basal y la/ las fases superiores, marcada por la presencia de un depósito de caída de pómez gruesa, asociado a un foco volcánico diferente. El hiato sugiere que el sistema magmático



Figura 8. Vista de la laguna de San Diego desde el sector SW del maar. Se delimitan las principales estructuras descritas. En línea discontinua con puntos de color rojo, parte del borde del anillo piroclástico asociado a la estructura del maar. Al fondo el "Morro", que es un cono de toba construido en el borde NW, en color naranja se delimita los flancos del cono y en color verde el "plug" central.

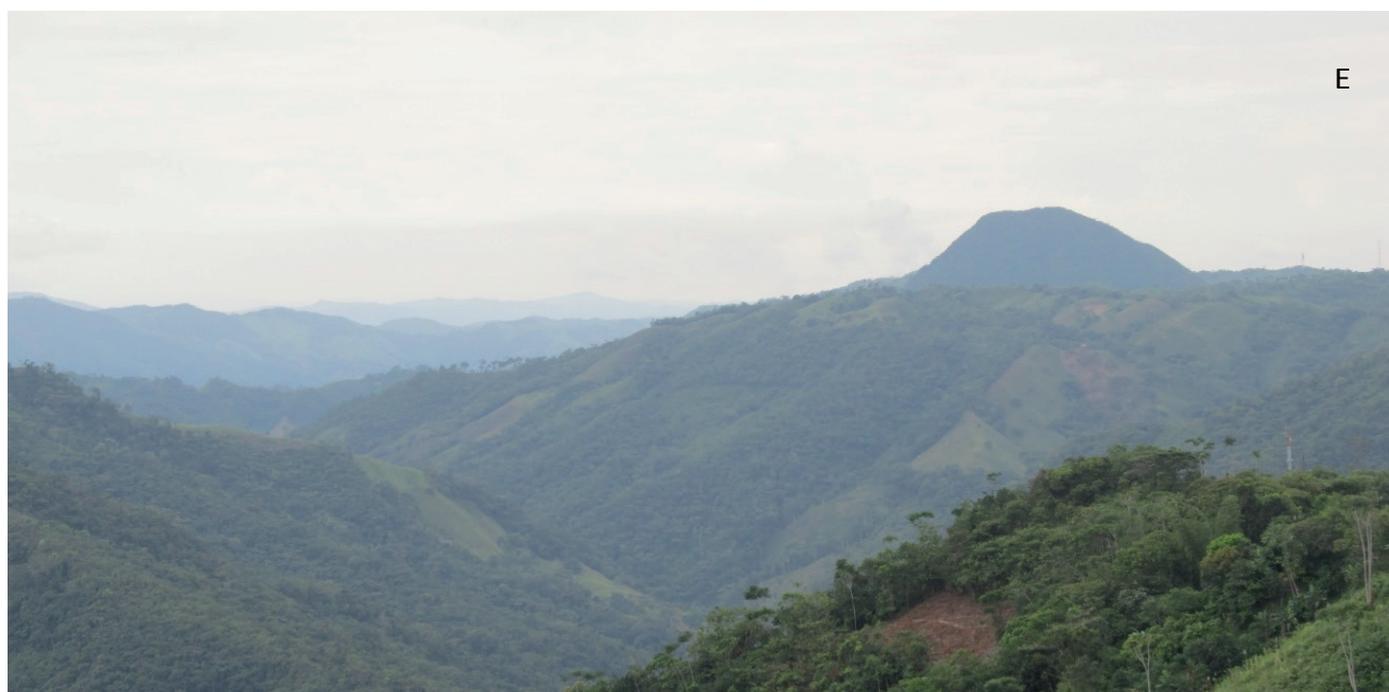


Figura 9. Morfología de la estructura de San Diego, con el "Morro" en su interior desde el sector SW (Carretera Berlín-Florencia).

San Diego puede haberse reactivado. La sucesión piroclástica muestra la complejidad de la evolución de los volcanes maar tal como lo plantean Jordan *et al.* (2013), Needham *et al.*, (2011) y Chako-Tchamabé *et al.*, (2016), entre otros.

Las secuencias de depósitos están definidos por cambios abruptos en el tamaño de los clastos, facies dominantes, abundancia de bloques y composición (Figura 10). La evidencia de agua en el sistema eruptivo incluye, entre otros, lapilli acrecional, laminación, y abundante presencia de líticos de la roca encajante. Los cambios en los patrones de facies definen unida-

des distintas, que reflejan los cambios en la dinámica eruptiva con el tiempo. Las primeras erupciones se interpretan de haber sido dominado por explosiones freáticas-freatomagmáticas, lo que provocó una progresiva profundización del centro eruptivo, seguido de una transición a un comportamiento freatomagmático-magmático dominantes en la secuencia superior, que da lugar a la formación del cono de toba y el crecimiento del domo o plug (Monsalve, 2014).

Las figuras 11 a 16, muestran algunos de los depósitos que se visitarán durante la excursión.

