

**APORTES AL CONOCIMIENTO GEOLÓGICO DEL GRANITO DE DURANIA
(SILÚRICO TEMPRANO): MACIZO DE SANTANDER (COLOMBIA)**

FABIÁN MAURICIO BOTELLO BECERRA

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICO QUIMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2014

**APORTES AL CONOCIMIENTO GEOLÓGICO DEL GRANITO DE DURANIA
(SILÚRICO TEMPRANO): MACIZO DE SANTANDER (COLOMBIA)**

FABIÁN MAURICIO BOTELLO BECERRA

**Trabajo de Grado para optar al título de
Geólogo**

Director

LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA

Geólogo PhD

Co-Director

JUAN DIEGO COLEGIAL GUTIERREZ

Geólogo PhD

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICO QUIMICAS**

ESCUELA DE GEOLOGÍA

BUCARAMANGA

2014

DEDICATORIA

A mi padre, mi inspiración y motivación al camino de las ciencias

A mi madre y hermana por sus incansables consejos y compañía

A Marcela por su apoyo incondicional

A Simón por enseñarme a tener fuerza y perseverancia

A esos amigos que hicieron este trabajo más llevadero

FABIAN MAURICIO BOTELLO BECERRA

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Universidad Industrial de Santander, la Escuela de Geología, los directores de este proyecto; Luis C. Mantilla y Juan D. Colegial, y a los estudiantes de la asignatura Campo II que contribuyeron con el desarrollo de este trabajo.

A las autoridades militares, civiles y eclesiásticas que facilitaron la estadía en los municipios de Durania, Cacota y Pamplona (Norte de Santander, Colombia).

A los laboratorios que colaboraron con los análisis de muestras; al laboratorio de microscopía UIS y al profesor Carlos Chacón, al laboratorio de DRX UIS, a ALS Colombia y Oscar Coral y a la Universidad Estatal de Washington (WS, USA) y a Victor Valencia.

CONTENIDO

	pág.
INTRODUCCIÓN	14
1. CONTEXTO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES.....	16
2. MÉTODOS ANALÍTICOS	20
3. RESULTADOS.....	22
3.1 LOCALIZACIÓN DE MUESTRAS.....	22
3.2 LITOLOGÍAS Y RELACIONES DE CAMPO.....	22
3.3 TIPOS DE ALTERACIONES HIDROTERMALES.....	38
3.4 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	42
3.5 GEOCRONOLOGÍA	53
3.6 IMPLICACIONES PALEOTECTÓNICAS Y METALOGÉNICAS	56
4. CONCLUSIONES	59
BIBLIOGRAFÍA.....	61
ANEXOS.....	70

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. Esquema y cortes geológicos del área de estudio.	19
FIGURA 2. Fotografías de afloramientos del Granito de Durania.	25
FIGURA 3. Muestras representativas del Granito de Durania	26
FIGURA 4. Microfotografías del Granito de Durania en nicoles cruzados	31
FIGURA 5. Microfotografías donde se evidencian alteraciones hidrotermales.	33
FIGURA 6. Microfotografía del SEM a un cristal de turmalina con seis muestreos y sus respectivos EDS	37
FIGURA 7. Test de alteraciones	43
Figura 8. Diagrama de clasificación de granitos	45
FIGURA 9. Diagramas Harker	47
FIGURA 10. Diagrama $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ vs $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$	48
Figura 11. Diagramas geoquímicos SiO_2 vs K_2O+Na_2O y SiO_2 vs K_2O	50
Figura 12. Diagramas de discriminación del ambiente tectónico de emplazamiento de los magmas de afinidad granítica	51
Figura 13. Patrones de las Tierras Raras de las variedades graníticas presentes en la unidad Granito de Durania	52
Figura 14. Aracnigrama de los elementos trazas, normalizados según el Manto Primitivo, de las variedades graníticas en la unidad Granito de Durania	53
FIGURA 15. Edades obtenidas del GD según el método U-Pb en zircones en la muestra YGI-6-2	55

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Resultados de análisis geoquímicos de elementos mayores y menores .	70
Tabla 2. Resultados de análisis geoquímicos de elementos traza	71
Tabla 3. Datos zircón U-Pb (LA-ICP-MS) de las muestras APD-47-1 y YGI-6-2	72

LISTA DE ANEXOS

ANEXO A. Resultados de análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y traza.	70
ANEXO B: Resultados analíticos de las dataciones U-Pb (LA-ICP-MS).	72

RESÚMEN

TÍTULO: APORTES AL CONOCIMIENTO GEOLÓGICO DEL GRANITO DE DURANIA (SILÚRICO TEMPRANO): MACIZO DE SANTANDER (COLOMBIA).*

AUTORES: BOTELLO BECERRA, Fabián Mauricio**

PALABRAS CLAVE: Colombia, Macizo de Santander, Granito de Durania, Silúrico Temprano.

DESCRIPCIÓN

La unidad ígnea cartografiada en el Macizo de Santander (MS) como 'Granito de Durania' (GD), aflora en superficie un área de aproximadamente ~97 km². Variedades litológicas menos felsicas (afinidad diorítica; ricas en plagioclasa) y otras más félsicas (afinidad granítica-s.s.-; ricas en feldespatos potásico-cuarzo), han sido identificadas como parte de ésta unidad. Presencia de alteraciones tipo greisen en sectores del GD (donde se observa ocasionalmente abundante turmalina), suele estar estrechamente relacionada con la presencia de diques, lentes o bolsones pegmatíticos.

Estudios mineralógicos, petrográficos y geoquímicos de las variedades graníticas del GD, permitieron reconocer tanto su carácter peraluminico (contenidos variables de muscovita y granate), como la presencia de variedades toleíticas y calco-alcalinas medio y alto en potasio. Relaciones de campo, valores de las relaciones Ba/La (>20<), contenidos variables de Th (<1.35 y >9.0), presencia de anomalías negativas en Ti, Nb, entre otros rasgos, apuntan a que el GD se formó mediante varios pulsos magmáticos, desarrollados en un contexto de suprasubducción.

Las relaciones de campo, valores Th vs Co, y contenidos de Elementos de Tierras Raras (REE), permiten establecer que aquellas variedades graníticas derivadas de magmas con menor grado de cristalización fraccionada (mayores contenidos de plagioclasa, carácter toleítico, y contenidos más bajos de REE), se formaron en ambientes extensivos (back-arc continental). Variedades graníticas más tardías, derivadas de magmas con mayor grado de cristalización fraccionada (mayores contenidos de feldespatos potásico, muscovita y granate; carácter calco-alcalino y contenidos más altos de REE), se formaron en ambientes compresivos (arco continental).

Edades U-Pb en circones (técnica LA-ICP-MS), indican que la formación del GD tuvo lugar hace 442.6 Ma +7.4/-6.0Ma, durante el Silúrico Temprano (*Rhuddanian*). Considerando la edad de ésta unidad y sus características ya referidas, es posible sugerir que el desarrollo de éste evento magmático pudo tener lugar en un contexto de progresivo engrosamiento cortical.

*Trabajo de grado, modalidad pasantía de investigación

**Facultad de ingenierías físico-química. Escuela de Geología. Director: PhD. Luis Carlos Mantilla Figueroa; Co-director: PhD. Juan Diego Colegial Gutiérrez

ABSTRACT

TITLE: CONTRIBUTIONS TO THE GEOLOGICAL KNOWLEDGE OF THE DURANIA GRANITE (EARLY SILURIAN): SANTANDER MASSIF (COLOMBIA).*

AUTHOR: BOTELLO BECERRA, Fabián Mauricio**

KEYWORDS: Colombia, Santander Massif, Durania Granite, Early Silurian.

DESCRIPTION

The igneous unit mapped in the Santander Massif (SM) as the 'Durania Granite' (DG), outcrops with a Surface area of ~97 km². Different lithological varieties have been recognized; comprising lesser felsic varieties (dioritic affinity; plagioclase rich) and more felsic varieties (granitic affinity –s.s.; quartz-potassium feldspar rich). The occurrence of greisen-type alteration in sectors of the DG is usually related to the occurrence of pegmatitic dikes, lenses or pods.

Mineralogical, petrographic and geochemical studies of the DG granitic varieties, allowed recognizing its peraluminous character (variable abundance of muscovite and garnet) and the occurrence of tholeiitic, high and medium potassium calc-alkaline varieties. Field associations, values of the Ba/La relation (>20<), variable concentrations of Th (<1.35 y >9.0), the occurrence of negative Ti-Nb anomalies, amongst other features, point that the DG formed by several magmatic pulses, developed under a suprasubduction setting.

Field relations, Th vs Co values and Rare Earth Elements (REE), suggests that the originated granitic varieties with a lower grade of fractional crystallization (abundant plagioclase, tholeiitic composition and lower REE concentrations), formed in extensive settings (continental back-arc). Later granitic varieties with higher fractional crystallization grade (abundant potassium feldspar, muscovite and garnet; calc-alkaline composition and higher REE concentrations) formed in compressional settings (continental arc).

Dating in zircons by the U-Pb (LA-ICP-MS) method, indicates that the DG formation had place 442.6 Ma +7.4/-6.0Ma ago, during Early Silurian (Rhuddanian). Considering this age and the previously explained characteristics, it is possible to suggest that the DG's development took place during a magmatic event under a progressive crustal thickening setting.

*Undergraduate project, mode: investigation internship

**Faculty of Physic-Chemical Engineering. Geology School. Director: PhD. Luis Carlos Mantilla Figueroa; Co-director: PhD. Juan Diego Colegial Gutiérrez

INTRODUCCIÓN

El Macizo de Santander (MS), localizado en la Cordillera Oriental de Colombia (**FIGURA 1**), registra una extensa e intensa historia magmática desarrollada con posterioridad a la orogenia Famatiniana (localmente denominada Orogenia Quetame-Caparanonensis, según Restrepo-Pace y Cediél., 2010; Mantilla *et al.*, 2012; otros). Diferentes eventos magmáticos de edades principalmente Paleozoico, Triásico-Jurásico y Cretácico (?), han sido mencionados y documentados en diferentes trabajos (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973; Mendoza and Jaramillo, 1979; Hargraves *et al.*, 1984; Boinet *et al.*, 1985; Dörr *et al.*, 1995; Royero y Clavijo, 2001; Mantilla *et al.*, 2013a; Van Der Lelij, 2013). Estudios relativamente recientes, también documentan la presencia de rocas ígneas de edad Neógeno en el MS (Mantilla *et al.*, 2011; Mantilla *et al.*, 2013b; Bissig *et al.*, 2013; Bissig *et al.*, 2014; Cruz *et al.*, 2014).

Con los eventos magmáticos del Neógeno, se relaciona la formación de los mayores depósitos de metales preciosos y base conocidos en el nororiente Colombiano (por ejemplo: los depósitos localizados en el Distrito Minero de Vetas-California). Por esta razón (sus implicaciones metalogénicas), dichas rocas han recibido una mayor atención por parte de la comunidad geológica en los últimos años (Mantilla *et al.*, 2013b; Bissig *et al.*, 2013; Bissig *et al.*, 2014; Cruz *et al.*, 2014). Contrariamente, las rocas de edad Paleozoico del MS son las rocas que comparativamente menor atención han recibido por parte de la comunidad geocientífica. Solo recientemente, Van Der Lelij (2013) realiza algunos aportes al conocimiento del magmatismo Paleozóico (para los Andes del Norte), especialmente desde una perspectiva geodinámica. Sin embargo, aún existe muy poca información sobre los diversos cuerpos ígneos presentes en el MS, especialmente desde el punto de vista petrográfico, geoquímico, e incluso geocronológico (muy baja densidad de dataciones).

En el marco de lo anteriormente mencionado y con el objetivo de aportar conocimiento geológico que permita entender y documentar mejor la historia magmática Paleozoica del MS (**FIGURA 1**) durante la cual se formó la unidad ígnea cartografiada en el MS con el nombre de 'Granito de Durania'-GD-(según Ward *et al.*, 1973), se realizó el presente estudio. Adicional a éste objetivo, se pretende igualmente conocer el posible potencial metalogénico relacionado con el evento magmático generador de esta importante unidad ígnea (de edad Silúrico Temprano). Con esos objetivos antes mencionados, se realizaron dataciones U-Pb en circones, se analizó la petrografía y la geoquímica de algunas variedades de rocas ígneas graníticas del GD, y se estudiaron algunas alteraciones hidrotermales que han afectado a ésta unidad ígnea.

1. CONTEXTO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

Con el propósito de contextualizar la geología del área objeto de estudio, en éste apartado se presentarán algunos rasgos generales sobre la geología del MS, y posteriormente sobre la geología del área donde afloran las diversas litologías graníticas agrupadas dentro de la denominado unidad 'Granito de Durania'.

El Macizo de Santander (MS) hace parte del Terreno Chibcha (en el sentido de Restrepo y Toussaint, 1988) y de la Subplaca de Maracaibo-SPM- (en el sentido de Cediél *et al.* 2003). La SPM se proyecta al E del límite marcado por el Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta (SFBS). Desde el punto de vista estructural y tectónico, el SFBS, junto al sistema de cabalgamientos Pamplona-Cobugón-Las Mercedes, la Falla Arenas Blancas (al Norte del MS) y la falla Servitá (al Sur del Macizo), marcan los límites del MS (López *et al.*, 2013; Caicedo *et al.*, 2014). Desde el punto de vista litológico, tal como se resume en Carvajal, (2014), las rocas metamórficas del basamento cristalino del MS, se han agrupado en las siguientes unidades: (1) Gneises del Bucaramanga, relacionados con la orogenia Grenviliana (Restrepo-Pace *et al.*, 1997; Cordani *et al.*, 2005) y; (2) Los Esquistos del Silgará y una unidad denominada Ortogneis, las cuales son litologías que se relacionan con la Orogenia Quetame-Caparonensis (Restrepo-Pace y Cediél., 2010; Mantilla *et al.*, 2012; otros). Con éste último evento metamórfico (Quetame-Caparonensis, considerado de edad Ordovícico Temprano), se relacionan igualmente unas litologías de bajo grado de metamorfismo (filitas principalmente), agrupadas dentro de las denominadas Metasedimentitas de Gauca y La Virgen (Royero y Clavijo, 2001; Clavijo *et al.*, 2008). El marcador temporal más importante en el marco del MS, el cual separa las rocas con y sin metamorfismo regional, se ha establecido hasta la fecha en ≈ 470 Ma (Ordovícico Temprano, según Restrepo-Pace y Cediél., 2010; Mantilla *et al.*, 2012; Van der Lelij, 2013).

Entre las rocas ígneas del MS, se reconoce la presencia de granitoides y gabros, con edades que abarcan tanto el Paleozoico Temprano, como el Paleozoico Tardío (Ulloa y Rodríguez, 1982; Boinet *et al.*, 1985; Ujueta, 1991; Royero y Vargas, 1999; Royero y Clavijo, 2001; Restrepo-Pace y Cediell., 2010; Van Der Lelij, 2013). Rocas graníticas (s.l.), flujos lávicos y materiales volcanoclásticos y volcanosedimentarios de edades Triásico Tardío-Jurásico Temprano, también se reconocen ampliamente en el MS (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973; Dörr *et al.*, 1995; Royero y Clavijo, 2001; Mantilla *et al.*, 2013; Van Der Lelij, 2013). La presencia de algunos diques riolíticos porfiríticos (y posiblemente también presencia de algunos diques de diabasas), aflorantes en el sector de Ocaña (a unos ≈ 100 Km al NW del área de estudio), se relacionan al parecer con eventos magmáticos del Cretácico Inferior (?), según Ward *et al.*, (1973). Finalmente, tal como ya fue mencionado anteriormente, las rocas más jóvenes hasta la fecha reconocidas en el MS, están representadas a manera de pequeños diques (localmente hasta de 1 km de diámetro), y han sido relacionadas con eventos magmáticos de edad Neógeno (Mantilla *et al.*, 2009, 2011; Leal-Mejía *et al.*, 2011; Bissig *et al.*, 2012; Mantilla *et al.*, 2013; Cruz *et al.*, 2014).

El registro sedimentario más antiguo en el MS, es considerado de edad Paleozoico (del Devónico Medio y Superior, Carbonífero y Pérmico), según Clavijo (1994) y Royero y Clavijo (2001). En algunos sectores del MS, éstas rocas sedimentarias (al igual que las rocas del basamento ígneo-metamórfico), se encuentran cubiertas por unidades sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico.

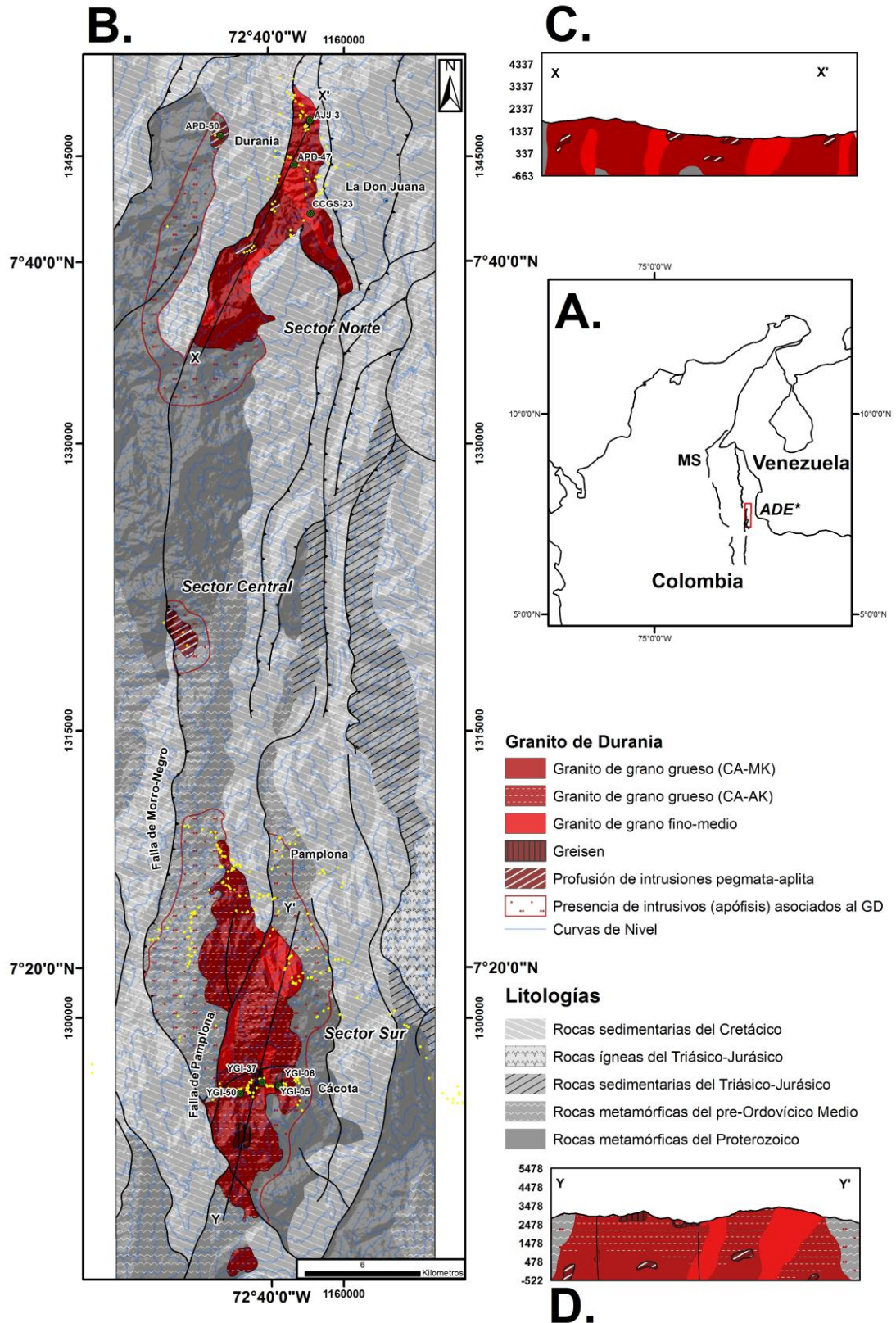
El GD, formado durante los eventos magmáticos del Paleozoico Temprano antes referidos, se encuentra parcialmente demilitado y cortado por las fallas de Pamplona y Morro Negro (**FIGURA 1**), las cuales a su vez ponen en contacto fallado a ésta unidad ígnea con las rocas metamórficas de la unidad metamórfica Esquistos del Silgará, y localmente con las unidades sedimentarias del Cretácico. Por otro lado, ésta unidad ígnea, también se observa en contacto intrusivo con las

unidades metamórficas Gneis de Bucaramanga (**FIGURA 2d**), Esquistos del Silgará y Ortogneis (Fúquen *et al.*, 2011; Ward *et al.*, 1973).

