

**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)**

**JUAN DARÍO CARVAJAL DÍAZ**

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

**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)**

**JUAN DARÍO CARVAJAL DÍAZ**

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

**Director**

**LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA**

**Geólogo PhD**

**Co-Director**

**JESUS HERNANDO MENDOZA FORERO**

**Geólogo Msc.**

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

**2014**

## CONTENIDO

INTRODUCCIÓN.....	12
1. ANTECEDENTES Y CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....	14
2. MÉTODOS ANALÍTICOS.....	18
3. RESULTADOS.....	19
3.1. Relaciones litológicas .....	19
3.2. Datos Petrográficos y de DRX.....	22
3.3. Datos litogeoquímicos.....	26
3.4. Geocronología.....	28
CONCLUSIONES.....	31
BIBLIOGRAFÍA.....	33
ANEXO.....	40

## LISTA DE FIGURAS

**FIGURA 1.** Esquema geológico simplificado del sector SW del Maciso de Santander (esquema integrado a partir de la geología documentada en Ward *et al.* 1973 y Ríos, 2001). El rectángulo señalado en el esquema, muestra el área en la cual se desarrolló el presente estudio (Mesa de San Pedro, Municipio de Aratoca). FB: Falla de Bucaramanga; FLSA: Falla Los Santos-Aratoca; Estrella amarilla: localización de los materiales ígneos (presentes a manera de diques), estudiados en el presente trabajo..16

**FIGURA 2.** Imágenes ilustrativas de las relaciones litológicas observadas en la parte central de la Mesa de San Pedro (Vereda Tierra Alta, Municipio de Aratoca). (A) Relación entre las Filitas presentes en la parte más superior de la Unidad Esquistos del Silgara y los Esquistos con granate, los cuales actúan como rocas encajantes de un dique Riolfítico del Jurásico Temprano; (B) Aspecto de detalle de Filitas del Silgara; (C) Aspecto de detalle del material ígneo del dique señalado en A; (D) Aspecto general de los Esquistos con Granate de la Unidad Esquistos del Silgara, mostrada en A. ....22

**FIGURA 3.** Aspecto de las litologías aflorantes en el sector de la MSP, a escala de microscopía óptica de luz transmitida. (A) y (B) Aspecto general de las litologías metamórficas (Filitas) del sector de la MSP (a escala de microscopía óptica) (muestras TMSP-1, en nicols paralelos; y TMSP-2, en nicols cruzados, respectivamente); se observa cuarzo, biotita, moscovita junto con opacos y hematita. (C) y (D). Aspecto a escala de microscopía óptica, de los diques riolfíticos. En éstas, se reconocen las texturas de embahiamiento y de intercrecimiento micrográfico (muestras TMSP-8 y TMSP-10). (E) y (F) Aspecto general de la litología metamórfica (Esquistos) aflorante en el sector de MSP (a escala de microscopía óptica) detallando el incremento de tamaño de la moscovita en la muestra TMSP-11 por interacción térmica del cuerpo intrusivo del Jurásico Temprano y en la muestra TMSP-4 se conservan sus características. Las abreviaturas fueron utilizadas según Kretz (1983). ....25

**FIGURA 4.** Diagramas de distribución de los elementos traza (a) Aracnograma y patrón de Tierras Raras de las rocas ígneas objeto de estudio (b) Diagramas normalizados según el Manto Primitivo y el Condrito C1, valores de (Sun and McDonough, 1989). (c) Clasificación química de los diques aflorantes en el sector de la MSP, basada en los elementos inmóviles (Winchester y Floyd, 1977). ....28

**FIGURA 5.** Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de los zircones analizados mediante U-Pb en la muestra TMSP-8. El número señalado en algunos zircones, indican la localización del spot de ablación, en donde se realizaron los análisis isotópicos. ....29

**FIGURA 6.** Edades U-Pb obtenidas a partir del análisis de circones de la muestra TMSP-8, mediante la técnica LA-ICP-MS ( $195.6 \pm 3.5/-2.6$  Ma); a) Diagrama concordia U-Pb a partir de circones, donde se muestran las diferentes edades heredadas y edad de cristalización del cuerpo granítico (s.l.) objeto de estudiado, b) Diagrama de distribución de los rangos de edades obtenidas a partir del análisis en las diferentes zonas al interior de los circones, en la cual se muestra la dominancia de las edades entorno a 195 Ma y, c) Diagrama de distribución de todas las edades obtenidas en los circones analizados (error 2s). .....31