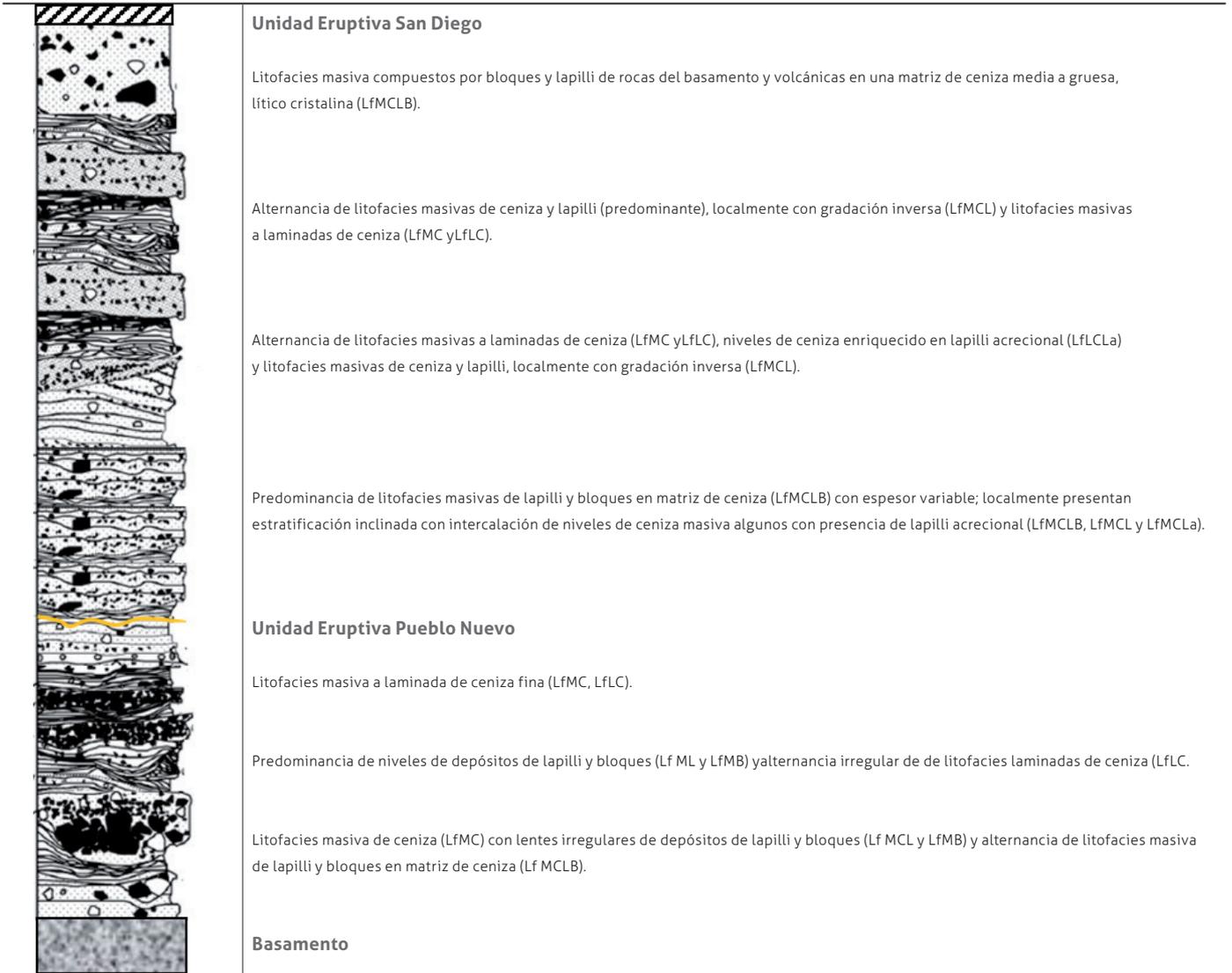


Figura 10. Sección estratigráfica esquemática mostrando las UE del Maar de San Diego y las principales facies en cada unidad (Tomado de Monsalve, 2015).



Figura 11. UE-SD. Sector S, en el borde del anillo piroclástico. (a) Secuencia de CDP concentrados y diluidos. (b) Detalle de las litofacies exhibidas en la secuencia.

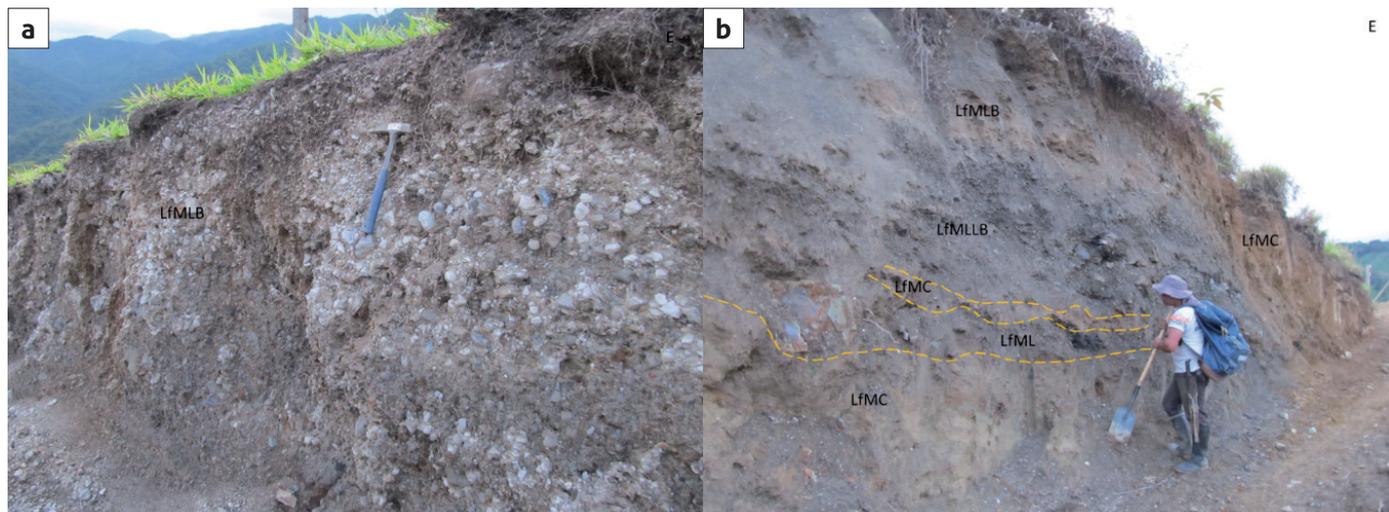


Figura 12. Facies proximal de la UE PN, en el anillo piroclástico, sector de Tarro Pintado en el borde W del anillo. (a) Litofacies LfMLB, con cierta gradación inversa, notese cierta imbricación de los fragmentos, especialmente hacia la parte media. (b) Intercalación irregular de LfMC masivos a matriz soportados y los niveles con litofacies LfMMLB y LfMLB, clastosoportados pseudolaminados. Nótese igualmente los clastos ocasionales de mayor tamaño embebidos en el depósito, estos corresponden principalmente a rocas del basamento.