Según Ward *et al.*, (1973), la unidad GD se define como un granito blanco moscovítico, el cual forma plutones pequeños e intrusiones, dispuestos a lo largo de una franja de dirección Norte-Sur. Asimismo, estos autores señalan que las litologías ígneas de ésta unidad, presentan una textura equigranular de grano grueso a medio, y se compone fundamentalmente de cantidades aproximadamente iguales de cuarzo, microclina y plagioclasa (albita y oligoclasa sódica).

Estudios recientes desarrollados por Van der Lelij (2013), relacionan la edad de formación del Granito de Durania con el desarrollo de cuencas coetáneas, presentes en los Andes de Mérida (Formación El Horno). Asimismo, éste autor pone prácticamente en el mismo nivel de temporalidad (Silúrico), la formación de la Granodiorita del Tarra y el GD; y señala que a partir del Ordovícico Tardío (con posterioridad a los 452 Ma), tanto en Ms como en los Andes de Mérida, se formaron numerosos cuerpos graníticos de carácter peraluminico.

FIGURA 1. Esquema y cortes geológicos del área de estudio. (A) Esquema regional con la delimitación del Macizo de Santander (MS) y el área de estudio (ADE) señalada por el recuadro rojo; (B) Esquema geológico generalizado del área de estudio, las estaciones son representadas por los círculos amarillos y verdes. En las muestras de las estaciones representadas con círculos verdes, se realizaron análisis geoquímicos y/o geocronológicos; (C) Corte geológico generalizado X-X' del Sector Norte; (D) Corte geológico generalizado Y-Y' del Sector Sur. CA-MK: calcoalcalino medio en potasio, CA-AK: calcoalcalino alto en potasio.



Fuente: Modificado de Ward et al., (1970) y Fúquen et al., (2010)

2. MÉTODOS ANALÍTICOS

En el marco del presente estudio, se utilizaron principalmente los siguientes métodos analíticos: (a) Microscopía Óptica y Electrónica; (b) Difracción de Rayos X (DRX); (c) Litogeoquímica en roca total y; (d) geocronología U-Pb en circones, mediante la técnica LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

Durante los análisis de microscopía óptica, se utilizó un estereoscopio marca *NIKON N1-150* modelo *C-PS*. Para el análisis de láminas delgadas se utilizó un microscopio *NIKON ECLIPSE E200 50/POL* con pantalla y cámara incorporada para la captura de fotos. Estos equipos, hacen parte del laboratorio de microscopía óptica de la Escuela de Geología de la UIS.

Los análisis SEM y EDS fueron realizados en un equipo Quanta FEG 650 (FEI™) en las instalaciones del Laboratorio de Microscopía Electrónica de la sede UIS-Guatiguará, utilizando muestras pulidas y siguiendo el procedimiento señalado en Rodríguez y Rodríguez (2014). Los espectros EDS obtenidos durante los análisis fueron comparados con los patrones presentes en el apartado web de microscopía electrónica de la Universidad Simon Fraser (Mineral Energy Dispersive Spectra; <http://www.sfu.ca/~marshall/sem/spectra.html>; visto en Abril de 2014) para fines de precisar la identificación de las diferentes fases minerales analizadas.

Un difractor de Rayos X-*Bruker D8 Advance*, con monocromador de grafito y un Filtro de Níquel, perteneciente a la escuela de Química de la Universidad Industrial de Santander (UIS), fue utilizado en el marco del presente estudio, para fines de identificar algunas fases minerales no determinadas mediante los análisis microscópicos (ver especificaciones analíticas en:

www.uis.edu.co/webUIS/es/investigacionExtension/acreditacionLaboratorios/laboratorioDifraccion/serviciosPrestados.html).

Los análisis de litogeoquímica en roca total, se realizaron en los laboratorios ALS Colombia Ltda. (*ALS Geochemistry*), utilizando el método PREP-31 para la preparación de muestras, el método CCP-PKG03 para el análisis de elementos mayores, menores y trazas, y el método Fe-VOL05 para la determinación del óxido ferroso. Las especificaciones de los métodos y procedimientos analíticos empleados, se documentan en la página web del mencionado laboratorio (<http://www.alsglobal.com/>). Los datos geoquímicos fueron procesados utilizando el software IgPet 2007 (RockWare®).

Las dataciones U-Pb en circones, utilizando la técnica LA-ICP-MS, se realizaron en el laboratorio *ZirChron LLC* de la Universidad Estatal de Washington (WS, USA). Los detalles de éste procedimiento analítico, pueden ser consultados en Mantilla *et al.* (2013).

3. RESULTADOS

3.1 LOCALIZACIÓN DE MUESTRAS

La unidad de litologías ígneas denominada Granito de Durania, la cual es objeto del presente estudio, toma su nombre de la localidad homónima, ubicada en el departamento de Norte de Santander. El área en la cual aflora el GD, se localiza a unos 90 Km (en línea recta) al NE de Bucaramanga (**FIGURA 1**). Las áreas en las cuales se centró el trabajo de campo (con fines de muestreo), fueron especialmente Durania, Pamplona y Cácuta (**FIGURA 1**). Los trabajos de campo para fines de muestreo de rocas, fueron realizados tanto por los autores del presente estudio, como por estudiantes de la asignatura Campo II del programa de Geología de la UIS. Setenta y siete (77) muestras relacionadas al GD fueron analizadas desde el punto de vista macroscópico. De éste total de muestras colectadas, catorce (14) muestras fueron analizadas mediante microscopía óptica (láminas delgadas), nueve (9) muestras fueron analizadas mediante geoquímica de roca total (**FIGURA 3**); y dos (2) muestras fueron datadas mediante U-Pb en zircones (ver localización de muestras en **FIGURA 1**). Siete (7) muestras de rocas (en chips y láminas pulidas), fueron analizados mediante microscopía electrónica (SEM), y dos (2) muestras de cristales del grupo de las turmalinas (en pegmatitas), fueron analizados mediante DRX, para fines de precisar su variedad mineralógica.

3.2 LITOLOGÍAS Y RELACIONES DE CAMPO

La unidad de rocas ígneas cartografiada bajo el nombre Granito de Durania (ver Ward *et al.*, 1973), se presenta a manera de una franja discontinua de dirección Norte-Sur, a lo largo de la cual destacan dos segmentos, donde éstas litologías

afloran en mayor extensión (**FIGURA 1**). El segmento norte de la franja ya mencionada, se localiza entre los municipios de Durania y La Don Juana (Norte de Santander), en donde la topografía alcanza cotas que oscilan entre 800 y 1500 m.s.n.m. El segmento sur de la franja, se localiza al W de la ciudad de Pamplona y en áreas del municipio de Cácuta, en donde la topografía del terreno alcanza altitudes mayores (entre 2400 y 3200 m.s.n.m.). No obstante, la incisión de algunos drenajes presentes en el área, generan valles que permiten la exposición de las rocas del GD, a cotas de ~900 m.s.n.m. (por ejemplo: Valle del Río Cácuta; **FIGURA 1**). Adicional a los segmentos antes referidos, también se puede observar el GD, aflorando a manera de cuerpos de menor extensión, como es el caso al SE del municipio de Bámbega (sector sur de la Plancha 110, según nomenclatura cartográfica del instituto cartográfico colombiano Agustín Codazzi), y al sur de la vereda San Miguel Alto, perteneciente al municipio de Cucutilla (Sector Central; Plancha 98-110; Ward *et al.*, 1970 y Fúquen *et al.*, 2010).

Según su exposición en superficie, el GD alcanza ~68km de longitud, ~9km de ancho, entre el Sector Norte y el Sector Sur, y un área total de ~97km² aproximadamente (Basado en Fúquen *et al.*, 2010 y Ward *et al.*, 1970).

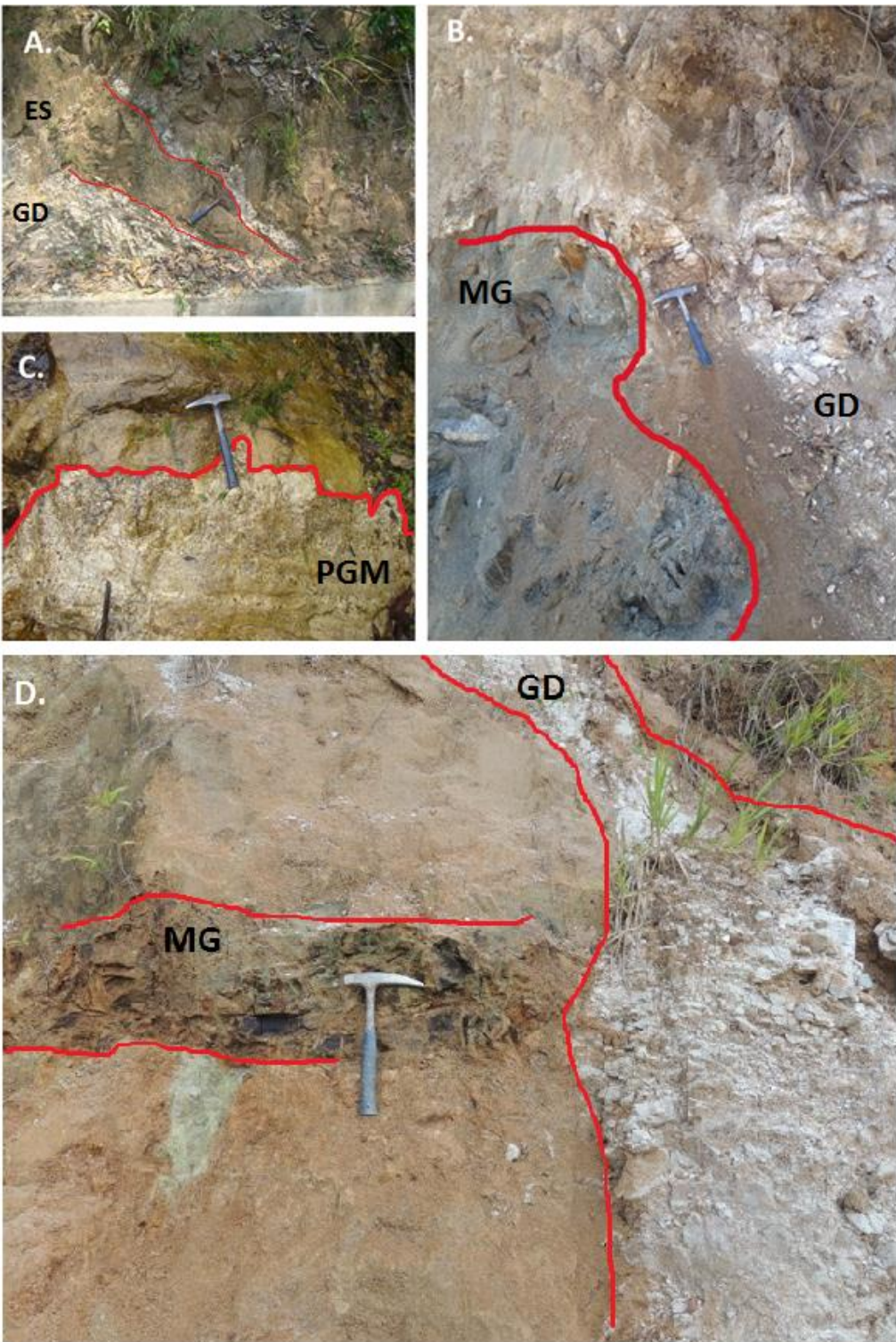
Las variedades de rocas ígneas del Granito de Durania, suelen formar pequeños plutones polifásicos, los cuales se encuentran en contacto discordante e intruyendo las rocas de las unidades metamórficas Gneis de Bucaramanga, Esquistos del Silgará, El Ortoneis, y algunos diques de metagabros de edad Pre-Ordovícico Medio (**FIGURA 2a, b y c**). Localmente, estas rocas graníticas presentan xenolitos de tamaños <1m, de las litologías metamórficas encajantes (ver **FIGURA 2b**). Diques de composición máfica (diabasas), claramente posteriores a la formación del GD, han sido observados intruyendo a ésta unidad ígnea. Apófisis del GD (presentes por lo general a manera de diques), se han observado distantes unos 3.0 km del cuerpo granítico principal. Algunos de estos apófisis se han observado intruyendo las rocas del Gneis de Bucaramanga (por ejemplo: en el Segmento Sur antes referido), y sus contactos en ocasiones suelen

desarrollar márgenes de enfriamiento (*chilled margins*). Puntualmente, en los apófisis del Sector Norte, también se observa el desarrollo de bandas de 3cm de espesor en contacto con las rocas metamórficas, donde presentan asociaciones de minerales neoformados de cuarzo+moscovita, las cuales se relacionan con alteraciones hidrotermales tipo greisen.

A escala de un análisis macroscópico, las litologías ígneas agrupadas dentro del denominado Granito de Durania, presentan usualmente colores blanco grisáceo o “*yellowish gray*” (basado en la tabla de colores de Munsell®, 2009), carente del color rosa característico que aporta el feldespato potásico (FIGURA 3a, b, c, e, f y g), salvo algunas excepciones, como se aprecia en la FIGURA 3d.

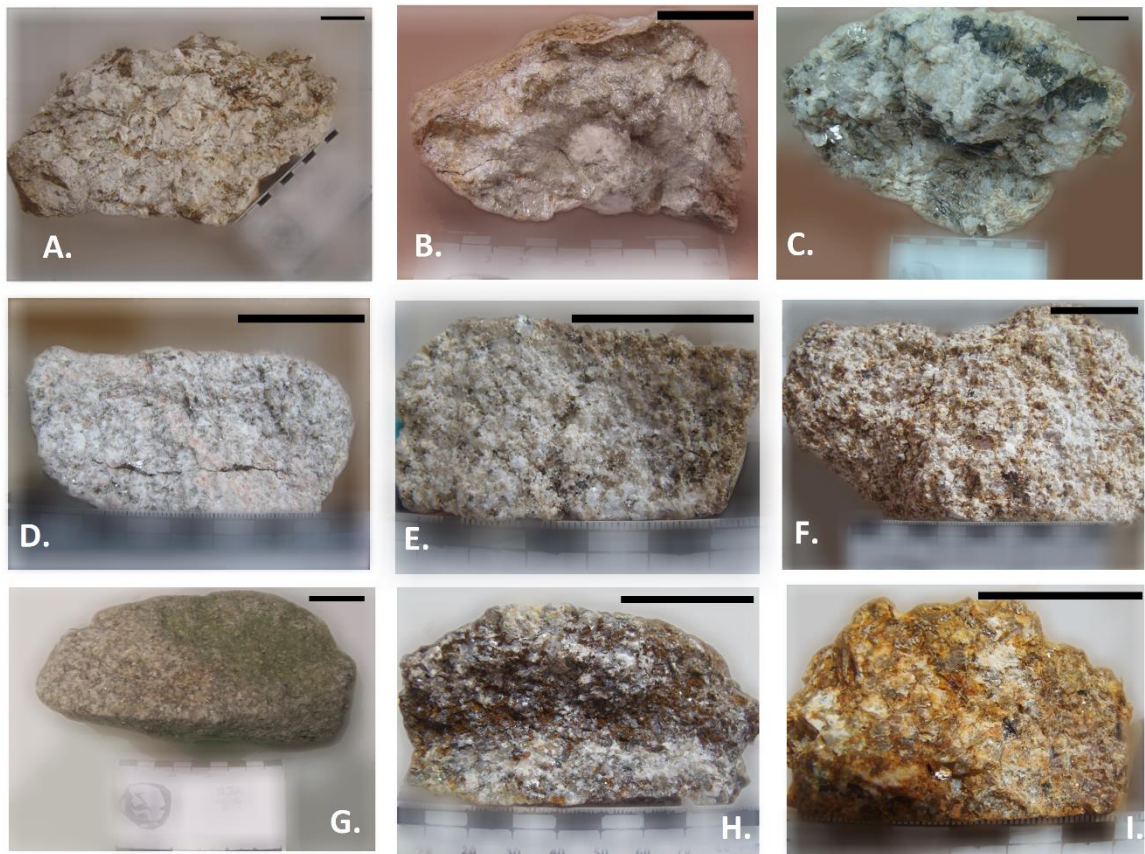
La textura de las litologías ígneas que constituyen la unidad GD, varían en términos generales desde fanerítica inequigranular a ligeramente porfirítica. Desde el punto de vista de las fases minerales presentes en éstas, destacan en términos generales las siguientes: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y biotita, en proporciones variadas, con fases accesorias de granate, turmalina, zircón (Ward *et al.*, 1973), apatito, esfena, clorita y pirita. Su composición a términos generales es de ~Q: 28, A: 30, P: 42, lo cual proyecta la roca en el campo de los Monzogranitos (según clasificación mineralógica modal de Streckeisen, 1976; en Le Maitre *et al.*, 2002). Algunas de litologías ígneas presentes en ésta unidad granítica (GD), exhiben localmente alteraciones hidrotermales (por ejemplo: alteración tipo greisen, entre otras).