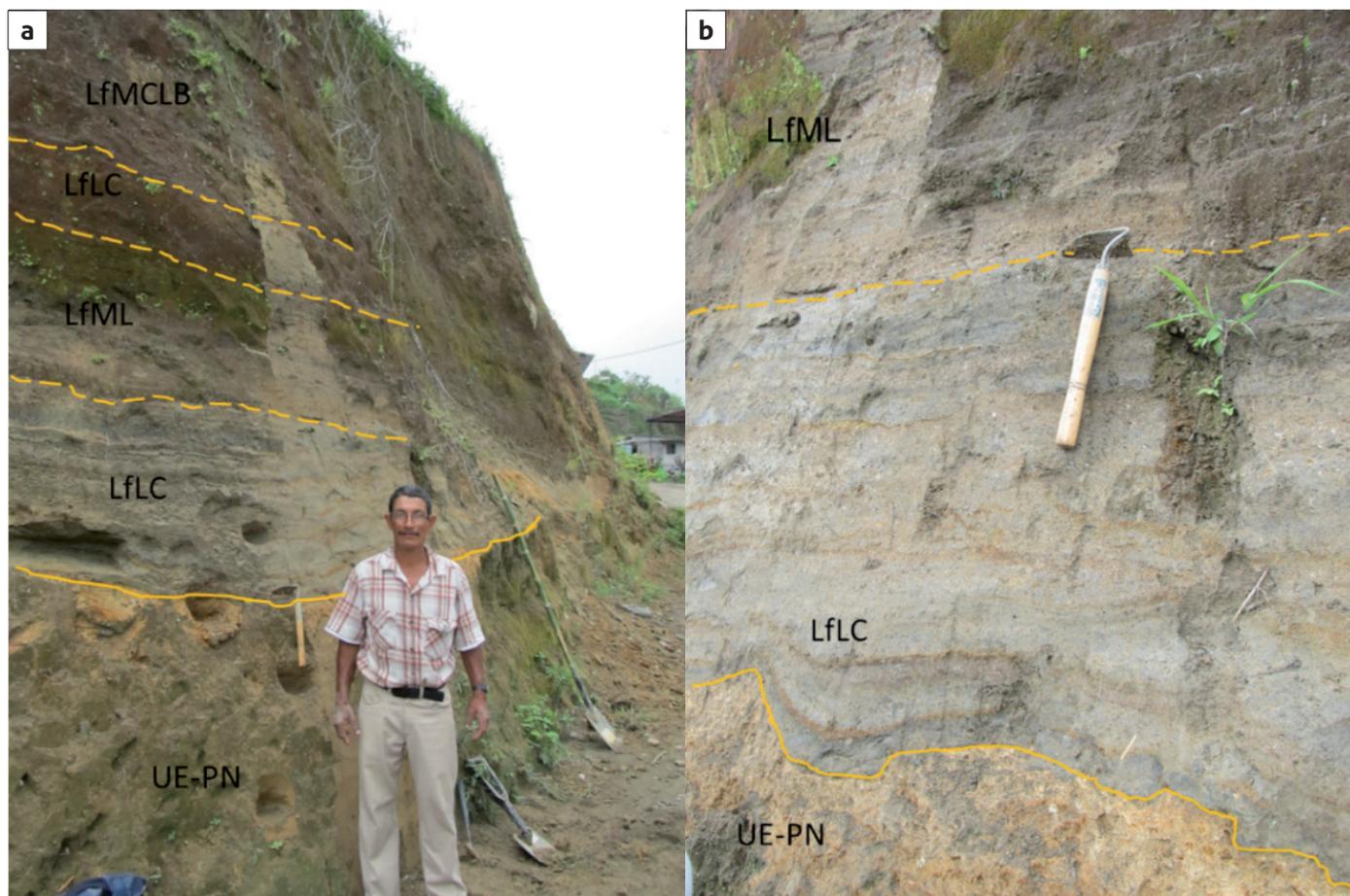


Figura 13. (a) UE –SD, suprayaciendo la UE–PN, a la entrada de la población de San Diego sector NW del maar, donde se definen 4 “paquetes” de depósitos según la litofacies dominante. (b). Detalle de las litofacies en los dos paquetes inferiores.

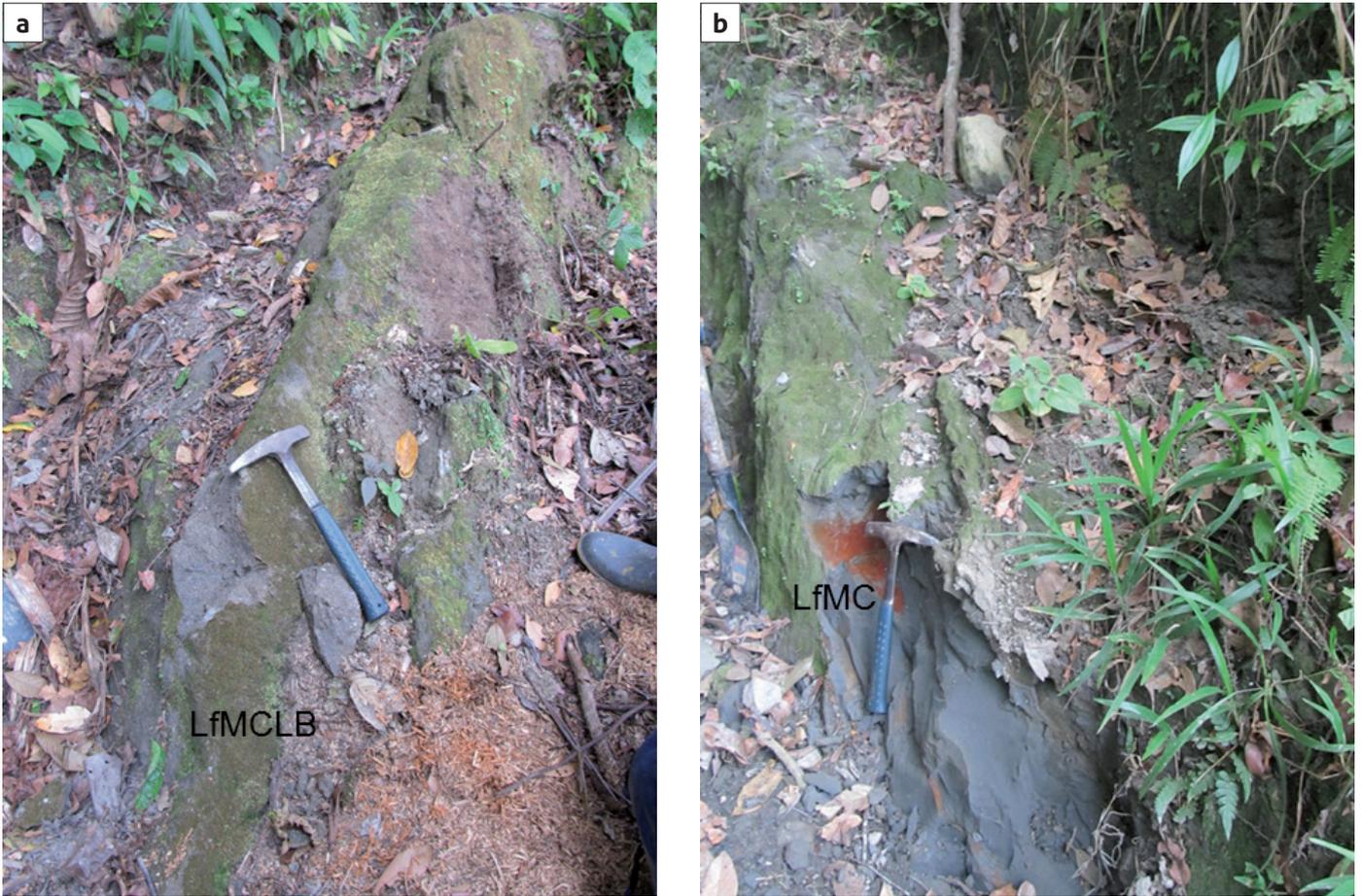


Figura 14. (a) CDP con litofacies LfMCLB, matriz soportada, masiva, algo endurecida. (b) Litofacies LfMC en el camino al Caño, sector W del Morro de San Diego



Figura 15. Depósito de CDP concentrado, quebrada El Caño al W del Morro de San Diego.



Figura 16. Aspecto del Morro de San Diego y el maar desde el sector visto desde el NNW. Nótese la relación con los depósitos de CDP diluidos y concentrados, indicados en color naranja, que forman el flanco NW del cono de toba cuyos depósitos afloran en Q. El Morro y en el camino y la quebrada El Caño. Panorámica del flanco NW del Morro de San Diego. En verde la "corona" formada en el sector norte del plug, debida al colapso parcial de la estructura.

Octubre 18 de 2016. Berlín–Depósitos freáticos–freatomagmáticos. Viaje a la Dorada.

Se recomienda usar botas pantaneras para hacer el recorrido dentro de la quebrada.

Estructura circular y depósitos asociados

Monsalve & Ortiz (2013), mencionan que en la plancha geológica regional se cartografían depósitos piroclásticos, e identifican una estructura circular dentro de la cual se encuentran. El reconocimiento en esta estructura permitió comprobar que está conformada por rocas metamórficas y al interior de ella, en la quebrada, afloran depósitos con más de 5 m de espesor, masivos a laminados, endurecidos, que exhiben litofacies similares a las reconocidas en las unidades eruptivas de las estructuras de San Diego (figuras 17 a 19).

El más importante, por su espesor, está compuesto por ceniza muy fina a fina, con lentes irregulares con fragmentos tamaño lapilli de líticos y pómez y abundante presencia de lapilli acrecional, (litofacies LfMCLa), intercalados con depósitos de ceniza fina laminada correspondiente a litofacies LfLC; cuando el depósito presenta disposición laminar, presenta cierto buzamiento en las capas.

Aguas abajo de la quebrada, aflora un depósito de color gris oscuro a verdoso, endurecido compuesto por ceniza muy fina, de masivo a laminado en el cual se alternan laminas irregulares, correspondiente a una litofacies LfMC y LfLC (Figura 18). La relación con el depósito aguas arriba no se ha establecido, ni tampoco los de estos con los otros depósitos encontrados en el área.

En el sector fueron encontrados, por integrantes del grupo de geotermia (Jesús Bernardo Rueda y Gina Rodríguez), otros depósitos, uno de los cuales corresponde a un afloramiento donde el depósito de ceniza fina gris azuloso suprayace un depósito caótico (Figura 19), compuesto principalmente por rocas metamórficas. Aunque el depósito no ha sido estudiado en detalle, podría corresponder a los descritos como CDP masivos de lapilli y bloques (litofacies LfMLB), con gran contenido de fragmentos líticos del basamento, que se observaron en el sector de San Diego.

El origen de estos depósitos no está aún bien establecido; por la distancia a la que se encuentran de la estructura del Maar



Figura 17. (a) Depósito de CDP con estratificación cruzada y lapilli acrecional. Vereda Moscovita, vía Norcacia–Berlín, nótese la vergencia del depósito. (b) Detalle del depósito, lapilli acrecional.



Figura 18. Depósito de ceniza fina gris azulosa (litofacies LfLC y LfMC) en el sector de la vereda Moscovita.

de San Diego y del Morro (8 km al SE), es poco probable que estos tengan su origen en ellos. Estos depósitos podrían bien estar asociados igualmente a una estructura tipo maar representada en la estructura circular dentro de la cual se alojan los depósitos, sin embargo, hasta el momento no se ha observado un anillo, con material expulsado, alrededor de este. Trabajos de campo más detallados son necesarios para confirmar que la estructura circular corresponde a un maar.

Otros depósitos aislados, de posible origen freatomagmático, se reconocen hacia la parte exterior de la posible estructura, en el sector S.

Octubre 19 de 2016. Viaje La Dorada–Ibagué–Paso por Armero y posibilidad de discusión sobre los lahares del Volcán Cerro Machín

Sector Ibagué: Octubre 20–21 de 2016

Regreso a las sedes: Octubre 22 de 2016

Volcanes monogenéticos Guacharacos y Tabor (Ibagué, Tolima)

Generalidades

En el departamento del Tolima, se han reconocido centros eruptivos con características de volcanes monogenéticos (Figura 20), algunos de los cuales se encuentran localizados muy cerca de la ciudad de Ibagué (volcanes Guacharacos y Tabor). 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, representando magmas primarios (Monsalve & Gómez, 2015).