FIGURA 2. Fotografías de afloramientos del Granito de Durania. (A) Diques pegmatíticos del Granito de Durania (GD) intruyendo rocas de los Esquistos del Silgará (ES). Fuente; autores (B) GD conteniendo xenolitos del Metagabro (MG), señalado en rojo. Fotografía tomada por integrantes del Grupo JMM en la campaña de campo en noviembre de 2013. (C) Bolsas pegmatíticas(PGM) intruyendo el GD. (D) Gneis de Bucaramanga siendo intruido por el MG y el GD.



Fuente: (B) Integrantes del Grupo JMM en la campaña de campo en noviembre de 2013. (D) Integrantes del Grupo CCGS en la campaña de campo en mayo de 2013.

FIGURA 3. Muestras representativas del Granito de Durania, la escala en el margen superior derecho tiene 3cm de longitud. Muestra; (A) APD-47-1, muestra de un granito de grano grueso con vetillas de cuarzo y feldespatos de grano fino, ricos en granate y moscovita; (B) APD-47-3, muestra correspondiente a un greisen de muscovita acicular+cuarzo (Greisen 1); (C) APD-50-1, granito pegmatítico con turmalina; (D) AJJ-3-1, granito de grano fino a medio; (E) CCGS-23.1, granito de grano fino a medio rico en granate; (F) YGI-37-1, granito de grano grueso rico en biotita; (G) YGI-50-2, granito de grano grueso; (H) YGI-5-1, vena de cuarzo+muscovita asociada a procesos de alteración tipo greisen; (I) YGI-36-1, granito reemplazado por ensambles de cuarzo+muscovita (Greisen 2).



Datos de Microscopía Óptica: El estudio de las diferentes variedades de litologías ígneas del GD, permitió reconocer una diversidad textural importante en las rocas. Estas variedades texturales de rocas se dividieron en el marco del presente estudio en; dos grupos principales de granitos (para fines de simplificar su descripción; ver apartado de Geoquímica, granitos toleíticos y granitos

calcoalcalinos) y otro grupo asociado a las intrusiones pegmatíticas. A continuación se presenta la descripción de estos grupos de litologías.

El primer grupo de litologías ígneas graníticas está compuesto por plagioclasa (An_{58-64}), feldespato potásico (microclina y ortoclasa perfitica), cuarzo, biotita y moscovita (FIGURA 3a, f y g). Éste grupo se encuentra cortando las rocas metamórficas de edad pre-Ordovícico Medio (FIGURA 2a y d; Ward *et al.*, 1973). Entre las variedades de el grupo mencionado, se distinguen por medio de su composición modal (soportado por datos geoquímicos) dos tipos de granitos: (a) uno encontrado en mayor proporción en el Sector Norte (FIGURA. 1), correspondiente a cotas topográficas más profundas, con mayor contenido de plagioclasa (FIGURA. 1), de composiciones cuarzomonzoníticas a monzograníticas, (FIGURA 3a; granitos toleíticos), cercanas a las composiciones dioríticas según la clasificación QAP de Streckeisen (1976) en Le Maitre *et al.*, (2002); (b) y otro encontrado en mayor proporción en el Sector Sur (FIGURA. 1), con mayor contenido de feldespato potásico, de composiciones monzograníticas (FIGURA 3f y g; granitos calcoalcalinos).

Dentro de los dos (2) grupos definidos por su composición modal se reconoce la ocurrencia de dos variedades texturales, caracterizadas por granitos de grano grueso a medio (granitos toleíticos y granitos calcoalcalinos) y granitos de grano fino a medio (granitos calcoalcalinos únicamente; siguiendo lo señalado en Gillespie y Styles, 1996). En éstas se reconoce la presencia de texturas perfiticas, las cuales disminuyen hacia las variedades de grano fino. También se hace evidente la presencia de texturas granofíricas.

Los granitos de grano grueso exhiben una textura inequigranular ligeramente porfirítica (en especial en los granitos toleíticos). En los granitos de grano fino se observa una textura subequigranular a equigranular, ligeramente porfirítica, en contacto transicional e intruyendo a los granitos de grano grueso. Adicionalmente, en las variedades de grano fino (granitos calcoalcalinos) y en las intrusiones de las mismas en los granitos de grano grueso (alturas menores a ~2400 msnm.), ocurre

también la presencia de granate y muestran una fuerte asociación con los procesos de alteración tipo greisen, conteniendo en su mayoría vetillas de moscovita de grano fino.

Asociadas al GD se encuentran intrusiones pegmatíticas compuestas por los mismos minerales que las variedades de menor granulometría (Ward *et al.*, 1973), con la marcada ocurrencia de turmalina (FIGURA 3c). El contacto entre las pegmatitas con el granito es de carácter neto y transicional. En las variedades pegmatíticas se destaca la ocurrencia de cristales de turmalina presentes de forma anhedral hasta variedades euhedrales de hábito prismático, y agregados tabulares largos de moscovita de color gris oscuro con tonalidades verdosas, fuertemente asociados al cuarzo. La proporción de los minerales en las pegmatitas es de carácter variado, encontrando en ocasiones venas de solo feldespatos. Las rocas pegmatíticas se encuentran a modo de bolsas y diques, cortando al mismo granito y a las rocas metamórficas encajantes del GD (Formación Silgará, Neis de Bucaramanga y Ortoneis), encontrándose en este trabajo diques pegmatíticos intruyendo al Gneis de Bucaramanga a distancias de hasta 3.8km del cuerpo principal.

Evidencias de procesos de deformación, tanto dúctil como frágil, han sido observadas esencialmente a escala de lámina delgada y en algunas muestras de mano, en las que se observan planos de falla, encontrándose los últimos en muestras próximas a estructuras regionales como la Falla de Morro-Negro, la Falla de Pamplona (Fúquen *et al.*, 2011 y Ward *et al.*, 1973) y a sus fallas satélites. El producto de la deformación frágil en las láminas delgadas se refleja a modo de microfracturas. En las muestras también es apreciable la ocurrencia de deformaciones dúctiles, asociados a la ocurrencia de neoblastos en cuarzo, extinciones ondulosas (en cuarzo especialmente), maclas secundarias en plagioclasa y ligeros plegamientos en feldespatos y micas.

Entre los minerales formadores del GD se observa en los cristales de plagioclasa la presencia de zonación normal, oscilatoria y en parches (FIGURA 4a y f), donde

son afectados en mayor magnitud los núcleos cálcicos por los procesos hidrotermales. Basado en la zonación (oscilatoria) e integridad de los cristales de plagioclasa se logra interpretar diferentes episodios de cristalización donde la plagioclasa creció desarrollando una geometría euhedral, culminando con un borde de baja a media integridad, rodeada por feldespato potásico (FIGURA 4f; texturas esponjosas, FIGURA 4b). Estos cristales de plagioclasa envueltos por feldespato potásico suelen desarrollar texturas, antirapakivi (FIGURA 4c), mirmequíticas – granofíricas y antipertíticas.

Por otra parte, se reconocen algunos cristales de microclina en forma de “ovoides” contenidos en cristales de ortoclasa y cuarzo, algunos desarrollando parcialmente bordes de plagioclasa (textura rapakivi; FIGURA 4d).

En el GD se observan dos variedades de biotita, una es considerada de origen magmático la cual tiene apariencia euhedral-subhedral, de hábito tabular corto y tabular alargado, el último exhibiendo textura “*bladed*” y poikilítica (FIGURA 4c). El otro tipo de biotita es considerada de origen hidrotermal, usualmente alterada a clorita y conteniendo minerales opacos anhedrales de hábito acicular, probablemente rutilo-leucoseno.

Los cristales de muscovita ocurren en tres variedades; (1) de forma subhedral y anhedral, presente a modo de agregados columnares y agregados tabulares de textura granular con integridad alta a baja, algunos con bordes de reacción, (2) presente a modo de “hojuelas” de textura poikilítica, casi en su totalidad en plagioclasa y (3) ocurre como sericita en tamaños menores a 0.01 mm, principalmente en plagioclasa y rara vez en feldespato potásico (FIGURA 4a).

A la muscovita 1 se le atribuye un origen magmático basado en los criterios establecidos por Miller *et al.*, (1981). Sus bordes de reacción y el cambio en la integridad de los cristales podrían estar relacionados a los procesos de formación de la muscovita 2 y adicionalmente sugerir procesos de recristalización por la actividad hidrotermal, como es encontrado en el trabajo realizado por Gomes &

Neiva (2000). La muscovita 2 y muscovita 3 son formadas durante procesos de alteración hidrotermal (respectivamente; FIGURA 4a).

En el GD también se encuentra la presencia de apatito, en su mayoría con hábitos aciculares (FIGURA 4e) contenido en los minerales formadores de roca, alcanzando tamaños de hasta 0.3mm.

Entre los minerales accesorios del GD más llamativos, debido a sus implicaciones petrogenéticas, se encuentran los cristales de turmalina y granate. Los cristales de turmalina son de color negro, presentes a modo de cristales subhedrales – euhedrales prismáticos alargados de hasta 3cm (APD-53-1) y en intercrecimientos anhedrales de forma redondeada (FIGURA 3c). La ocurrencia de la turmalina (y alteración tipo greisen) muestra estar intrínsecamente relacionada con los eventos pegmatíticos, pues está contenida casi en su totalidad en este tipo de rocas o entre las rocas intruidas por las mismas, desarrollándose a corta distancia de la vena/*pod* (APD-45-3).

No obstante se reconoce en un número muy limitado de muestras del GD (2 de 77), turmalina a modo de cristales euhedrales prismáticos de hasta 3mm, lo cual podría estar relacionado con un evento fallido de formación de fases pegmatíticas (Hibbard, 1995) o un proceso de turmalinización (Štemprok, 1987; Pirajno, 2010). De manera similar se reconocen cristales de turmalina en una roca metamórfica ubicada en una zona del Sector Sur, con profusión de intrusivos asociados al GD (apófisis). Esta roca contiene abundantes cristales prismáticos de turmalina (~20%vol) no orientados, apoyando la idea de un proceso de turmalinización. Se encuentra que las evidencias observadas sugieren un origen para la turmalina en el GD, como producto de procesos hidrotermales precediendo la alteración tipo greisen como es común en estos sistemas (Štemprok, 1987; Pirajno, 2010).

Por otra parte, el granate en el GD se encuentra con colores pardo rojizos, brillo submetálico y algunos brillo mate. Éste ocurre en el Sector Norte y Central del GD y en los apófisis del GD. Se presenta como individuos euhedrales-subhedrales de

hasta 2mm, en agregados de cristales “soldados” y en cristales anhedrales fragmentados, probablemente como resultado de su transporte.

La ocurrencia del granate en su mayoría se ve asociada a los granitos de fino a medio y a las venas graníticas (las cuales contienen usualmente venas de moscovita). Ocurren a modo de poikocristales (en plagioclasa, cuarzo, moscovita y feldespato potásico, en cristales de mayor tamaño), en texturas granular, esquelética y siendo rellenos por los minerales formadores del GD en las variedades esqueléticas. Algunos contienen cristales de zircón y apatito a modo de poikocristales (FIGURA 4e).

No obstante, el granate contenido en venas no está completamente restringido a las mismas, ocurre también en la roca huésped en las proximidades más cercanas a la vena.

FIGURA 4. Microfotografías del Granito de Durania en nicols cruzados; Bt1: Biotita magmática, Bt2: Biotita hidrotermal, Plg: Plagioclasa, Fld: Feldespato potásico, Msc: Moscovita, Qz: Cuarzo, Grt: Granate, Ap: Apatito, Ser: Sericita; la barra de escala tiene 0.7mm de longitud. (A) Plg anhedral con zonado a parches y núcleos cálcicos, acompañada de diferentes generaciones de Msc. (B) Fld peritítico conteniendo cristales esponjosos de Plg. (C) Bt magmática de hábito “bladed” contenida en Qz y acompañada por Msc, Bt hidrotermal y Plg con un ligero desarrollo de textura antirapakivi. (D) Ovoide de microclina con textura rapakivi parcialmente desarrollada, contenido en ortosa y acompañado de Qz y Msc. (E) Cristales de Ap de hábito acicular, contenidos en Grt y Fld, acompañados de Msc y Qz. (F) Cristal de Plg con bordes de baja integridad, exhibiendo zonación oscilatoria con sus contornos euhedrales y un núcleo más cálcico, acompañada de Fld, Qz y Bt2.

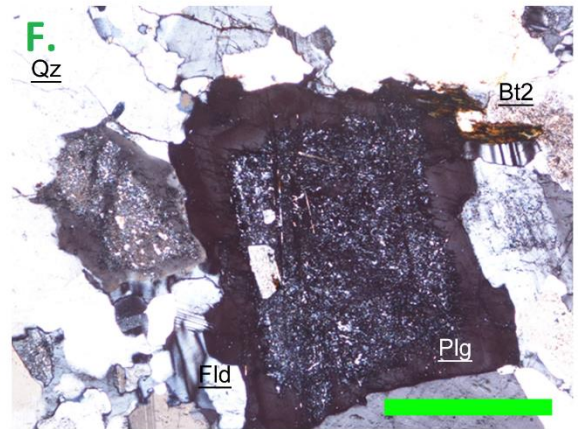
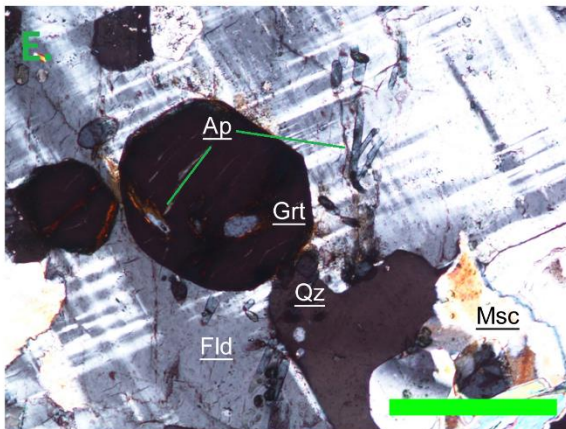
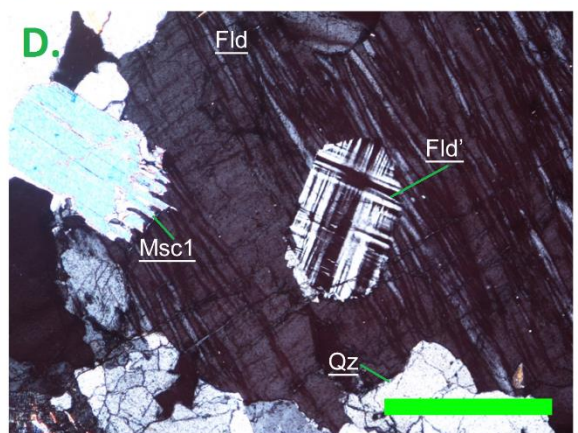
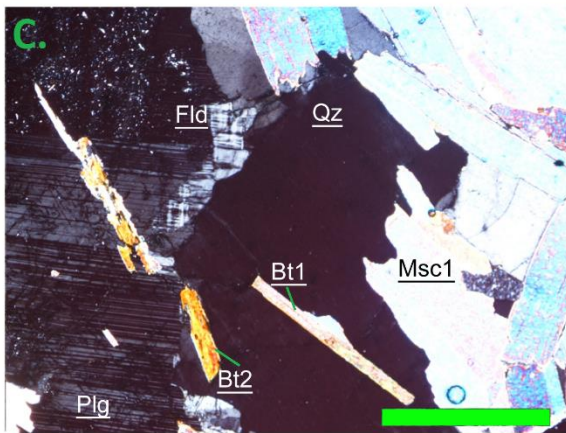
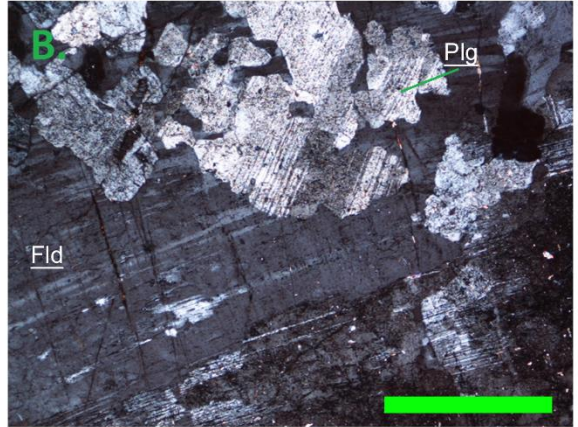
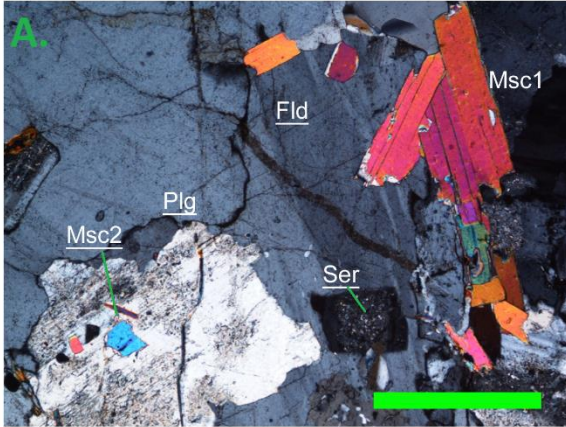
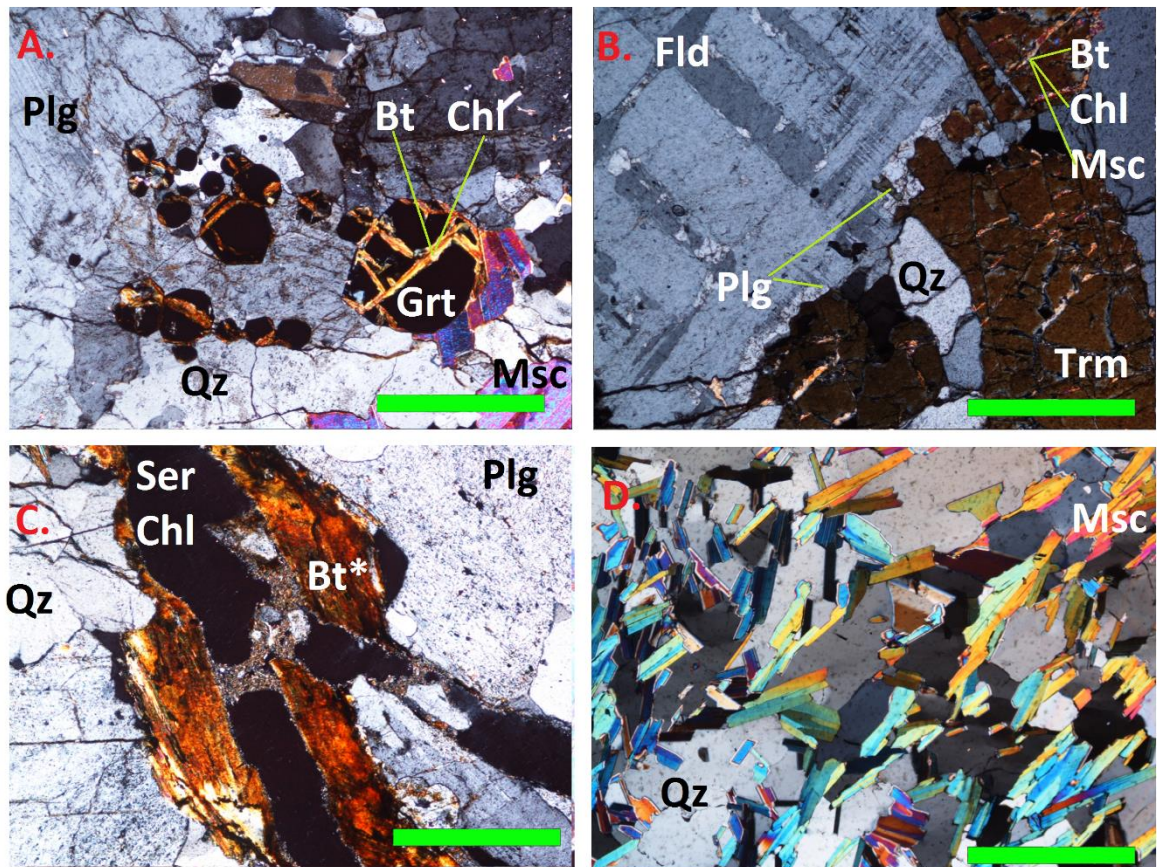


FIGURA 5. Microfotografías donde se evidencian alteraciones hidrotermales. Bt*: Biotita hidrotermal alterada, Plg: Plagioclasa, Fld: Feldespato potásico, Msc: Moscovita, Qz: Cuarzo, Grt: Granate, Ser: Sericita, Trm: Turmalina; la barra de escala tiene 0,7mm de longitud. (A) Grt siendo reemplazado en sus bordes por Bt y Chl. (B) Turmalinización en una muestra pegmatítica y desarrollo de bordes de Plg en el contacto entre Trm y Fld. (C) Vetillas de Bt alterándose a Chl, a su vez estas venas son intruidas por vetillas de Ser+Chl, produciendo brechificación. (D) Muestra del Greisen 1 donde se evidencia el completo reemplazo por el ensamble Msc+Qz.