Los productos volcánicos de estas estructuras (Figura 21) yacen sobre los depósitos volcánico–sedimentarios del Abanico de Ibagué del Plioceno–Pleistoceno, por lo que el evento volcánico se considera como uno de los sucesos geológicos más recientes, quizás del Holoceno, ocurridos en esta región (Núñez *et al.*, 2001). En la zona donde está construida Ibagué convergen varias fallas geológicas, algunas de ellas con claras evidencias de actividad neotectónica; en la intersección de dos de estas fallas, la de Buenos Aires de rumbo NW y Rovira de dirección N–NE, tuvo lugar el emplazamiento del Volcán Guacharacos. Una de estas estructuras geológicas, posiblemente la de Rovira, sea una falla profunda que permitió el ascenso del magma basáltico que dio origen al *vulcanismo básico* (Núñez *et al.*, 2001).

Se plantea la inquietud de que estos volcanes sean la primera evidencia de un vulcanismo no cartografiado, por estar cubierto por sedimentos neógeno –cuaternarios y la posible incidencia en las amenazas volcánicas en el sector de Ibagué.

Octubre 20 de 2016. Volcán Guacharacos

Durante el proceso de construcción de la variante se identificaron las lavas y los depósitos piroclásticos asociados al que se denominó Volcán Guacharacos (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



Figura 19. Afloramiento, en el sector de la vereda Moscovita, mostrando la relación de un depósito masivo, clastosoportado (LfmCLB) con depósitos de CDP de cenizas grises (LfmC). Nótese cierta laminación a la base de los dos depósitos.

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 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; este flujo tiene una extensión de 1300 m, con un espesor promedio de 20 m. Por el costado sur se desprendió otro flujo que 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, observándose en la superficie de ellos 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).

Este día se hará un reconocimiento de la estructura (Figura 20) y los depósitos asociados. En la variante Ibagué–Armenia, se observa un corte perpendicular del depósito de flujo de lava norte, con un espesor expuesto de 8 m en promedio (Figura 22a). La lava basáltica, presenta un núcleo masivo y una superficie brechosa escoriacea con espesores irregulares; igualmente se observan remanentes de material piroclástico alterado. La roca es de color gris claro, ocasionalmente rojo pálido por oxidación, presenta textura porfirítica con matriz afanítica y fenocristales menores de 2 mm de olivino. Petrográficamente corresponden



Figura 20. Panorámica del Volcán Guacharacos desde la vía Espinal Ibagué.

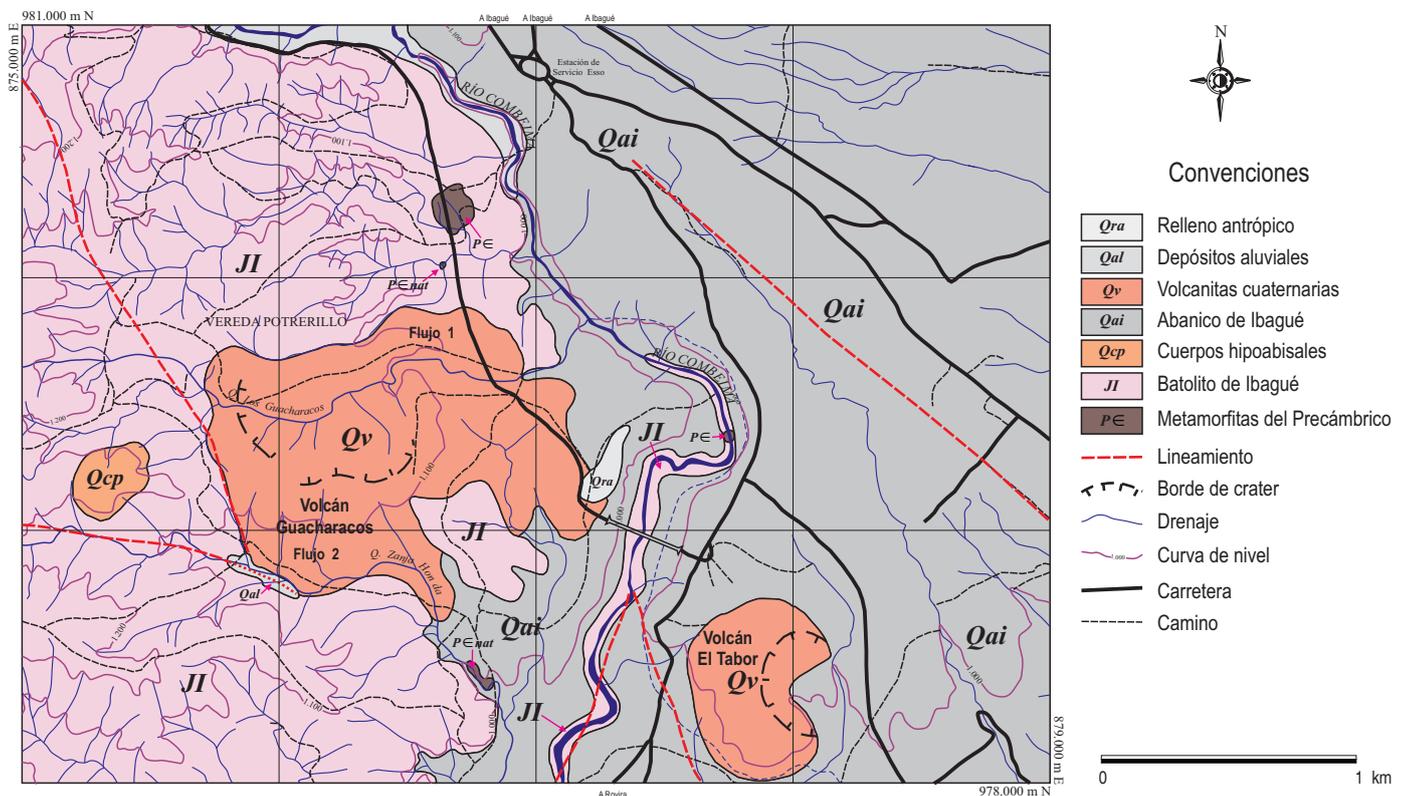


Figura 21. Mapa geológico del área de vulcanismo básico al SW de Ibagué. (Tomado de Núñez *et al.*, 2001).

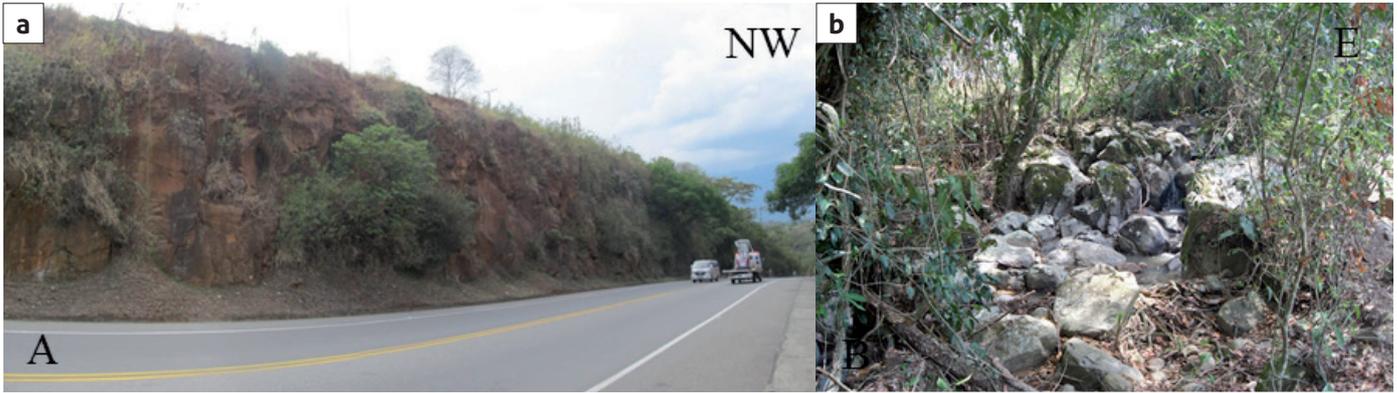


Figura 22. (a) Aspecto del depósito de lava (Flujo 1), en la variante de la carretera Ibagué. (b) Aspecto del depósito de lava (Flujo 2).



Figura 23. Con flechas se señalan posibles centros eruptivos de Guacharacos. Al fondo en líneas discontinuas, borde cráterico E del Volcán monogenético Tabor.

a basaltos andesíticos con olivino y pigeonita, que constituyen los fenocristales (23–29 %) de la roca, los cuales están embebidos en una matriz traquítica de microlitos de plagioclasa (labradorita) alineados (Núñez *et al.*, 2001). En el sector S se observa otro flujo de lava de con características similares (Figura 22 b).

Además de los productos piroclásticos reportado por Núñez *et al.* (2001), se identificó material piroclástico de caída (lapilli y bombas) en lomas contiguas al volcán. Se trata de lapilli lítico levemente vesiculado y bloques similares a las lavas del volcán.

Debido a la morfología que presenta el volcán, Monsalve & Gómez (2015), plantean la posibilidad de que Guacharacos represente más de un centro eruptivo (Figura 23), aspecto que podrá ser discutido durante el recorrido.

Octubre 20 de 2016. Volcán Tabor

El Volcán Tabor, se encuentra localizada en la vereda del mismo nombre, en la ciudad de Ibagué, a un lado de la vía Espinal–Ibagué. Por su baja altura y morfología, de un cono piroclástico en forma de “media luna”, con un cráter de 350 m diámetro, pendientes muy suave hacia su sector W y destruido hacia su sector ESE, (Figura 24), pasó desapercibido como estructura

volcánica, siendo identificado como tal hacia el año 2000 (Mendivelso, comunicación oral, Núñez *et al.*, 2001). Los productos asociados a la actividad del volcán, hasta el momento identificados, corresponden principalmente a bloques basálticos, masivos a vesiculados, que se encuentran en la pared interna del cráter y esporádicamente en la superficie del anillo, correspondientes posiblemente a bloques que se desprenden de 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 momento no se ha identificado flujos de lava asociados a este volcán. Petrográficamente, la composición del material corresponde a basaltos olivínicos (Gómez, datos sin publicar).

Se plantea la inquietud de que estos volcanes sean la primera evidencia de un vulcanismo no cartografiado, por estar cubierto por sedimentos neógeno–cuaternarios y la posible incidencia en las amenazas volcánicas en el sector de Ibagué.

Nota: En la tarde se visitarán las instalaciones de Anglo Gold, con el fin de discutir sobre los núcleos de perforación del sector de Río Dulce (Arboleda, vereda la Torre), clasificados como diatremas. Inicialmente se tenía previsto este recorrido durante la excursión, pero problemas en la vía (colapso de un puente), impidió tenerlo en cuenta en el recorrido.



Figura 24. Morfología del Volcán Tabor desde el borde del cráter del anillo piroclástico.