Datos de Microscopía Electrónica y Difracción de Rayos X

Turmalina: su fórmula química está dada por la expresión “ $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$ ” (Henry *et al.* 2011). La turmalina encontrada en el GD según análisis realizados con SEM en una muestra de la estación APD-53, se

encuentra que el sitio “Y” es ocupado por Fe y Mg, el sitio “X” por Na, Ca y K, el sitio “Z” por Al, el sitio “T” por Si y los sitios “V” y “W” por OH, siguiendo la clasificación generalizada sugerida por Henry *et al.*, (2011), ocurriendo los iones Fe y Na en mayor cantidad (FIGURA 6). Por lo tanto se reconoce la turmalina como “chorlo rico en Ca y Mg” (según análisis SEM) y como “uvita” rica en Na $(Ca,Na)Mg_4Al_5(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$, según análisis de DRX a una turmalina en la misma estación (APD-53) y a otro cristal de la estación APD-50-1.

No obstante, los difractogramas de las muestras estudiadas exhiben diferencias notorias a los correspondientes del miembro “Uvita”, seguramente relacionadas con el contenido de Fe evidenciado en los análisis con el SEM, por lo tanto los últimos muestran mayor credibilidad.

Basado en los análisis realizados del SEM también se evidencia hacia los bordes de los cristales de turmalina un aumento notorio en Mg y K, leve en Ca y la disminución de Na (FIGURA 6). La variación en Mg, K y Ca puede estar relacionada con el circular de los fluidos hidrotermales y la variación en Na puede estar relacionado con reacciones entre el feldespato potásico y turmalina, donde en ocasiones se observa el desarrollo de plagioclasa entre el contacto de ambas.

En los bordes que la alteración de la turmalina es más pronunciada se produce su oxidación, aumentando los contenidos relativos de Fe y apareciendo P.

Granate: su composición es determinada por medio del SEM a diferentes cristales en dos secciones delgadas correspondientes a muestras colectadas a 25 km de distancia entre las mismas (APD-47-4 y APD-54-1), con la cual se corrobora su pertenencia al supergrupo del granate (formula general $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\phi_{12}$) y entre éste al subgrupo del granate (Grew *et al.*, 2013), en el cual sus sitios “Y”, “Z” y “ ϕ ” están compuestos por Al, Si y O, respectivamente, y en el sitio “X” se encuentra ocupado esencialmente por Fe, seguido de Mn y escasamente por Mg y Ca, por lo tanto se asume que este conforma una solución sólida de almandino-espesartina,

y en menor cantidad piropero y grosularia, teniendo una concentración estimada de ~Alm₇₂Sps₂₆Pyr₁Grs₁ % en peso.

El granate muestra una alta profusión de fracturas, con sus bordes siendo reemplazados por moscovita, clorita y biotita (FIGURA 5a), en ocasiones enmascarado clorita y biotita. Cuando su alteración es mayor, se observa oxidación del granate, evidenciado en contenidos más altos de Fe y adicionalmente se reconoce la aparición de P (similar a turmalina).

La presencia del granate en rocas graníticas está asociada a la ocurrencia como; xenocristales (*sensu lato*), granate peritéticos (restíticos) y como granate de origen magmático (Villaros *et al.*, 2009; Miller & Stoddard, 1980; Krippner *et al.*, 2014). La ocurrencia de granate en rocas graníticas también ha sido asociada con aquellas de naturaleza peraluminicas (corindón normativo > 1%) y diferenciadas (White & Chappell, 1992; Cawthorn & Brown, 1976; Miller & Stoddard, 1980) y en leucogranitos carentes de fases ferromagnesianas (Deer *et al.*, 1982).

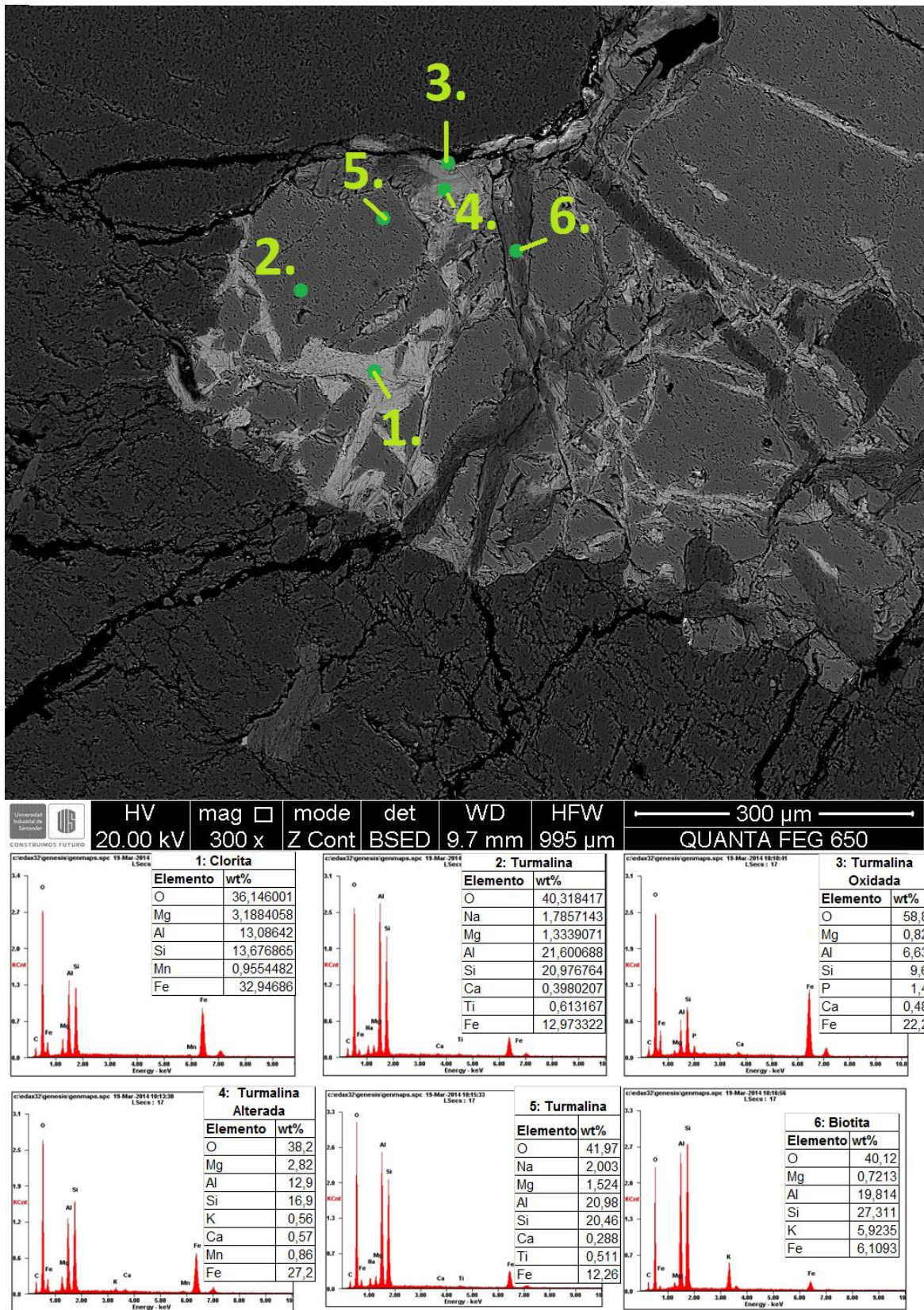
A partir de los análisis realizados se observa una composición casi idéntica en todos los granates a pesar de la distancia entre los mismos, sugiriendo un proceso de homogenización (Villaros *et al.*, 2009). En el estudio realizado no se encuentran enclaves y los xenolitos presentes son escasos, de pequeño tamaño y fuertemente meteorizados, dificultando el reconocimiento de su mineralogía para poder establecer una relación con los cristales de granate. Los granates encontrados están presentes en muestras con ausencia de biotita magmática (única fase ferromagnesiana en el GD) y carecen de poikocristales (característico de granate metamórfico; Krippner *et al.*, 2014), a excepción de aquellos (pocos) que contienen cristales euhedrales de zircón (posiblemente de origen magmático) y apatito acicular (FIGURA 4e). La asociación granate + cordierita característico en

granates peritéticos (Villaros et al., 2009) no es evidente en las muestras estudiadas.

Krippner *et al.* (2014) sugiere un origen ígneo para los granates de composición Alm+Sps>97%, como también es posible la formación de Grt en granitos bajos en Mg (Melgarejo, 2003), peraluminicos, félsicos (SiO₂>73-76%) y ricos en Mn a temperaturas <750°C (Dalhquist *et al.*, 2007 y referencias allí), y a presiones menores de 5kbar, hasta presiones menores que 1kbar (Krippner *et al.*, 2014 y referencias allí), pudiendo comparar el contenido de MnO en los granitos granatíferos del GD (~0,06%) con los de los plutones de la Cordillera “*Old Woman-Piute*” (0,06-0,24%; Miller & Stoddard, 1980) en California, en los cuales se encuentra granate bajo las condiciones de formación mencionadas.

Basado en las composiciones identificadas en los granates, se sugiere un origen cortical para éstos. Adicionalmente y teniendo en cuenta que la ocurrencia de granates a modo de xenocristales en rocas graníticas diferenciadas es poco probable (Miller & Stoddard, 1980), junto a lo indicado arriba y los rasgos petrográficos observados, se encuentra factible un origen ígneo de los granates, sin descartar la posibilidad de su ocurrencia a modo de xenocristal, por lo cual se sugiere un estudio detallado (*i.e.* análisis de zonación, análisis de isótopos estables, etc.) para determinar con certeza el origen de estos granates.

FIGURA 6. Microfotografía del SEM a un cristal de turmalina con seis muestreos y sus respectivos EDS



3.3 TIPOS DE ALTERACIONES HIDROTERMALES

El reconocimiento preliminar de las alteraciones hidrotermales en el GD fue realizado por medio del análisis petrográfico en muestras de mano y lámina delgada, apoyado con análisis de DRX, SEM y análisis litogeoquímicos, permitiendo identificar diferentes eventos de alteración hidrotermal sobreimpuestos.

Se reconocen siete tipos de alteración afectando principalmente las rocas del GD; alteración potásica (FIGURA 6a, b y c; FIGURA 6), alteración sódico-cálcica (FIGURA 6b; FIGURA 6), turmalinización (FIGURA 6b; FIGURA 6), alteración fílica (FIGURA 6d; greisen-sericita), silicificación, alteración argílica intermedia (FIGURA 6a, b y c; FIGURA 6), y procesos de alteración supergena. Las mencionadas alteraciones ocurren en diferente magnitud sobre el GD y la mayoría de las muestras se encuentran parcialmente alteradas.

La alteración tipo greisen es característica en granitos peraluminicos, usualmente catalogados como “granitos tipo s” según la clasificación de White & Chappell (1992) y magmas reducidos (Ishihara, 1977). Ésta alteración es representada por el reemplazo de los cristales de feldespatos y biotitas por ensambles cuarzo + moscovita (alteración fílica). Ésta se diferencia de la alteración sericítica por sus condiciones de profundidad y temperatura. La alteración tipo greisen es de alto interés por su relación con depósitos de Sn-W (e.g. Heinrich, 1990; Pirajno & Smithies, 1991; Štemprok, 1987; Pollard & Taylor, 1988; Pirajno, 2010; Jackson *et al.*, 1989; Halter *et al.*, 1995).

En el GD la alteración tipo greisen se da de manera “local” y “pervasiva” (siguiendo lo indicado en Clarke, 1992). En los Sectores; Central, Norte y restringida a los apófisis del GD, se presenta la alteración de forma local, a modo de vetillas/planos en los cuales se aprecia un desarrollo de cristales de cuarzo y moscovita (~1mm) en cantidades cercanas al 100% de dicha superficie, asociada a intrusiones graníticas de grano fino. De la misma manera se encuentran

muestras intruidas por de venas (<1cm de ancho) ampliamente alteradas (evidenciado en su elevado contenido de moscovita) y las mismas contienen cantidades notorias de granate.

Adicionalmente, en el Sector Sur se observan venas (<5cm) reemplazando las litologías intruidas por abundantes cristales de cuarzo y en menor proporción cristales de moscovita con tamaños de ~2mm (FIGURA 3h). En el interior de estas venas se observa la marcada ocurrencia de óxidos de color naranja y negro, correspondientes a óxidos de hierro y manganeso (datos sem).

La alteración pervasiva es evidente en todos los sectores del GD, manifestada en diferente magnitud. En los Sectores Central, Norte y en los apófisis del GD, se refleja en la mayor parte de las muestras del GD el desarrollo de agregados tabulares (usualmente alargados) de moscovita. Estos agregados son de carácter diseminado, de color verde a verde oscuro y están acompañados por cuarzo en diversas cantidades. El tamaño de los agregados y su abundancia son variados, en algunas ocurriendo como fenocristales, hasta encontrar en las variedades pegmatitas un mayor tamaño (~3cm) usualmente acompañados por turmalina y abundantes cantidades de cuarzo (FIGURA 3c). En el cuerpo principal del GD en el Sector Sur, estos agregados tabulares no se presentan de manera alargada y su color es plateado.

En cuanto a los cuerpos con un reemplazo total por el ensamble característico de la alteración tipo greisen se reconocen dos ocurrencias principales. El "Greisen 1" ocurre en los apófisis del GD y en las rocas del el Sector Norte. Se desarrolla a modo de bolsas y lentes en las cuales se produce un completo reemplazamiento por abundantes cristales de moscovita acicular, en tamaños de hasta 0.5mm, contenidos en cristales de cuarzo anhedral (FIGURA 3b; FIGURA 5d). El tamaño de estas bolsas no es muy grande (centímetros) y ocurren de forma redondeada desde 2cm como es encontrado en la muestra AJJ-5-1. Su contacto con las litologías del GD es neto.

El “Greisen 2” se desarrolla en el Sector Sur del GD, caracterizado por el reemplazamiento completo por un ensamble dominado por cuarzo y en menor proporción moscovita (FIGURA 3i). El contacto entre el Greisen 2 y las muestras del GD se da de una manera gradual.

El Greisen 2 se encuentra espacialmente relacionado con la alteración sericítica, en ocasiones sobreimpuesto por la misma. La alteración sericítica se evidencia por el desarrollo gradual de abundantes cristales de cuarzo contenidos en una matriz de sericita. Asociado a la alteración sericítica se encuentran venas de cuarzo hidrotermal y sericita (<5cm) y venas con sericita únicamente, intruyendo muestras del GD y rellenando cavidades (datos sem).

De la misma manera, la alteración sericítica y el Greisen 2 suelen estar acompañados por la presencia de óxidos, asociados a procesos de alteración supergena reflejado en la hematización pervasiva de dichos cuerpos, dándole un aspecto impregnado a las muestras.

Por otro lado, la alteración potásica en el GD es muy limitada, ocurre en los Sectores Norte y Sur. Se ve reflejada principalmente en la profusión de biotita hidrotermal relacionada principalmente a vetillas (ocurriendo en diferentes episodios) y en el reemplazamiento de granates y turmalina por biotita (FIGURA 5a, b y c). Dicha biotita se reconoce por su forma anhedral, su marcada oxidación, su desarrollo en vetillas y se encuentra usualmente reemplazada por clorita y vermiculita (FIGURA 4f y FIGURA 5c).

La alteración sódico-cálcica tiene lugar en los apófisis del GD y en los Sectores Norte y Central, se evidencia en el desarrollo de minerales del grupo de la epidota. Se encuentra plagioclasa siendo reemplazada por clinzoicita a lo largo de una vetilla y se observa un cristal de epidota hidrotermal rodeado parcialmente por clorita. Adicionalmente se encuentra el reemplazamiento de cristales de microclina pertítica por plagioclasa en sus bordes y el desarrollo de texturas de tablero.

También se encuentra en ocasiones el desarrollo de plagioclasa en el contacto de la turmalina con el feldespato potásico (FIGURA 5b).

La alteración argílica intermedia es abundante en todos los sectores del GD. Se reconoce por la ocurrencia de vetillas ricas clorita, sericita y minerales opacos (leucoseno y otros). Adicionalmente produce el reemplazamiento de cristales de biotitas y turmalina por minerales del grupo de la clorita (FIGURA 4c; FIGURA 5a, b y c; FIGURA 6) y el desarrollo de sericita en el interior de los cristales de plagioclasa. Asociados a la alteración argílica intermedia se encuentran procesos de microbrechificación en las muestras del GD (FIGURA 5c). Esta alteración es apreciable con facilidad en algunas muestras de mano donde además de los agregados de clorita se presentan cristales de pirita euhedral.

La alteración de tipo turmalinización es característica en los granitos peraluminicos asociados a sistemas de alteración tipo greisen (Pirajno & Smithies, 1991; Štemprok, 1987; Pirajno, 2010), de importancia por la asociación de sus variedades ricas en Fe con mineralizaciones de Sn-W (Pirajno & Smithies, 1991). La ocurrencia de ésta alteración se ve relacionada (de carácter ligeramente posterior) al emplazamiento de cuerpos pegmatíticos. Se evidencia por el desarrollo de megacristales de chorlo rico en Ca y Mg (casi en su totalidad) en fases pegmatíticas, y escasamente reemplazando/cortando fases aluminosilicatadas por cristales negros de turmalina (3mm) en rocas del GD y rocas metamórficas aladañas.

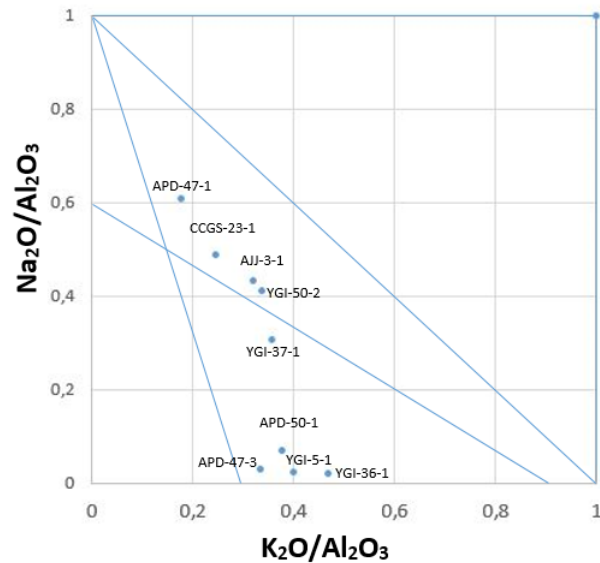
La turmalina es reconocida por sus propiedades fisicomecánicas y químicas, exhibiendo una capacidad singular para registrar procesos a los cuales fue sometida la roca huésped (Dutrow & Darrell, 2011; Van Hinsberg *et al.*, 2011a; Van Hinsberg *et al.*, 2011b; Slack & Trumbull, 2011). Con base a esto se rectifica la ocurrencia de alteraciones mencionadas, encontrando las variaciones de K, Mg, Ca y Na en el borde de los cristales de turmalina (mencionado en el apartado de Microscopía Electrónica) relacionados con procesos de alteraciones potásica, argílica intermedia y sódico-cálcica, respectivamente (FIGURA 5b; FIGURA 6).

En el GD en todos los sectores también se identifican procesos de silicificación asociados a sistemas de alteración tipo greisen. Estos procesos se reflejan en el reemplazo de feldspatos y moscovita por cuarzo. Adicionalmente se encuentra el desarrollo de alteración argílica reflejado en el reemplazamiento por minerales del grupo de las arcillas (caolín), no obstante, no se diferencia en este estudio si su origen es hipogeo o supergeno.

3.4 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Nueve (9) muestras de la unidad Granito de Duarania, fueron colectadas para análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y trazas (FIGURA 3; FIGURA 9 y ANEXO A). Las muestras con el prefijo “YGI” corresponden al denominado Sector Sur del GD, mientras que las restantes muestras corresponden al sector Norte. Según los resultados mineralógico-petrográficos, las muestras APD-47-1 y CCGS-23-1, son propias de granitos de grano grueso (y presencia de granate) y granitos de grano fino a medio, respectivamente. Las muestras YGI-37-1 y YGI-50-2 corresponden a granitos con textura de grano grueso, mientras que la muestra AJJ-3-1 a granitos de grano fino a medio. Las muestras APD-47-3, APD-50-1, YGI-36-1 y YGI-5-1 exhiben un fuerte estado de alteración tipo greisen. Las muestras APD-47-3 y APD-50-1 corresponden al Greisen 1 (greisen de moscovita acicular) y a una pegmatita alterada, respectivamente. La muestra YGI-36-1 corresponde al Greisen 2 (greisen con cuarzo predominante) y la muestra YGI-5-1 a una vena de alteración tipo greisen (mencionado en el apartado de alteraciones hidrotermales).

FIGURA 7. Test de alteraciones. Las muestras APD-47-3, APD-50-1, YGI-5-1 y YGI-36-1 se proyectan en el campo de la alteración sericitica (denominada greisen en este trabajo debido al tamaño de sus cristales). Las muestras restantes se proyectan en el campo de las rocas frescas y/o muy próximas a éste.



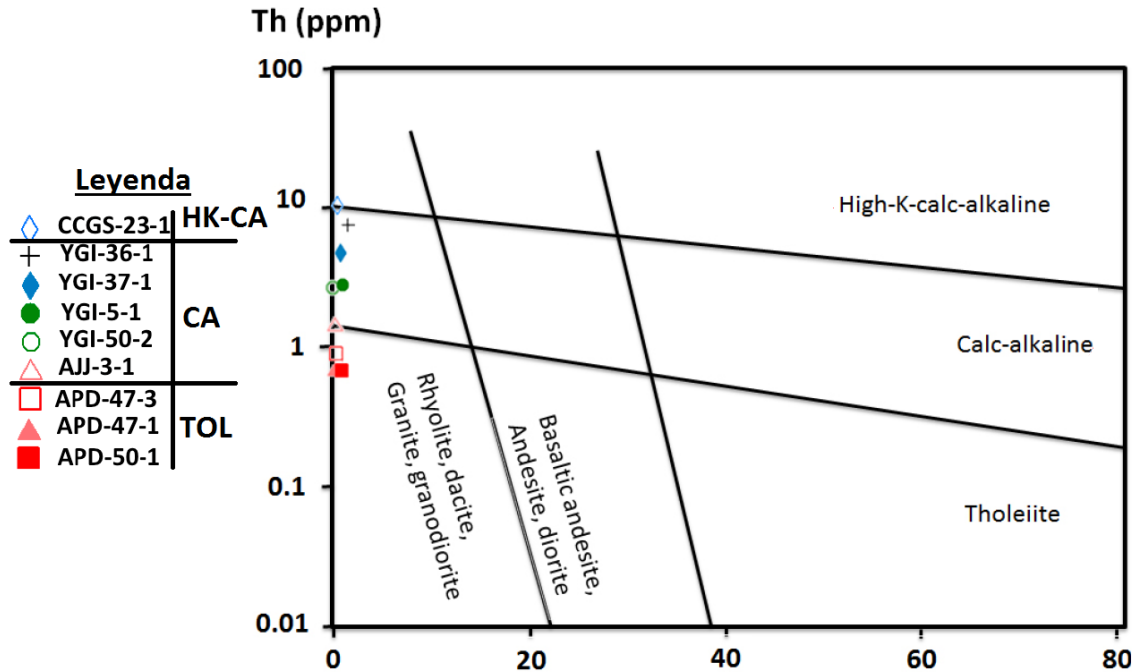
Fuente: Modificado de Davis & Whitehead (2006).

Previo al tratamiento de los datos litogeoquímicos, se realizó un *test* de alteración (siguiendo la propuesta de Davies y Whitehead, 2006), para fines de evitar (o tomar con cautela) aquellas litologías afectadas por pérdida o ganancia de elementos, a consecuencia de posibles procesos de alteración hidrotermal hipógena y/o supérgena. Una vez realizado el *test* de alteración (ver diagrama Na₂O/Al₂O₃ vs K₂O/ Al₂O₃, de la FIGURA 7), es posible concluir que de las nueve (9) muestras analizadas, cuatro (4) muestras evidencian una clara alteración hidrotermal, debido a que se proyectan distantes de la línea de la plagioclasa-feldespato potásico-biotita (Davies y Whitehead, 2006). Estas muestras son las siguientes: APD-47-3, APD-50-1, YGI-36-1 y YGI-5-1. Según el diagrama de la **FIGURA 7**, es posible concluir que éstas muestras se proyectan en el campo de las rocas con alteración cuarzo-sericita (o alteración tipo Greisen). Por esta razón,

se concluye que el contenido de los '*Large Ion lithophile Elements*' (LILE; *Elementos Litófilos de Ion Grande*) en estas muestras referidas, debió haber sufrido procesos de re-movilización importantes. Esto último implica que los datos geoquímicos de los LILE en éstas cuatro (4) muestras mencionadas, no pueden ser considerados como datos confiables. Las restantes muestras de granitos, se ubican en en campo de las rocas graníticas sin alteración.

Por lo anteriormente expuesto, y para fines de garantizar un mayor grado de confiabilidad durante los análisis y la interpretación de los datos litogeoquímicos relacionados con las muestras afectadas por alteración hidrotermal, en el presente estudio se acogen las indicaciones señaladas en Rollinson, (1993) y, Hollings y Wymann (2005), en el sentido de apoyar las interpretaciones geoquímicas, usando los elementos HFSE (*High Field Strength Elements; Elementos de Fuerza de Campo Alto*) y REE (*Rare Earth Elements; Elementos de Tierras Raras*). Esto último, debido a que éstos elementos suelen comportarse como elementos inmóviles.

Figura 8. Diagrama de clasificación de granitos;; muestras de la leyenda organizadas acorde a su composición; TOL: toleítico, CA: calcoalcalino y HK-CA: calcoalcalino alto en potasio.



Fuente: Modificado de Hastie et al ., (2007)

Teniendo en cuenta las consideraciones antes mencionadas, a continuación se describen algunas diferencias generales entre las litologías ígneas estudiadas. Las muestras ígneas analizadas, presentan en términos generales valores de SiO₂ entre 73.5 y 75.6% en peso; mientras que el contenido de Al₂O₃ varía entre 14,4 y 16.65 % en peso). La muestra APD-50-1, correspondiente a una pegmatita, destaca entre las muestras analizadas, debido a sus valores significativamente más altos de SiO₂ (85,1% en peso) y comparativamente valores más bajos en Al₂O₃ (8,6% en peso).

A apoyados en el contenido de SiO₂, se infiere que la totalidad de las muestras analizadas, se proyectan en el campo de las rocas ácidas (contenidos >63% en

peso).

En términos generales, los datos litogeoquímicos de las muestras analizadas, evidencian especialmente una correlación positiva entre el SiO_2 y el CaO , así como una correlación negativa entre el SiO_2 y el Fe_2O_3 y MgO (ver **FIGURA 9**).

Según el índice de saturación de Alúmina [(diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ de Maniar y Piccoli (1989)], se evidencia que todas las muestras analizadas de la unidad GD, se proyectan en el campo de las rocas peraluminicas (ver **FIGURA 10**).

Utilizando el diagrama SiO_2 vs $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (de Irvine y Baragar, 1971), se observa que la mayoría de las muestras se proyectan en el campo de las rocas subalcalinas (**FIGURAS 11**). Excluyendo las muestras afectadas por alteraciones hidrotermales (según el test de alteración), y utilizando el diagrama de SiO_2 vs K_2O (Peccerillo y Taylor, 1976; ver **FIGURA 11**), se encuentra que las muestras del GD se proyectan en el campo de las rocas calcoalcalinas medias en potasio y las rocas calcoalcalinas altas en potasio. No obstante, dado a la movilidad de los *LILE*, se utiliza el diagrama de Th vs Co de Hastie *et al.*, (2007) el cual demuestra mayor confiabilidad al tener en cuenta elementos traza.

En el diagrama Hastie *et al.*, (2007; **FIGURA 8**) las muestras se proyectan desde el campo de las rocas toleíticas (APD-47-1, APD-47-3, APD-50-1), hacia el campo de las rocas calcoalcalinas (AJJ-3-1, YGI-50-2, YGI-5-1, YGI-37-1, YGI-36-1) y hasta encontrar una muestra en el campo de las rocas calcoalcalinas altas en potasio (CCGS-23-1). Dichos rasgos están relacionados con con las clasificaciones establecidas en el apartado de petrografía, donde se observa que las muestras toleíticas son aquellas de composiciones monzograníticas ricas en plagioclasa (cercana al campo de las rocas dioríticas) y las rocas calcoalcalinas son aquellas de composiciones monzograníticas ricas en feldespato potásico (cercana al campo de las rocas sieníticas).

FIGURA 9. Diagramas Harker, en los cuales se muestra la relación entre el contenido de SiO₂ y los restantes óxidos principales, constituyentes de las variedades de litologías graníticas agrupadas dentro de la unidad denominada Granito de Durania.

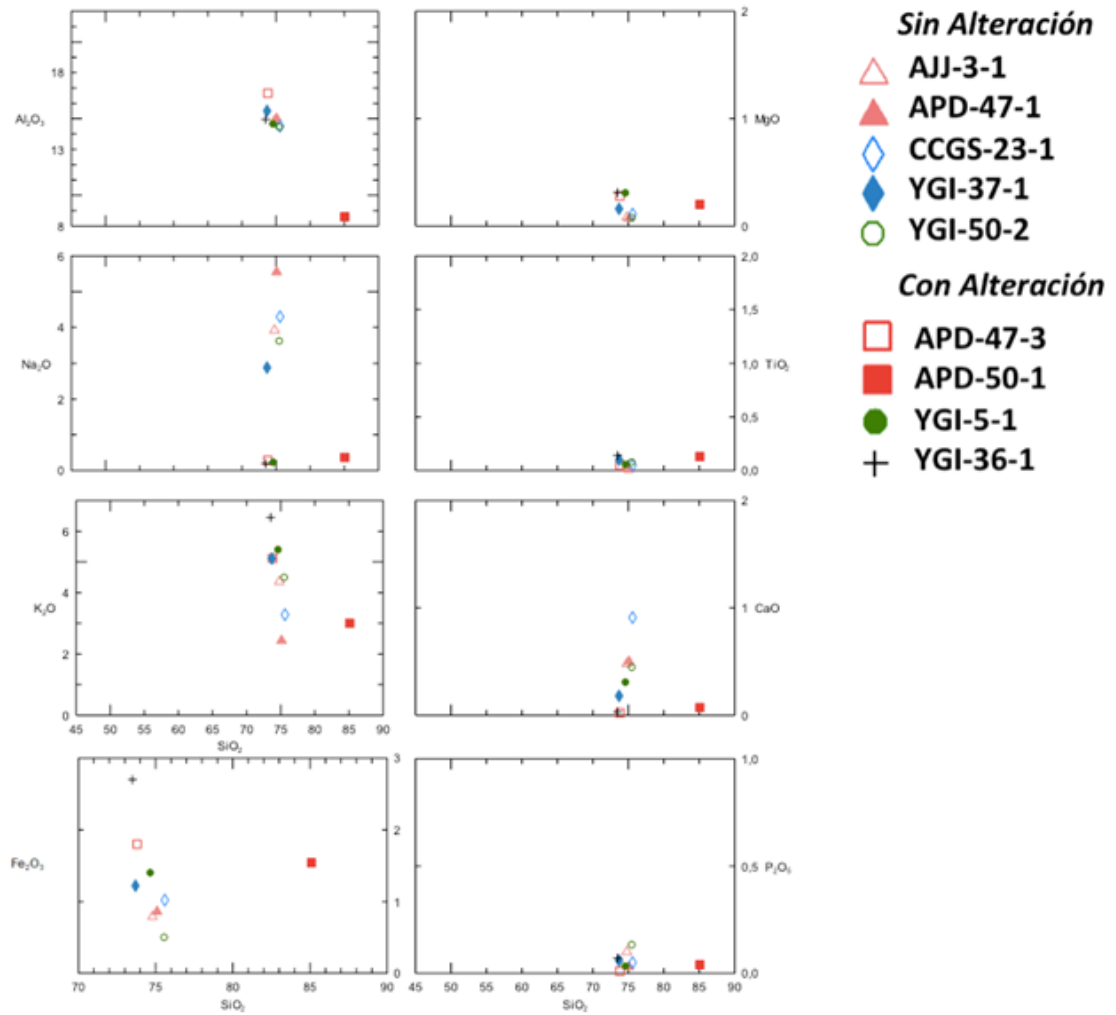
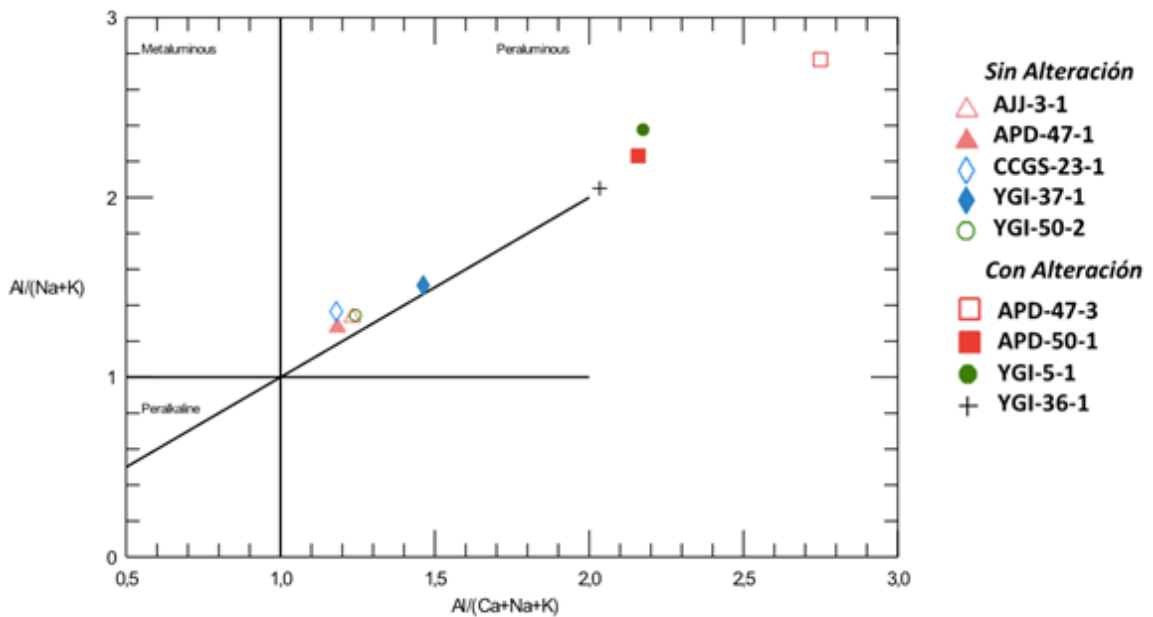


FIGURA 10. Diagrama $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ vs $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$, en el cual se muestran los campos en los cuales se proyectan las variedades de litologías graníticas agrupadas dentro de la unidad denominada Granito de Durania.