Referencias

- Austin-Erickson, A., Michael H. & Carrasco-Núñez, G. 2011, Rhyolitic phreatomagmatism explored: Tepexitl tuff ring (Eastern Mexican Volcanic Belt). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4): 325-341.
- Barrero, D. & Vesga, C. J. 1976. Mapa Geológico del Curángulo K-9 y parte del J-9 La Dorada. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Borrero, C. A. & Castillo, H. 2006. Vulcanitas del S-SE de Colombia: Retro-arco alcalino y su posible relación con una ventana astenosférica. *Boletín de Geología*, vol 28, No 2, p 23-34.
- Borrero, C., Murcia, H. & Agustín-Flores, J. 2014. San Diego maar, an isolated monogenetic volcano in the Central Cordillera of Colombia Abstracts Volume IAVCEI-5IMC, Querétaro, México.
- Calvache, M.L. 1995. The geological evolution of Galeras volcanic Complex. PhD theses, Arizona State University. 183 p.
- Chako Tchamabé, B., Kereszturi, G., Németh, K. & Carrasco-Núñez, G. 2016. How Polygenetic are Monogenetic Volcanoes: Case Studies of Some Complex Maar-Diatreme Volcanoes. *Updates in Volcanology-From Volcano Modelling to Volcano Geology Chap 13*. P. 385-389.
- CHEC-ENEL. 1968. Proyecto de investigación Geotérmica en la Región del Macizo volcánico del Ruiz. Roma.
- CHEC. 1981. Investigación Geotérmica Macizo volcánico del Ruiz (Colombia). Fase I Informe Final. 111 p. Manizales.
- Connor, C.B. & Conway, M.F. 2000. Basaltic volcanic fields. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, CA, pp. 331-343.
- Corporación Autónoma Regional de Caldas CORPOCALDAS-Universidad Tecnológica de Pereira. 2009. Convenio inter institucional. Plan Integral de Manejo Ambiental Laguna de San Diego, 201 p.
- Feininger, T., Barrero, D. & Castro, N., 1972. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (sub-zona II B). *Boletín Geológico*, Vol XX, No 2. INGEOMINAS. Bogotá.
- Galindo, D.A. 2012. Caracterización y modelo genético del volcán Guacharacos (Ibagué-Tolima). Universidad de caldas Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Programa de Geología. Manizales. 84 p.
- González, H. 1990. Mapa geológico del departamento de Caldas. Geología y recursos minerales. Memoria explicativa. INGEOMINAS Medellín.
- Houghton, B.F. & Schmincke, H.U., 1986. Mixed deposits of simultaneous Strombolian and phreatomagmatic volcanism: Rothenberg volcano, East Eifel volcanic field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 30: 117-130.
- Jiménez, B., 2015. Volcanes del oriente de Caldas. Presentación.
- Jordán, S.C., Cas, R.A.F. & Hayman, P.C. 2013. The origin of a large (>3 km) maar volcano by coalescence of multiple shallow craters: Lake Purrumbete maar, southeastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 254, 5-22.
- Kereszturi, G. & Nemeth, K. 2013. Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. Chapter 1. *Updates in Volcanology-New Advances in Understanding Volcanic Systems*. p 3 -88.
- Kroonenberg, S., Pichler, H. & Diederix, H. 1982. Cenozoic alkali-basaltic to ultrabasic volcanism in the uppermost Magdalena valley, southern Huila department, Colombia. *Geología Norandina*, 5. P. 19-26. Bogotá.
- Kroonenberg, S. 1983. Geología del volcán Meremberg y sus alrededores, Cordillera Central, Colombia. Universidad Agrícola de Wageningen, Holanda. 17 p.
- Kroonenberg, S., Pichler, H. & Schmitt-Riegraf, C. 1987. Young alkali-basaltic to nephelinitic volcanism in the southern Colombian Andes-Origin by subduction of a spreading rift? *Zbl. Geol. Paläont.*, 1(7/8): 919-936. Stuttgart.
- Monsalve, M.L. 2014. Vulcanismo en el área geotérmica de san diego (caldas), Informe de avance. SGC. 201 p. Bogotá.
- Monsalve, M.L. & Arcila, M. 2009. Contexto tectónico de la zona volcánica del Puracé y la Provincia Alkalina del valle superior del Magdalena. I+D vol 8. P 35 -41.
- Monsalve, M.L. & Ortiz, I.D. 2013. Reconocimiento vulcanológico área geotérmica de San Diego. SGC. Informe interno. 38 p.
- Monsalve, M.L., Ortiz, I.D. & Norini, G. 2014. Deposits associated to San Diego Maar volcano (Colombia). IAVCEI-5IMC Conference Querétaro, México.
- Monsalve, M.L., Ortiz, I.D. & Norini, G. En preparación. Volcán el escondido, una estructura volcánica recientemente identificada al NE del segmento volcánico norte de la cordillera Central de Colombia.
- Monsalve, M.L. & Gómez, J. 2015. Visita de reconocimiento al volcán guacharacos (ibagué, tolíma) y otros centros volcánicos del área. Informe de campo, SGC. 23 p.
- Needham A.J., Lindsay, J.M., Smith, I.E.M., Augustinus, P. & Shane, P.A. 2011. Sequential eruption of alkaline and sub-alkaline magmas from a small monogenetic volcano in the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201,126-142.
- Németh, K. 2010. Monogenetic volcanic fields; origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. *Spec Paper Geol Soc Am*, 470, 43-66. Doi: 10.1130/2010.2470(04).

- Németh K, Haller M.J. & Siebe C. 2011. Maars and scoria cones: The enigma of monogenetic volcanic fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201(1-4): V-VIII.
- Németh, K. & Kereszturi, G. 2015. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *Int. J. Earth. Sci.*, 104, 2131-46. Doi: 10.1007/s00531-015-1243-6.
- Norini, G. 2013. Bases metodológicas para estudios de volcanotectónica en áreas de interés geotérmico: Informe final de la primera etapa del estudio de geología estructural en el área geotérmica del Volcán de San Diego. 32 p. Bogotá (Colombia) –Milán (Italia). SGC informe interno.
- 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.
- Ortiz, I. 2013. Informe de reconocimiento Área de San Diego–Florencia–Puente Linda. Informe interno. SGC. Bogotá.
- Pulgarín, B. & Monsalve, M. L. 1995. Estructuras volcánicas en el valle de Paletará. INGEOMINAS Unidad Operativa Popayán, Informe Interno, 20. p. Popayán.
- Rodríguez, G. & González, H. 2004. Características geoquímicas y marco tectónico de los basaltos alcalinos del sur de Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, No 16–p. 9 –22.
- Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2) 161–206.
- Tello, H. & Hernández, T. 1976. Investigación geológica en el Parque Arqueológico de San Agustín (Huila). Universidad Nacional de Colombia. Tesis, 30 p.
- Thorpe, R.S. 1984. The tectonic setting of active Andean volcanism. In *Andean magmatism: Chemical and Isotopic Constraints* (Harmon, R.S.; Barreiro, B.A.; editors). Shiva Geological Series, Shiva Publications, Nantwich, U.K., p. 4–8.
- Toro, G. 1989. Caracterización del vulcanismo de San Diego y estudio de los depósitos de San Diego (Caldas) y de Nariño (Antioquia), Colombia. Memorias del V Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, Marzo 14–17, p 419–440.
- Toro, G. 1991. Geología de la zona del volcán de San Diego. Departamento de Caldas, Colombia. I Simposio de Magmatismo Andino. Manizales.
- White, J.D.L & Ross, P.S. 2011. Maar–diatreme volcanoes: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 1–29.
- Wohletz, K.H. & Sheridan, M.F. 1983. Hydrovolcanic explosions; II, Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal of Science* 283, 385–413.
- Zuluaga, I. 2011. Definición del Campo Volcánico Monogenético de San Agustín (CVSA), Huila, Colombia. UNIVERSIDAD DE CALDAS Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Programa de Geología. Tesis de grado. 75 p.