Fuente: Modificado de Maniar y Piccoli (1989)

Apoyados en los diagramas de discriminación tectónica de Pearce *et al.*, (1984), los cuales utilizan las relaciones Rb vs Y+Nb, Nb vs Y, y Rb vs Yb+Ta, las muestras analizadas del GD, se proyectan fundamentalmente en el campo de los Granitoides de Arco Volcánico (VAG; granitos toleíticos) y Granitos Sin-Colisionales (granitos calcoalcalinos, ver **FIGURA 12**).

Los patrones de Elementos de Tierras Raras (ver **FIGURA 13**), normalizados al condrito C1 (datos tomados de Sun y McDonough, 1989), muestran en términos generales, un mayor enriquecimiento de LREE (Tierras Raras Ligeras), en comparación con las HREE (Tierras Raras Pesadas). Sin embargo, en las muestras portadoras de granate (CCGS-23-1 y APD-47-1) se observa un leve

incremento en las HREE. En estos patrones se observa también el incremento en los contenidos de tierras raras, encontrando valores menores para los granitos toleíticos, incrementando hacia las rocas calcoalcalinas y las rocas calcoalcalinas altas en potasio.

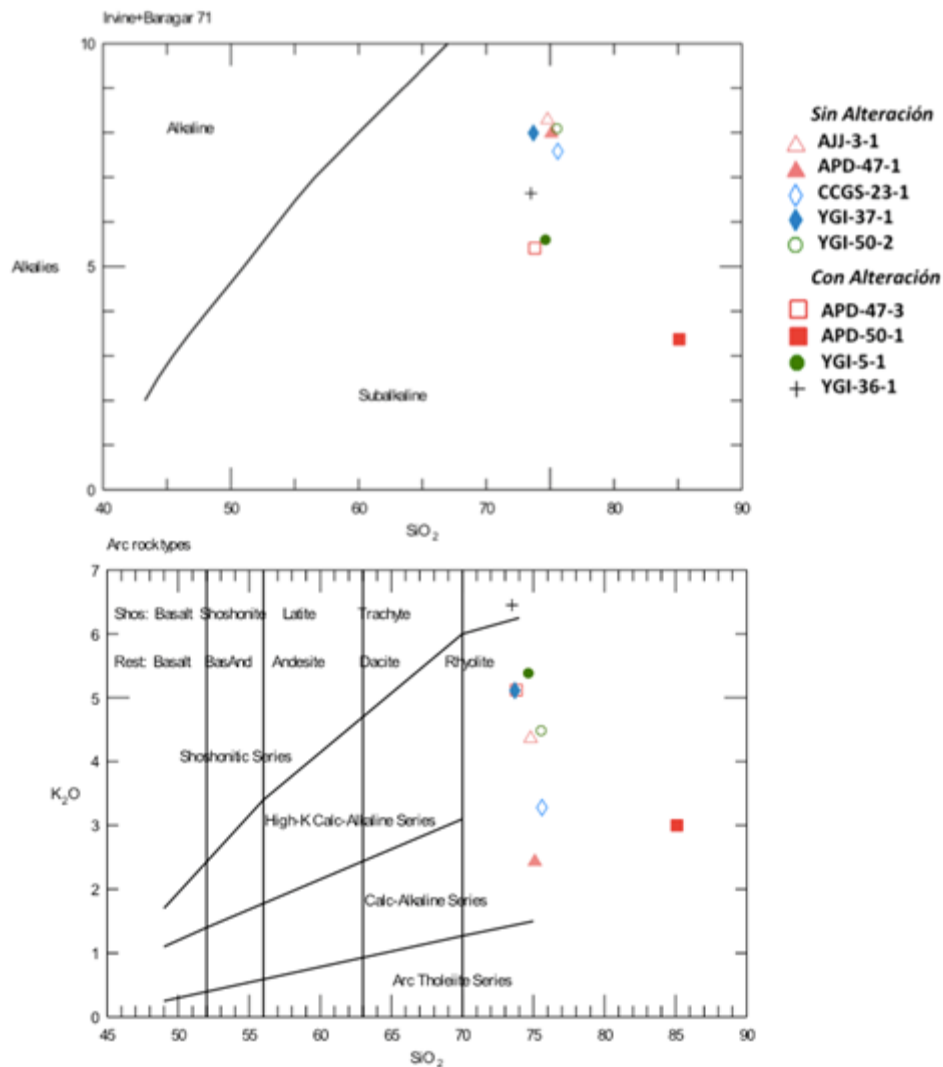
Las anomalías negativas en Nb y Ti, entre otros rasgos observados en la **FIGURA 14** (*Primitive Mantle normalized Trace Element*, según Wood, 1979), indican que los magmas graníticos que formaron las variedades litológicas agrupadas dentro de la unidad GD son magmas característicos de ambientes de subducción. Esto último, corrobora lo mencionado en líneas anteriores.

Considerando las relaciones Ba/La de las variedades de rocas graníticas analizadas, tal como se ha utilizado en otros estudios (por ejemplo: Kay *et al.*, 1994; Bissig *et al.*, 2014), se observa que éstas presentan valores tanto >20 , como < 20 . Esto, supone que las rocas del GD pudieron formarse, tanto en ambientes de Arco (Ba/La >20 ; granitos calcoalcalinos), como en ambientes de *Back Arc* (Ba/La <20 ; granitos toleíticos). Este aspecto, sumado a los rasgos geoquímicos antes mencionados (presencia de rocas toleíticas, calco-alcalinas media y altas en potasio; diferencias en los contenidos de las REE), permite sugerir que la unidad GD, debió desarrollarse inicialmente en ambientes de *back-arc*, pero debido al engrosamiento progresivo de la corteza a finales del Paleozóico Temprano (concretamente durante el Silírico Temprano, tal como se documentará en el apartado geocronología), los pulsos magmáticos subsiguientes, tuvieron lugar en ambientes de una corteza engrosada, tipo arco continental.

Apoyados en estos datos, es posible concluir que las variedades graníticas de la unidad GD se formaron en ambientes de supra-subducción durante diferentes pulsos magmáticos. Estos pulsos debieron desarrollarse en diferentes momentos de una historia tectónica que podría abarcar un progresivo engrosamiento cortical. Esto por lo tanto, coincide con lo propuesto para los Andes de Mérida (Venezuela; van der Lelij, 2013), en donde se reporta una cohetaneidad entre eventos

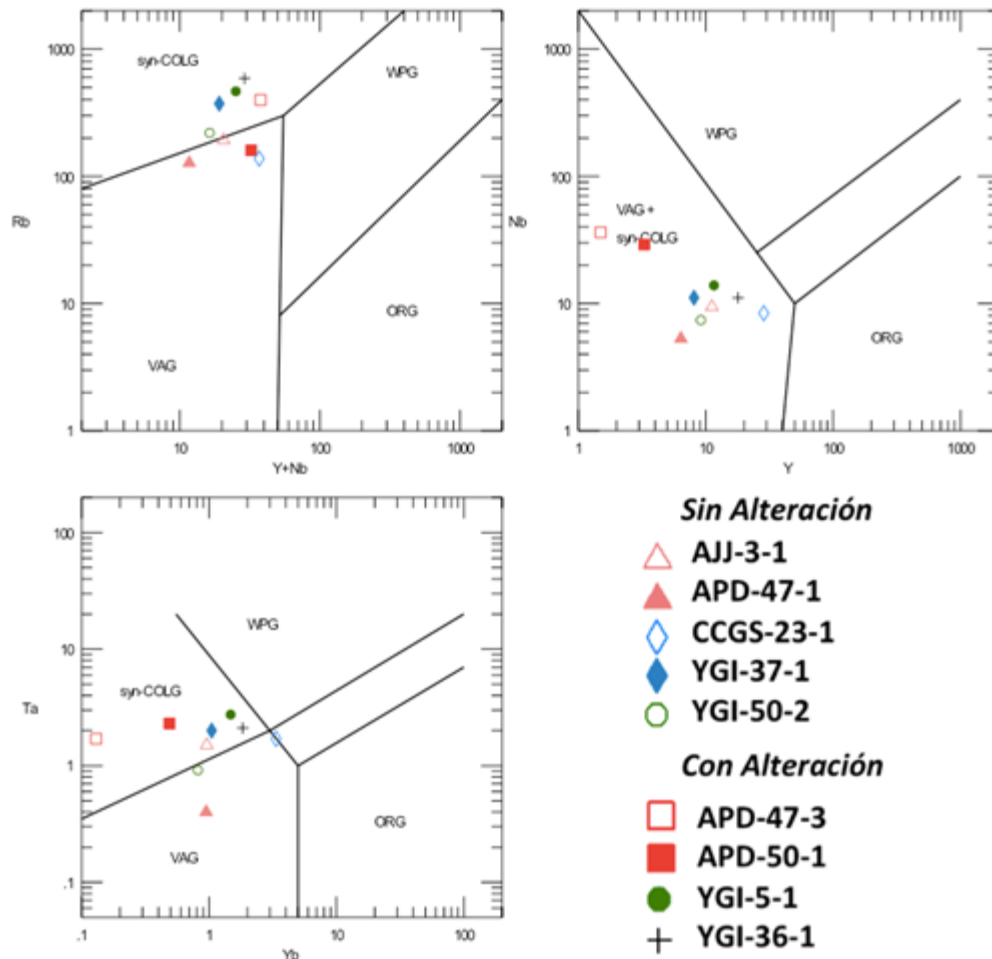
magmáticos peralúminicos del Paleozóico Temprano (similares a los aquí reportados).

Figura 11. Diagramas geoquímicos SiO₂ vs K₂O+Na₂O y SiO₂ vs K₂O , en el cual se muestran los campos de las series magmáticas y las subdivisión de rocas subalcalinas, en los cuales se proyectan las muestras analizadas del Granito de Durania



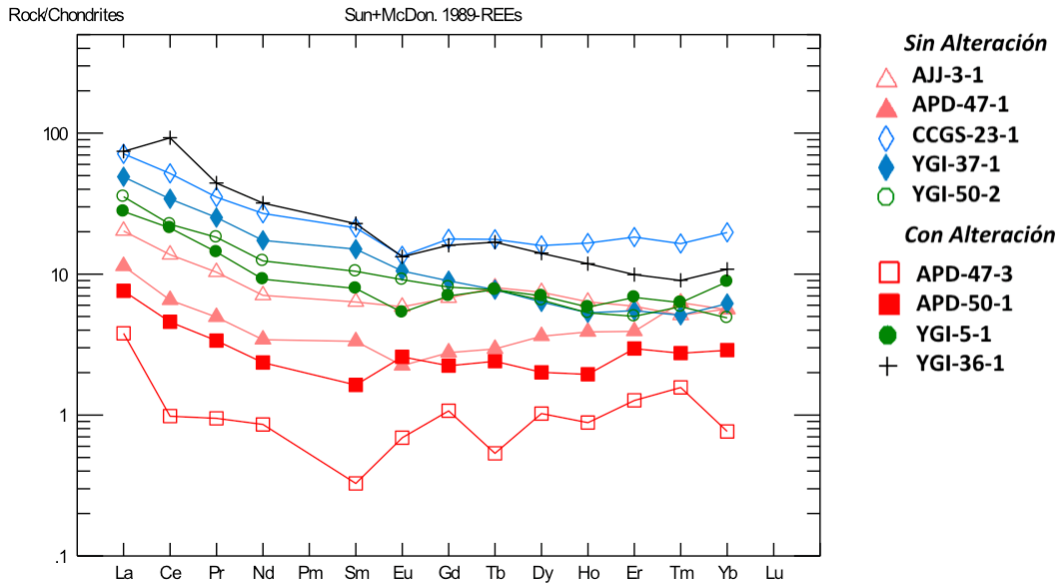
Fuente: Modificado de Irvine y Baragar (1971) y Peccerillo y Taylor (1976)

Figura 12. Diagramas de discriminación del ambiente tectónico de emplazamiento de los magmas de afinidad granítica, relacionados con la formación del Granito de Durania. Diagramas Rb vs Y+Nb; Nb vs Y; y Ta vs Yb (según Pearce et al, 1984).



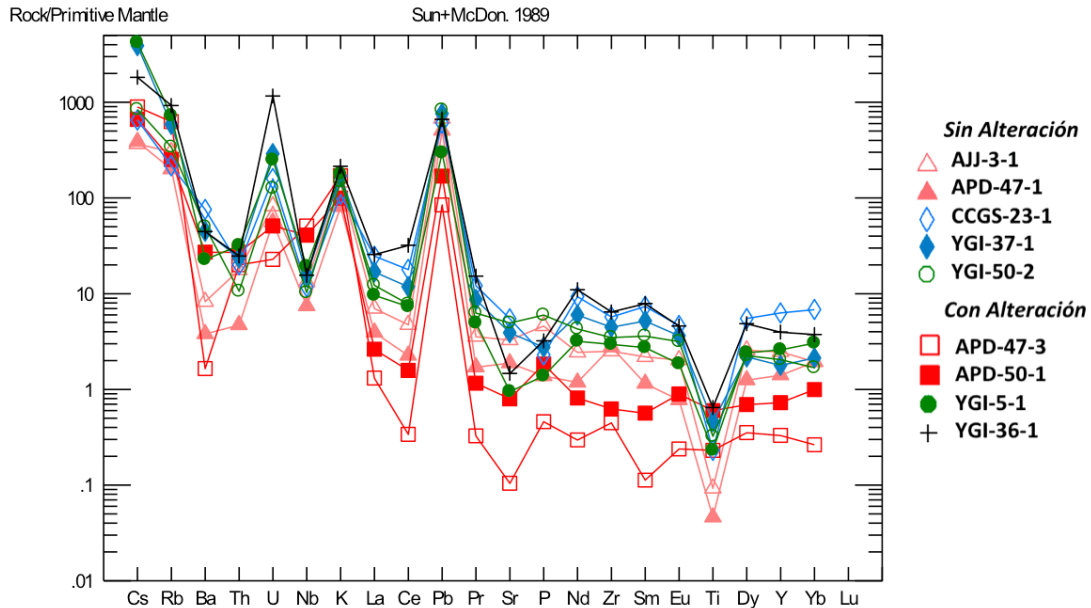
Fuente: Modificado de Pearce et al, (1984).

Figura 13. Patrones de las Tierras Raras de las variedades graníticas presentes en la unidad Granito de Durania. Normalización según el Condrito C1.



Fuente: Modificado de Sun y McDonough, (1989).

Figura 14. Aracnograma de los elementos trazas, normalizados según el Manto Primitivo, de las variedades graníticas presentes en la unidad Granito de Durania. Datos para la normalización tomados de Sun y McDonough, (1989).



Fuente: Modificado de Sun y McDonough, (1989).

3.5 GEOCROLOGÍA

Para determinar la edad del GD se realizaron dataciones U-Pb por el método LA-ICP-MS en zircones en dos muestras; (a) granito de dos micas ligeramente alterado, de grano grueso (APD-47-1; **FIGURA 3a**), su afloramiento se encuentra ubicado en el sector norte del GD en la vía Bochalema-Durania y (b) granito de dos micas (YGI-6-2) ligeramente meteorizado, su respectiva estación se encuentra en el sector sur del GD en la vía Cacota-Vereda Curpaga.

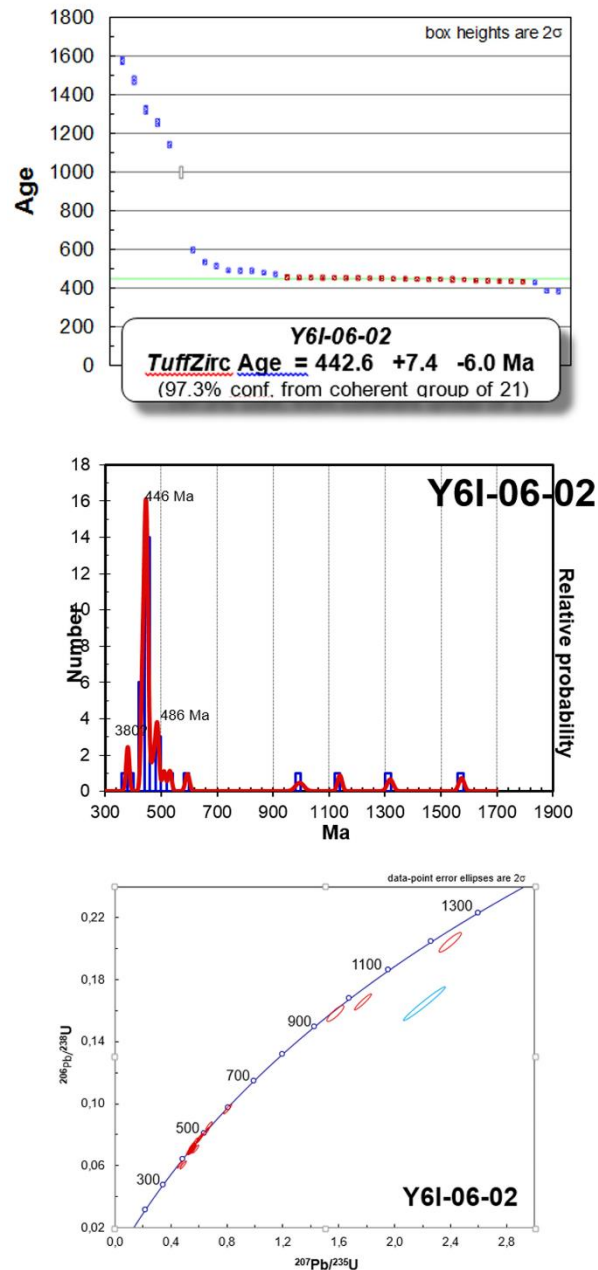
De la muestra APD-47-1 solo se obtienen análisis en diez puntos (ANEXO B) con resultados de baja calidad debido al estado metamictico de gran cantidad de los zircones, causado por la destrucción de su estructura cristalina por el decaimiento de minerales como U y Th (Woodhead *et al.*, 1991). Se reconocen tres

poblaciones; (a) un grupo con edades alrededor de $1459,9 \pm 14,6$ Ma (2 puntos); (b) otro grupo con edades alrededor de $966,2 \pm 10$ Ma (2 puntos) y (c) un grupo con edades rodeando $452,2 \pm 5,8$ Ma (5 puntos).

La muestra YGI-6-2 exhibe mayor confiabilidad en los datos (ANEXO B). Se obtiene análisis en 34 puntos de los cuales se encuentran diferentes poblaciones; (a) un primer grupo con edades entre $1573,1 \pm 9,8$ Ma y $994,6 \pm 15,3$ Ma (4 puntos); (b) un grupo entre $593,4 \pm 7,4$ Ma y $509,4 \pm 6,4$ Ma (3 puntos); (c) un grupo de edades entre $486,5 \pm 5,7$ Ma y $467,1 \pm 6,3$ Ma (5 puntos); (d) un grupo alrededor de $442,6 \pm 5,6$ Ma (20 puntos) y (e) un grupo con edades de $379,1 \pm 6,2$ Ma y $380,6 \pm 5,3$ Ma (dos puntos).