Índice de figuras

- Figura 1. Mapa de la parte occidental de Colombia mostrando los tres segmentos de vulcanismo activo. Los volcanes Cerro Machín y Nevado del Ruiz situados en el segmento volcánico Norte. En estrellas sitios con vulcanismo monogenético, en naranja las áreas que se visitarán en la excursión. **9**
- Figura 2. Mapa de Localización del área de estudio. En imagen de Google Earth: Círculos rojos marcando las estructuras volcánicas. En verde, El cono de Toba "El Morro" en triángulos rosados algunas de las estaciones de campo alrededor de las estructuras. **11**
- Figura 3. (a) Estructura volcánica "El Escondido". La línea roja marca el borde semicircular del cráter y se puede apreciar las laderas suaves del "edificio" al N y la población de Florencia construida en el. Igualmente se observa el interior del cráter con el complejo de domos y la morfología abrupta dada por esto y la destrucción del cráter hacia el sector SW. (b) Imagen 3D del Escondido, tomado de Google Earth, orientado de manera similar a la foto superior, que permite apreciar mejor las características del volcán. La "X" es el sitio aproximado de donde se tomo la foto. **12**
- Figura 4. Cantera a la entrada de la población de Florencia (Caldas), que exhibe depósitos de CDP y caídas pumíticas, los contactos en general son erosivos y no se han encontrado paleosuelos entre ellos. **13**
- Figura 5. Uno de los depósitos superiores de la secuencia estratigráfica, en el borde N del anillo piroclástico, Nótese el enriquecimiento en líticos del stock y el tamaño de ellos y laseudolaminación del depósito, señalada en líneas naranja. **13**
- Figura 6. (a). Afloramiento de secuencia piroclástica del Escondido, vía a Medellín. El depósito designado con la letra B corresponde a un CDP con pómez y bloques monolitológicos y presencia de "lentes" irregulares pumíticos. (b) Detalle del contacto con la unidad inferior, en contacto erosional, la cual está compuesta principalmente por bloques y bombas muy vítreas. Nótese la ausencia de la unidad de caída pumítica, la cual en la cantera infrayace la unidad B. **13**
- Figura 7. Afloramiento de depósito de flujo piroclástico de pómez suprayacido por depósitos de caídas, en la población de Florencia. **14**
- Figura 8. Vista de la laguna de San Diego desde el sector SW del maar. Se delinean las principales estructuras descritas. En línea discontinua con puntos de color rojo, parte del borde del anillo piroclástico asociado a la estructura del maar. Al fondo el "Morro", que es un cono de toba construido en el borde NW, en color naranja se delinea los flancos del cono y en color verde el "plug" central. **15**
- Figura 9. Morfología de la estructura de San Diego, con el "Morro" en su interior desde el sector SW (Carretera Berlín–Florencia). **15**

- Figura 10. Sección estratigráfica esquemática mostrando las UE del Maar de San Diego y las principales facies en cada unidad **16**
- Figura 11. UE–SD. Sector S, en el borde del anillo piroclástico. (a) Secuencia de CDP concentrados y diluidos. (b) Detalle de las litofacies exhibidas en la secuencia. **16**
- Figura 12. Facies próxima de la UE PN, en el anillo piroclástico, sector de Tarro Pintado en el borde W del anillo. (a) Litofacies LfMLB, con cierta gradación inversa, notese cierta imbricación de los fragmentos, especialmente hacia la parte media. (b) Intercalación irregular de LfMC masivos a matriz soportados y los niveles con litofacies LfMLLB y LfMLB, clastosoportadosseudolaminados. Nótese igualmente los clastos ocasionales de mayor tamaño embebidos en el depósito, estos corresponden principalmente a rocas del basamento. **17**
- Figura 13. (a) UE –SD, suprayaciendo la UE–PN, a la entrada de la población de San Diego sector NW del maar, donde se definen 4 “paquetes” de depósitos según la litofacies dominante. (b). Detalle de las litofacies en los dos paquetes inferiores. **17**
- Figura 14. (a) CDP con litofacies LfMCLB, matriz soportada, masiva, algo endurecida. (b) Litofacies LfMC en el camino al Caño, sector W del Morro de San Diego **18**
- Figura 15. Depósito de CDP concentrado, quebrada El Caño al W del Morro de San Diego. **18**
- Figura 16. Aspecto del Morro de San Diego y el maar desde el sector visto desde el NNW. Nótese la relación con los depósitos de CDP diluidos y concentrados, indicados en color naranja, que forman el flanco NW del cono de toba cuyos depósitos afloran en Q. El Morro y en el camino y la quebrada El Caño. Panorámica del flanco NW del Morro de San Diego. En verde la “corona” formada en el sector norte del plug, debida al colapso parcial de la estructura. **19**
- Figura 17. (a) Depósito de CDP con estratificación cruzada y lapilli acrecional. Vereda Moscovita, vía Norcacia–Berlín, nótese la vergencia del depósito. (b) Detalle del depósito, lapilli acrecional. **19**
- Figura 18. Depósito de ceniza fina gris azulosa (litofacies LfLC y LfMC) en el sector de la vereda Moscovita. **19**
- Figura 19. Afloramiento, en el sector de la vereda Moscovita, mostrando la relación de un depósito masivo, clastosoportado (LfMCLB) con depósitos de CDP de cenizas grises (LfMC). Nótese cierta laminación a la base de los dos depósitos. **20**
- Figura 20. Panorámica del Volcán Guacharacos desde la vía Espinal Ibagué. **21**
- Figura 21. Mapa geológico del área de vulcanismo básico al SW de Ibagué. (Tomado de Núñez *et al.*, 2001). **21**
- Figura 22. (a) Aspecto del depósito de lava (Flujo 1), en la variante de la carretera Ibagué. (b) Aspecto del depósito de lava (Flujo 2). **22**
- Figura 23. Con flechas se señalan posibles centros eruptivos de Guacharacos. Al fondo en líneas discontinuas, borde cráterico E del Volcán monogenético Tabor. **22**
- Figura 24. Morfología del Volcán Tabor desde el borde del cráter del anillo piroclástico. **23**