De la muestra YGI-6-2 es obtenida una edad de cristalización de $442,6 +7.4 -6.0$ Ma (**FIGURA 15**), con un grupo coherente de 21 datos y un 97,3% de confiabilidad y en la muestra APD-47-1 una edad de $442,6 +7,2 -6,3$ Ma, las cuales ubican al GD en el Silúrico, exactamente en el Rhuddanian. Las edades ~ 1500 Ma se interpretan como circones heredados de las rocas metamórficas del Gneis de Bucaramanga o Esquistos del Silgará. A su vez las edades ~ 1100 Ma pertenecen a circones heredados cuyo origen podría estar asociado al evento Grenviliano (Restrepo-Pace, 1995). Las edades entorno a ~ 500 Ma podrían ser también circones heredados, como también podrían ser el resultado de una mezcla de edades. El grupo de edades alrededor de ~ 442 Ma representan la edad de la muestra. Las edades ~ 380 Ma probablemente representen circones con zonaciones más complejas.

FIGURA 15. Edades obtenidas del GD según el método U-Pb en zircones en la muestra YGI-6-2. (A) Diagrama de la distribución de las edades obtenidas. (B) Diagrama de las principales poblaciones de edades. (C) Diagrama de concordia.



3.6 IMPLICACIONES PALEOTECTÓNICAS Y METALOGÉNICAS

El periodo comprendido entre los ≈ 470 Ma y ≈ 390 Ma en el Maciso de Santander, muy seguramente es el rango de tiempo más pobremente documentado desde el punto de vista geológico. Las rocas en el MS con edades $>\approx 470$ Ma (finales del Ordovícico Temprano), presentan evidencias de metamorfismo regional. Las rocas con edades $<\approx 470$ Ma en el MS, hasta la fecha no presentan evidencias de haber sido afectadas por metamorfismo regional (Restrepo-Pace y Cediell., 2010; Mantilla *et al.*, 2012; Van der Lelij, 2013). Por otro lado, el registro sedimentario Paleozóico más antiguo conocido en el MS, se considera de edad Devónico Medio (≈ 390 Ma; Boinet *et al.*, 1985; entre otros). El periodo de tiempo comprendido entre los dos marcadores de temporalidad mencionados (aproximadamente unos 80 Ma), suele estar representado por unidades fundamentalmente ígneas. Solo en los Andes de Mérida (Venezuela), éste periodo de tiempo está registrado, no solo en la presencia de unidades ígneas, sino también en unidades sedimentarias (e.g. La formación Horno), y ocasionalmente presencia de mineralizaciones de tipo VMS (Volcanogenic Massive Sulfide; en Van der Lelij, 2013).

La presencia de numerosos cuerpos graníticos que hoy se extienden desde el MS hasta los Andes de Mérida, formados en momentos concretos del rango de edad antes referido (≈ 470 Ma y ≈ 390 Ma), de carácter peraluminico, con valores negativos de $\epsilon_{\text{Nd}t}$, y altas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$, sugieren condiciones favorables para una extensa actividad magmática, tanto en el MS, como en los Andes de Mérida (Van der Lelij, 2013). Entre otros cuerpos graníticos peraluminicos de edad Silurico, presentes en éstas dos regiones mencionadas, destacan: la Granodiorita del Tarra (edades U-Pb en circones de $443 \pm 3,2$ Ma) y El Granito de Pamplona ($439 \pm 4,7$ Ma según Van der Lelij, 2013; referido como Sector Sur del GD en este trabajo;).

El GD (de edad 442,6 ± 7.4 -6.0 Ma; U-Pb en circones), tiene valores ϵ_{Hf} de 5,26 (Van der Lelij, 2013), lo cual apunta a la presencia de magmas silicatados derivados de la fusión parcial de un manto empobrecido.

En el GD es posible reconocer dos grandes grupos de rocas. El primero es representado por su carácter toleítico, sus bajas concentraciones de REE, la predominancia de plagioclasa sobre el feldespato potásico. El segundo grupo es representado por sus concentraciones relativamente altas de REE, composiciones calcoalcalinas medias y altas en potasio, y la abundancia de feldespato potásico. En este grupo se evidencia mayor contaminación cortical. Esta variación entre plagioclasa y feldespato potásico puede corresponder a diferentes pulsos magmáticos en los cuales se evidencia la evolución del plutón (Dalhquist *et al.*, 2007).

En los dos grupos de rocas mencionados también es observable su relación con los fluidos hidrotermales los cuales ocurren en asociación a las variedades pegmatíticas. Casi todas las muestras toleíticas se encuentran parcialmente afectadas por procesos de alteración tipo greisen. El grupo de granitos calcoalcalinos, si bien exhibe cuerpos de alteración tipo greisen (Greisen 2), estos son de carácter aislado y las muestras graníticas no se encuentran tan alteradas como los granitos toleíticos. Al relacionar la evidencia mencionada de las rocas toleíticas con su asociación con rocas mantélicas y las rocas calcoalcalinas con su asociación a procesos de contaminación cortical y diferenciación, se permite asumir un potencial de las rocas toleíticas para el desarrollo de yacimientos de Cu, Au (?) y las rocas calcoalcalinas para la formación de yacimientos de Sn-W (?).

Por otro lado, en los estudios petrográficos de este trabajo, se encuentra en las fases del GD la ocurrencia de apatitos aciculares, biotitas con textura “bladed”, ovoides de feldespato y texturas rapakivi-antirapakivi. En el GD también se reconocen zonaciones a parches y zonaciones oscilatorias en plagioclasas, donde los horizontes cálcicos son preferencialmente alterados por filosilicatos. Dicha plagioclasa se presenta comúnmente con texturas esponjosas, contenida en

feldespatos potásicos. Las texturas mencionadas permiten inferir un contexto de mezcla de magmas y la presencia de plagioclasa de texturas esponjosas se relaciona con la ocurrencia de intrusiones de magmas calientes en magmas más frescos (Hibbard, 1995), lo cual es coherente con la ocurrencia de “*blebs*” de cuarzo (encontrada en las muestras del GD) en los bordes de feldespatos, asociados a cambios en las condiciones de enfriamiento.

4. CONCLUSIONES

El Granito de Durania se presenta como una banda discontinua de dirección N-S, dividida en los sectores Norte, Central y Sur, exhibiendo un área de ~97km. Las rocas del GD son de carácter peraluminico y composición monzogranítica. Se presentan a modo de plutones polifásicos y apófisis, en contacto intrusivo y fallado con las rocas metamórficas de edad pre-Ordovícico Medio, y en contacto fallado y erosivo con las rocas sedimentarias del Cretácico.

El GD se clasifica en dos grandes grupos en base a sus análisis geoquímicos y petrográficos. Un grupo exhibe composiciones toleíticas, valores bajos de REE y abundante plagioclasa, y otro grupo con composiciones calcoalcalinas medias y altas en potasio, valores comparativamente altos de REE y abundancia de feldespato potásico. El origen de estos grupos, basados en las graficas de Pearce *et al.*, (1984), los índices de Ba/La (Kay *et al.*, 1994), sus patrones de tierras raras y elementos traza (anomalías negativas en Ti y Nb), se asocia a un contexto de suprasubducción, en un ambiente de Arco Continental (granitos calcoalcalinos) y *Back Arc* (granitos toleíticos), donde fueron sometidos a procesos de contaminación-asimilación de materiales corticales (mezcla de magmas).

En las variedades del GD es reconocible su potencial metalogénico (en rocas de edad Silúrico en el MS y los AM), encontrando en las rocas con mayor evidencia de procesos de contaminación cortical y en las rocas que exhiben afinidades mantélicas, el potencial para el desarrollo de yacimientos de Sn-W (?) y yacimientos de Cu-Au (?) respectivamente.

Las alteraciones tipo greisen (acompañadas por procesos de turmalinización) son reconocidas con facilidad en el GD, exhibiendo una estrecha relación con la formación de rocas pegmatíticas. Dichas alteraciones se encuentran relacionadas con eventos tardíos de cristalización magmática.

Para el GD se obtiene una edad de 442.6 Ma (+7.4/-6.0 Ma), similar a la encontrada en fuentes bibliográficas. El GD se forma entre la transición de dos periodos; un periodo caracterizado por eventos extensivos y otro periodo caracterizado por un régimen compresivo. Ésta hipótesis es soportada por los datos geoquímicos y petrográficos de éste trabajo. Por lo tanto se concluye que el GD se origina como producto de la inyección de magmas de origen mantélico en la corteza, donde ocurren procesos de diferenciación magmática y contaminación cortical (mezcla y asimilación de magmas) en diferente magnitud, en un ambiente de engrosamiento cortical progresivo.

BIBLIOGRAFÍA

Bailey, J.C., 1981. Geochemical criteria for refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chemical Geology*, vol. 32, pp. 139–154

Bissig, T., Mantilla, F.L.C., Rodríguez, A., Raley, Ch., and Hart, C., 2012. The Vetás-California district, eastern Cordillera, Santander, Colombia: Late Miocene porphyry and epithermal mineralization hosted in Proterozoic gneisses and Late Triassic intrusions. Abstract. XVI Peruvian Geological Congress & SEG Conference. Lima, Perú.

Bissig, T.; Mantilla, F. L. C., Hart, C., 2013. Origin of porphyries related to Cu-Mo mineralization, California-Vetas district, Colombia. *Goldschmidt 2013*. Florencia (Italia). *Mineralogical Magazine*, 77(5), 709.

Bissig, T., Mantilla, L. C. F., Hart C. J.R., 2014. Petrochemistry of igneous rocks of the California-Vetas mining district, Santander, Colombia: Implications for northern Andean tectonics and porphyry Cu (–Mo, Au) metallogeny. *Lithos*, vol. 200–201, pp. 355–367.

Boinet, T., Bourgois, J., Bellon, H., Toussaint, J., 1985. Age et repartition du magmatisme Premesozoïque des Andes de Colombie. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de L'Académie des Sciences. Serie D: Sciences Naturalles* 300 (II), 445e450.

Caicedo L. M., Palmera S. L., Plata D. L. J., Arismendi R. J., 2014. Análisis de la Geología Regional del Macizo de Santander (Trabajo de grado). 324p., Universidad Industrial de Santander, Escuela de Geología, Bucaramanga.

Carvajal, J., D., 2014. Estudio Geológico de los Diques Ígneos de Edad Jurásico Temprano, Aflorantes en el Sector de la Mesa de San Pedro, Municipio de Aratoca (Macizo de Santander, Colombia). (Trabajo de grado). 43p., Universidad Industrial de Santander, Escuela de Geología, Bucaramanga.

Cawthorn, R. G. & Brown, P.A., 1976. A model for the formation and crystallization of corundum-normative calc-alkaline magmas through amphibole fractionation: Jour. Geology, vol.84, pp. 467-476.

Cediel, F., Shaw, R., and Cáceres, C. 2003. Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. AAPG Memoir, vol. 79, pp. 815-848.

Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I-type and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences, vol. 83, pp. 1–26.

Clarke, D. B. 1992. Granitoid Rocks. Chapman & Hall, 283 p. London.

Clavijo, J., 1994. Mapa geológico generalizado del Departamento de Norte de Santander. ESCALA 1:250.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS, Informe interno, 67p.

Clavijo J., Mantilla L., Pinto J., Bernal L., Pérez A., 2008. Evolución Geológica de la Serranía de San Lucas, Norte del Valle Medio del Magdalena y Noroeste de la Cordillera Oriental. Boletín de Geología, vol. 30(1).

Cordani, U., Cardona, A., Jiménez, D., Liu, D., and Nutman, A.P., 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: Tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. Geological Society, vol. 246, pp. 329-346.

Cruz, N., Carrillo J. A., Mantilla, L., C., 2014. Consideraciones Petrogenéticas y Geocronología de las Rocas Ígneas Porfíricas Aflorantes en la Quebrada Ventanas (Municipio Arboledas, Norte de Santander, Colombia): Implicaciones Metalogenéticas. Boletín de Geología, vol. 36, pp.103-118.

Dahlquist, J., A., Galindo, C., Pankhurst, R., J., Rapela, C., W., Alasino, P., H., Saavedra J., Fanning, C., M., 2007. Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids. Lithos vol. 95 pp. 177–207.

Davies, J.F., and Whitehead, R.E., 2006. Alkali-Alumina and MgO-Alumina Molar Ratios of Altered and Unaltered Rhyolites. *Exploration and Mining Geology*, vol. 15 (1-2), pp. 75-88.

Deer, W., A., Howie, R., A., Zussman, J., 1982. *Rock-Forming Minerals, Volume IA-Orthosilicates*. Longman, New York, 919 p.

Dörr, W., Grösser, J., Rodríguez, G., and Kramm, U., 1995. Zircon U-Pb age of the Páramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 8, pp. 187-194.

Dutrow, B., L., & Darrell J. Henry, D., J., 2011. *Tourmaline: A Geologic DVD. Elements*, vol. 7, pp. 301–306.

Fúquen J., Ceballos L., Pedraza A. y Marín E., 2010, *Geología de la Plancha 98 Durania*, INGEOMINAS.

Fúquen J., Ceballos L., Edwin M., Patiño A., Pedraza A., 2011, *Geología De Las Planchas 98 - Durania Y 99 - Villa Del Rosario, Norte De Santander – Colombia Escala 1:100.000*, INGEOMINAS.

Gillespie, M. R., Styles, M. T., (1996): Report No. WG/96/27/R. BGS Rock classification scheme: *The Classification of Igneous Rocks*.

Goldsmith, R., Marvin, R.F., Mehnert, H.H., 1971. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, and Colombian Andes. *U.S. Geological Survey Professional Paper 750-D*, pp. D44eD49.

Gomes M. E. P. & Neiva A. M. R., 2000. Chemical zoning of muscovite from the Ervedosa granite, northern Portugal. *Mineralogical Magazine*, vol. 64(2), pp. 347–358.

Gómez T. J., Nivia Guevara A., Montes R. N. E., Jiménez Mejía D. M., Tejada A. M. L., Sepúlveda O. J., Osorio N. J. A., Gaona N. T., Diederix H., Uribe P. H. & Mora P. M., Mapa Geológico de Colombia Escala 1:2.800.00 INGEOMINAS 2007.

Grew, E. S., Locock A. J., Mills S. J., Galuskina I. O., Galuskin E. V., Hålenius U, 2013. Nomenclature of the garnet supergroup. *American Mineralogist*, vol. 98, pp. 785–811.

Halter, W. E., Williams-Jones A. E., & Kontak D. J., 1995. Origin and Evolution of the Greisenizing Fluid at the East Kemptville Tin Deposit, Nova Scotia, Canada. *Economic Geology* vol. 93, pp. 1026-1051.

Hanson G. N., 1978. The Application of Trace Elements to the Petrogenesis of Igneous rocks of Granitic Composition. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 38, pp. 26–43.

Hargraves, R. N., Shagam, R., Vargas, R., Rodriguez, G. I., 1984. Paleomagnetic results from rhyolites (Early Cretaceous?) and andesite dikes at two localities in Ocaña area, northern Santander Massif, Colombia. *Geological Society of America. Memoir* 162, pp. 299-302.

Heinrich C. 1990. The Chemistry of Hydrothermal Tin (-Tungsten) Ore Deposition, *Economic Geology* vol. 85, pp. 457-481.

Henry, D.J., Novák, M., Hawthorne, F.C., Ertl, A., Duthrow, B.L., Uher, O., Pezzota, F., 2011. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. *Am. Mineral*, vol. 96, pp. 895-913.

Hibbard, M. J., (1995): *Petrography to petrogenesis*. Prentice Hall, edits. 587 p.

Ishihara, S., 1977, The Ilmenite-series and magnetite-series Granitic Rocks. *Mining Geology*, vol. 27, pp. 293-305.

Jackson, N., J., Willis-Richards J., Manning, D., A., C., Sams, M., S., 1989. Evolution of the Cornubian Ore Field, Southwest England: Part II. Mineral Deposits and Ore-Forming Processes. *Economic Geology*, vol. 84, pp. 1101-1133.

Krippner, A., Meinhold, G., Morton A., C., von Eynatten, H., 2014. Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks. *Sedimentary Geology*, vol. 306, pp. 36–52.

Le Maitre, R. W., 2002. *Igneous Rocks: a Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press, 236 pp.

Leal-Mejía, H., Melgarejo I Draper, J. C., Shaw, R. P., 2011. Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes, in *Proceedings Let's talk ore deposits, SGA biennial meeting, Antofagasta, Chile*.

López, J., Velandia, F., Silva, A.I, Cano, H.I & Felder, F., 2013. Geología y estructura del proyecto angostura. Algunas consideraciones genéticas. XIV Congreso Colombiano de Geología. Colombia, pp. 566-567.

Maniar, P.D., and Piccoli, P. M. 1989. Tectonic discriminations of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 101, pp. 635-643.

Mantilla F. L. C., Valencia, V. A., Barra, F., Pinto, J., Colegial, J., 2009. Geocronología U-Pb de los cuerpos Porfíricos del Distrito Aurífero de Vetas-California (Santander, Colombia). *Boletín de Geología*, vol. 31 (1), pp. 31-43.

Mantilla, F. L. C., Mendoza, F. H., Bissig, T., Hart, C., 2011. Nuevas evidencias sobre el magmatismo Miocénico en el distrito minero de Vetas-California (Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín de Geología*, vol. 33 (1).

Mantilla, F. L. C., Bissig, T., Cottle, J., Hart, C., 2012. Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian eastern cordillera). *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 38; pp. 1-12.

Mantilla, F.L.C., Bissig, T., Valencia, V., and Craig, H. 2013a. The magmatic history of the Vetas-California mining district; Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 45, pp. 235-249.

Mantilla, F.L.C., Bissig, T., Mendoza, H., Rueda, J., Cruz, N., Pinilla, O., Reyes, S., Mendoza, M., Suarez, G., Sánchez, S., Palacio, A., Rojas, J., Reyes, J., Mendoza, G., Carrillo, J., León, H., y Hart, C. 2013b. Consideraciones sobre el magmatismo Neógeno en el Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia) y su relación con la metalogénesis del Au (\pm Ag, Mo,Cu). XIV Congreso Colombiano de Geología y Primer Simposio de Exploradores. *Memorias Digitales del Congreso* ISBN-978-958-57950-0-6. Bogotá.

Melgarejo J.C, 2003. Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada. Ediciones Universidad de Barcelona. 1071p.

Mendoza H., Jaramillo, L., 1979. Geología y geoquímica del área de California, Santander. *Boletín Geológico. Ingeominas*, vol. 22. pp. 3-52.

Miller, C. F. & Stoddard E. F., 1980. The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet; an example from the Old Woman-Piute Range, California: *Jour. Geology*, vol.89 pp. 233-246.

Miller, C., F., Stoddard, E., F., Bradfish, L., J., Dollase, W., A., 1981. Composition OF Plutonic Muscovite: Genetic Implications. *Canadian Mineralogist*, vol. 19, pp. 25-34.

Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 58, pp. 63-81.

Pirajno, F.N. & Smithies, R.H., 1992. The FeO/ (FeO+Mgo) ratio of tourmaline: a useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 42, pp. 371-381.

Pirajno F., 2010. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer. 1250p.

Pollard, P., J., Taylor, R., G., Cuff, C., 1988. Genetic Modelling of Greisen-Style Tin Systems. *Geology of Tin Deposits in Asia and the Pacific*, p. 59-72

Restrepo, J. & Toussaint, J. 1988. Terranes and Continental Accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, vol. 11, p. 189-193.

Restrepo-Pace, P., A., 1995. Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological geochemical and isotopic data. Tesis Doctoral, Universidad de Arizona, USA. 195 p.

Restrepo-Pace, P.A., Ruiz, J., Gehrels, G., Cosca, M., 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in Columbian Andes: new constraints for late Proterozoic-early Paleozoic paleocontinental reconstructions of Americans. *Earth and Planetary Sciences Letters* 154. 331-347.

Restrepo-Pace, P., Cediél, F., 2010. Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. *Journal of American Earth Sciences*, vol. 29, pp. 764-771.

Rodríguez, J., R., & Rodríguez, S., A., 2014. Desarrollo de una Metodología para LA Optimización de un Fluido de Perforación Mediante el Análisis de la Información Obtenida en un Programa de Corazonamiento. (Trabajo de Grado), 117 p. Universidad Industrial de Santander, Escuela de Petróleos, Bucaramanga.

Royero, J.M., & Clavijo, J., 2001. Mapa geológico generalizado departamento de Santander. Memoria Explicativa. Santander, Colombia.

Royero J. & Vargas R. 1999. Geología del Departamento de Santander. Escala 1:300000. Ingeominas.

Slack, J. F. & Trumbull R., B., 2011. Tourmaline as a Recorder of Ore-Forming Processes. *Elements*, vol. 7, pp. 321–326.

Štemprok, M., 1987. Greisenization (a review): *Geologische Rundschau*, vol. 76, pp. 169-175.

Tarney, J., & Jones, C., E., 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal of Geological Society*. London, Special Publications, vol.27, pp. 45-56.

Ujueta, G. 1991. Tectónica y actividad ígnea en la Cordillera Oriental de Colombia (Sector Girardot -Cúcuta). *Memorias Simposio sobre Magmatismo Andino y su Marco Tectónico*. Tomo I, pp. 151-192. Manizales.

Ulloa, C.; Rodríguez, G. I. 1982. Intrusivos ácidos Ordovícicos y post – Devónicos en la Floresta (Boyacá). VI Congreso Colombiano de Geología, 18 p, Cali.

Van der Lelij, R., 2013. Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study. Tesis Doctoral, Universidad de Geneva. Suiza. 221p.

Van Hinsberg, V., J., Henry, D., J., Marschall, H., R., 2011a. Tourmaline: An Ideal Indicator of Its Host Environment. *The Canadian Mineralogist*, vol. 49, pp. 1-16.

Van Hinsberg, V., J., Henry, D., J., Dutrow, B., L., 2011. Tourmaline as a Petrologic Forensic Mineral: A Unique Recorder of Its Geologic Past. *Elements*, vol. 7, pp. 327–332.

Villaros, A., Stevens, G., Buick, I., S., 2009. Tracking S-type granite from source to emplacement: Clues from garnet in the Cape Granite Suite. *Lithos*, v.112, pp. 217–235.

Ward, D., Goldsmith, Jimeno, R., Cruz, J., Restrepo, H., 1973. Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona departamento de Santander. Instituto nacional de investigaciones geológico-mineras. 30: 1-3.

Ward, D., Goldsmith, Jimeno, R., Cruz, J., Restrepo, H., Vargas, R., I., 1970. Geología de la Plancha 110 Pamplona, INGEOMINAS.

Woodhead, J., A., Rossman, G., R., Silver, L., T., 1991. The metamictization of zircon: Radiation dose-dependent structural characteristics. *American Mineralogist*, vol 76, pp. 74-82.

ANEXOS

ANEXO A: Resultados de análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y traza

Tabla 1. Resultados de análisis geoquímicos de elementos mayores y menores

Muestras:	AJJ-3-1	APD-47-1	APD-47-3	APD-50-1	CCGS-23-1	YGI-37-1	YGI-50-2	YGI-5-1	YGI-36-1
Latitud:	7° 44' 0,56"	7° 42' 44,9"	7° 42' 44,9"	7° 43' 34,33"	7° 41' 21,47"	7° 16' 44,92"	7° 16' 26,5"	7° 16' 38,64"	7° 16' 50,38"
Longitud:	-72° 38' 53,06"	-72° 39' 20,4"	-72° 39' 20,4"	-72° 41' 25,4"	-72° 38' 51,82"	-72° 40' 14,12"	-72° 40' 51,49"	-72° 39' 47,62"	-72° 40' 16,63"
Coordenadas Locales	X:1346901	X: 1344576	X: 1344576	X:1346095	X:1342012	X:1296635	X:1296069	X:1296442	X:1296803
	Y:1158216	Y: 1157378	Y: 1157378	Y:1153546	Y:1158254	Y:1155729	Y:1154582	Y:1156542	Y:1155652
	Z:1133 msnm	Z:1084 msnm	Z:1084 msnm	Z:1192 msnm	Z:1280 msnm	Z:2514 msnm	Z:2632 msnm	Z:1180 msnm	Z:2588 msnm
Elementos Mayores (%)									
SiO₂	74,8	75,1	73,8	85,1	75,6	73,7	75,6	74,7	73,5
Al₂O₃	14,85	15	16,65	8,6	14,5	15,5	14,4	14,6	14,95
CaO	0,48	0,5	0,02	0,07	0,91	0,18	0,44	0,3	0,03
K₂O	4,36	2,43	5,12	3	3,28	5,11	4,47	5,37	6,45
Na₂O	3,92	5,55	0,29	0,37	4,3	2,88	3,6	0,21	0,19
Fe₂O₃	0,79	0,86	1,8	1,54	1,02	1,22	0,49	1,39	2,7
FeO	0,3	0,49	0,6	0,46	0,54	0,36	0,26		
TiO₂	0,02	0,01	0,05	0,13	0,05	0,1	0,07	0,05	0,14
Cr₂O₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
BaO	0,01	<0.01	<0.01	0,02	0,05	0,04	0,04	0,02	0,04
MgO	0,08	0,07	0,28	0,2	0,11	0,16	0,07	0,3	0,31
MnO	0,02	0,04	0,02	0,03	0,08	0,04	0,01	0,08	0,04
S	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	<0.01	0,01
C	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,01	0,11	0,05
P₂O₅	0,1	0,03	<0.01	0,04	0,05	0,06	0,13	0,03	0,07
SrO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
LOI 1000	0,58	0,48	2,01	0,89	0,61	1,32	0,7	1,93	1,62
Total	100,05	100,1	100,05	100,05	100,6	100,4	100,05	99,01	100,1

Tabla 2. Resultados de análisis geoquímicos de elementos traza

Muestras:	AJJ-3-1	APD-47-1	APD-47-3	APD-50-1	CCGS-23-1	YGI-37-1	YGI-50-2	YGI-5-1	YGI-36-1
Latitud:	7° 44' 0,56"	7° 42' 44,9"	7° 42' 44,9"	7° 43' 34,33"	7° 41' 21,47"	7° 16' 44,92"	7° 16' 26,5"	7° 16' 38,64"	7° 16' 50,38"
Longitud:	-72° 38' 53,06"	-72° 39' 20,4"	-72° 39' 20,4"	-72° 41' 25,4"	-72° 38' 51,82"	-72° 40' 14,12"	-72° 40' 51,49"	-72° 39' 47,62"	-72° 40' 16,63"
Coordenadas Locales	X:1346901 Y:1158216 Z:1133 msnm	X: 1344576 Y: 1157378 Z:1084 msnm	X: 1344576 Y: 1157378 Z:1084 msnm	X:1346095 Y:1153546 Z:1192 msnm	X:1342012 Y:1158254 Z:1280 msnm	X:1296635 Y:1155729 Z:2514 msnm	X:1296069 Y:1154582 Z:2632 msnm	X:1296442 Y:1156542 Z:1180 msnm	X:1296803 Y:1155652 Z:2588 msnm
Elementos Trazas (ppm)									
Ba	57,6	26,5	11,5	189,5	529	313	348	158,5	311
Ce	8,4	4	0,6	2,8	31,7	20,9	13,8	13	56,7
Cr	20	20	20	20	20	20	20	30	40
Cs	2,89	3,06	7,06	5,22	5,15	30,8	6,62	33,3	14,4
Dy	1,89	0,92	0,26	0,51	4,05	1,61	1,66	1,78	3,57
Er	0,98	0,65	0,21	0,49	3,03	0,91	0,83	1,13	1,64
Eu	0,34	0,13	0,04	0,15	0,78	0,61	0,53	0,31	0,77
Ga	17,3	16,1	48,8	16,5	18,3	22,2	17,3	23,2	27,1
Gd	1,39	0,57	0,22	0,46	3,65	1,84	1,66	1,44	3,29
Hf	1,2	1,3	0,3	0,3	2,5	1,4	1,2	1,3	2,4
Ho	0,36	0,22	0,05	0,11	0,94	0,3	0,3	0,33	0,67
La	4,8	2,7	0,9	1,8	16,9	11,6	8,4	6,6	17,6
Lu	0,13	0,15	0,03	0,07	0,46	0,17	0,11	0,18	0,24
Nb	9,4	5,3	36,3	29,1	8,4	11,1	7,3	13,7	11,1
Nd	3,3	1,6	0,4	1,1	12,6	8,1	5,8	4,3	14,9
Pr	0,98	0,47	0,09	0,32	3,34	2,39	1,73	1,36	4,2
Rb	192	127	398	160	137,5	372	216	459	587
Sm	0,97	0,51	0,05	0,25	3,26	2,3	1,6	1,21	3,49
Sn	8	6	54	4	8	18	9	14	32
Sr	69,1	39,7	2,2	16,8	115	82,3	104	20	30,9
Ta	1,5	0,4	1,7	2,3	1,7	2	0,9	2,7	2,1
Tb	0,3	0,11	0,02	0,09	0,66	0,29	0,29	0,29	0,63
Th	1,39	0,69	0,91	0,68	10,55	4,69	2,72	2,81	7,59
Tm	0,13	0,16	0,04	0,07	0,42	0,13	0,15	0,16	0,23
U	1,72	1,17	0,48	1,07	3,34	6,08	2,64	5,23	24,4
V	5	<5	7	13	6	16	9	6	8
W	1	2	15	26	2	7	2	2	5
Y	11,2	6,4	1,5	3,3	28,6	8,1	9,3	11,8	18
Yb	0,96	0,95	0,13	0,49	3,36	1,05	0,83	1,5	1,84
Zr	28	31	5	7	64	50	39	33	72
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6
Cd	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Co	<1	<1	<1	1	<1	1	<1	1	2
Cu	2	1	<1	1	9	33	1	4	46
Li	10	10	40	30	20	30	20	160	60
Mo	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ni	<1	<1	<1	1	<1	1	<1	<1	<1
Pb	48	36	6	12	43	54	59	21	47
Sc	1	1	6	15	3	2	2	2	2
Zn	20	9	36	20	26	64	12	28	37
As	0,5	0,3	0,1	0,5	0,4	0,6	0,2	2,1	6,3
Bi	0,06	0,15	0,03	0,12	0,05	2,49	3,04	4,03	3
Hg	0,018	0,021	0,03	0,043	0,038	0,045	0,022	0,035	<0,005
Sb	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Se	0,4	<0,2	<0,2	0,2	0,2	0,2	<0,2	<0,2	0,3
Te	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,44
Tl	0,05	0,05	0,06	0,05	0,03	0,14	0,05	0,29	0,93
F	-	-	-	-	-	-	-	690	770

ANEXO B: Resultados analíticos de las dataciones U-Pb (LA-ICP-MS)

Tabla 3. Datos zircón U-Pb (LA-ICP-MS) de las muestras APD-47-1 (Lat: 7°42'44,9", Long: -72° 39' 20,4") y YGI-6-2 (Lat: 7°16'39,12", Long: -72°39'45,7")

Sample name	U ppm	Th U	238U 206Pb	1 sigma % error	207Pb 206Pb	1 sigma % error	206/238 age	1 sigma abs err	207/206 age	1 sigma abs err	Best age	1 sigma abs err Ma
APD-47-1_10	421,021	0,766	3,683	0,013	0,095	0,008	1548,555	18,116	1529,833	14,080	1529,833	14,080
APD-47-1_9	592,167	0,520	9,648	0,013	0,062	0,009	635,779	8,040	680,796	18,807	635,779	8,040
APD-47-1_8	400,503	0,504	12,492	0,014	0,058	0,010	496,424	6,460	513,279	21,003	496,424	6,460
APD-47-1_7	557,004	0,683	13,145	0,013	0,057	0,009	472,639	6,061	477,088	19,726	472,639	6,061
APD-47-1_6	421,822	0,392	6,070	0,013	0,074	0,008	983,060	12,263	1037,293	15,509	1037,293	15,509
APD-47-1_5	495,261	0,271	7,645	0,013	0,071	0,009	792,478	9,962	966,240	19,260	966,240	9,962
APD-47-1_4	485,052	0,703	12,937	0,013	0,058	0,009	479,975	6,154	530,893	20,538	479,975	6,154
APD-47-1_3	848,241	0,642	13,760	0,013	0,057	0,008	452,246	5,819	497,042	18,327	452,246	5,819
APD-47-1_2	588,393	0,427	5,981	0,014	0,092	0,008	996,689	12,489	1459,928	14,600	1459,928	14,600
APD-47-1_1	585,446	0,624	12,620	0,013	0,057	0,009	491,592	6,251	503,920	20,444	491,592	6,251
YGI-06-2_34	967,985	0,726	13,842	0,013	0,056	0,005	449,665	5,800	457,635	11,463	449,665	5,800
YGI-06-2_33	684,735	0,237	16,441	0,014	0,055	0,005	380,627	5,293	431,650	11,994	380,627	5,293
YGI-06-2_32	775,182	0,452	12,161	0,013	0,058	0,006	509,440	6,402	510,998	12,745	509,440	6,402
YGI-06-2_31	688,902	0,542	13,306	0,014	0,055	0,006	467,127	6,301	431,261	13,275	467,127	6,301
YGI-06-2_30	1860,276	0,231	13,904	0,013	0,056	0,004	447,732	5,681	437,109	9,271	447,732	5,681
YGI-06-2_29	1057,078	0,703	12,787	0,013	0,056	0,005	485,402	6,172	467,029	10,205	485,402	6,172
YGI-06-2_28	1233,311	0,488	16,509	0,017	0,058	0,007	379,119	6,239	543,361	14,546	379,119	6,239
YGI-06-2_27	499,153	0,812	13,814	0,013	0,056	0,007	450,550	5,700	453,007	16,290	450,550	5,700
YGI-06-2_26	957,934	0,217	10,371	0,013	0,061	0,005	593,418	7,441	628,804	11,229	593,418	7,441
YGI-06-2_25	841,145	0,954	14,393	0,013	0,056	0,005	432,998	5,456	471,451	11,400	432,998	5,456
YGI-06-2_24	1829,143	0,455	14,467	0,013	0,057	0,004	430,883	5,474	478,246	9,558	430,883	5,474
YGI-06-2_23	571,037	0,374	13,964	0,013	0,057	0,007	445,870	5,811	490,016	15,068	445,870	5,811
YGI-06-2_22	1270,238	0,124	13,847	0,014	0,055	0,005	449,507	5,997	417,882	10,378	449,507	5,997
YGI-06-2_21	671,546	0,522	14,484	0,013	0,055	0,006	430,377	5,473	424,349	13,868	430,377	5,473
YGI-06-2_20	807,518	0,831	13,905	0,013	0,055	0,005	447,685	5,715	422,506	11,866	447,685	5,715
YGI-06-2_19	1092,242	0,454	12,779	0,014	0,056	0,005	485,683	6,438	462,744	11,342	485,683	6,438
YGI-06-2_18	440,596	0,691	13,765	0,016	0,055	0,008	452,094	6,893	429,158	17,010	452,094	6,893
YGI-06-2_17	648,302	0,195	6,036	0,013	0,078	0,004	988,220	11,925	1138,315	8,068	1138,315	8,068
YGI-06-2_16	2221,433	0,310	14,070	0,013	0,055	0,004	442,631	5,581	416,203	8,414	442,631	5,581
YGI-06-2_15	141,670	0,819	6,321	0,014	0,072	0,008	946,806	12,084	994,572	15,251	994,572	15,251
YGI-06-2_14	960,896	0,930	11,657	0,012	0,057	0,006	530,552	6,306	490,807	13,474	530,552	6,306
YGI-06-2_13	982,448	0,506	14,138	0,012	0,055	0,006	440,552	5,201	432,152	12,775	440,552	5,201
YGI-06-2_12	1263,048	0,186	14,134	0,014	0,059	0,006	440,682	5,789	575,518	13,398	440,682	5,789
YGI-06-2_11	962,743	0,864	13,873	0,012	0,055	0,006	448,691	5,383	426,230	13,994	448,691	5,383
YGI-06-2_10	3256,874	0,200	14,096	0,012	0,057	0,005	441,835	5,332	484,736	10,223	441,835	5,332
YGI-06-2_9	217,699	0,422	4,896	0,013	0,085	0,006	1198,089	13,898	1318,275	10,907	1318,275	10,907
YGI-06-2_8	1641,603	0,339	14,378	0,012	0,057	0,005	433,455	5,111	482,851	11,655	433,455	5,111
YGI-06-2_7	1312,331	0,488	13,944	0,012	0,056	0,005	446,481	5,249	439,759	11,723	446,481	5,249
YGI-06-2_6	868,431	0,381	12,756	0,012	0,057	0,006	486,531	5,670	472,234	13,333	486,531	5,670
YGI-06-2_5	744,125	0,460	6,070	0,027	0,097	0,005	983,165	24,623	1573,089	9,845	1573,089	9,845
YGI-06-2_4	1168,428	1,055	13,043	0,012	0,057	0,006	476,224	5,597	473,085	13,527	476,224	5,597
YGI-06-2_3	1574,260	0,345	14,044	0,013	0,055	0,006	443,406	5,381	418,517	13,439	443,406	5,381
YGI-06-2_2	2113,645	0,043	14,161	0,017	0,057	0,012	439,855	7,193	484,620	26,461	439,855	7,193
YGI-06-2_1	1071,494	0,059	14,163	0,012	0,056	0,006	439,809	5,142	466,289	13,338	439,809	5,142