## LISTA DE TABLAS

- Tabla 1.** Datos geoquímicos del cuerpo Riolítico, aflorante en el sector de la MSP (Municipio de Aratoca, Santander, Colombia).....38
- Tabla 2.** Resultados analíticos U-Pb en las diferentes zonas al interior de los circones estudiados en la muestra TMSP-8 y sus correspondientes edades. [COORDENADAS (Magna - Colombia - Bogotá) X: 1234191; Y: 1117081; Z: 1789].....39

# **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)\***

**Autor:** Juan Darío Carvajal Díaz\*\*

**Palabras Clave:** Diques Riolíticos, Macizo de Santander, U-Pb

## **RESUMEN**

En el sector de la Mesa de San Pedro (municipio de Aratoca; Macizo de Santander), afloran diques riolitoides porfiríticos, los cuales se emplazaron a lo largo de planos de falla de dirección aproximada E-W. Estos planos de falla, debieron afectar previamente a las rocas metamórficas de la unidad Esquistos del Silgará (unidad huesped de los diques riolíticos porfiríticos), invirtiendo su estructura tectónica. Esta inversión, se evidencia por la presencia de esquistos con granate y venas de cuarzo boudinadas (litologías propias de las partes intermedias de ésta secuencia metamórfica), cabalgando sobre filitas con biotita (litologías propias de las partes más altas de ésta secuencia metamórfica).

Los diques riolíticos antes mencionados, se consideran formados a partir de magmas generados en ambientes de subducción (subducción de Panthalassa por debajo de Sudamérica). Las edades obtenidas para estos diques riolíticos (195.6  $\pm$  3.5 – 2.6 Ma, Sinemurian; Jurásico Temprano), y las edades reportadas en estudios anteriores para diferentes cuerpos ígneos y formaciones sedimentarias presentes en el sector SW del Macizo de Santander, permiten correlacionar temporalmente estos diques del sector de la Mesa de San Pedro (MSP), tanto con los plutones de Pescadero y Mogotes, como con la formación Bocas (unidad sedimentaria con presencia de materiales volcánoclasticos). Apoyados en estos datos, es posible sugerir que los diques riolíticos del sector de la MSP, debieron formar parte de un paleo-sistema vulcano-plutónico (desarrollado durante el Jurásico Temprano), y debieron actuar como conductos que conectaban las cámaras magmáticas más profundas (hoy representadas en los plutones de Pescadero y Mogotes), con la superficie. En ésta última, en zonas de topografía negativa; localizadas hacia la periferia de las zonas de topografía positivas (paleo-edificios volcánicos del Jurásico Temprano), debieron acumularse materiales volcánoclasticos y sedimentarios, los cuales hoy se agrupan dentro de la denominada formación Bocas.

\*Trabajo de Grado

\*\*Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa

# **GEOLOGICAL STUDY OF THE EARLY JURASSIC IGNEOUS DYKES, OUTCROPPING IN THE SAN PEDRO'S PLATEAU SECTOR, ARATOCA'S TOWN (SANTANDER'S MASSIF, COLOMBIA)\***

**Author:** Juan Darío Carvajal Díaz\*\*

**Key Word's:** Rhyolitic dykes, Santander's Massif, U-Pb

## **ABSTRACT**

In the San Pedro's plateau sector (Aratoca's town; Santander's Massif) outcrop porphyritic rhyolitoid dykes, which were emplaced along fault planes E-W direction. This fault planes, should previously affect the metamorphic rocks of the Silgara Schist unit (host unit of the porphyritic rhyolitic dykes), inverting their thermal structure. This inversion, is evidenced by the presence of garnet schist and boudinage quartz veins (middle part lithology's of this metamorphic sequence), overlapping the biotitic phyllites (higher part lithology's of this metamorphic sequence).

The rhyolitic dykes mentioned before, it consider to be formed from subduction magmas environment (Panthalassa's subduction below SouthAmerica). The age yielded for this rhyolitic dykes (195.6 +3.5 – 2.6 Ma, Sinemurian; Early Jurassic), and the age reported by previous work's for different igneous body's and sedimentary formation's in the SW sector of the Santander's Massif, allow to temporarily correlate this dykes of the San Pedro's Plateau sector (MSP), also with the Pescadero and Mogotes plutons, with the Bocas formation (sedimentary unit with volcanoclastic material). Supported on this data, it's possible suggest that the rhyolitic dykes of the MSP sector, should made of a volcano-plutonic paleo-system (develop during the Early Jurassic), act as channel's that connect the lower magmatic chamber's (today represented by Pescadero and Mogotes plutons), with the surface. In this last one, located in negative topography zones; located at the edges of the positive topography (volcanic paleo-buildings of the Early Jurassic), must accumulate volcanoclastic and sedimentary materials, which today are grouped in the denominated Bocas formation

\*Grade Work, Modality: Investigation Research

\*\*Faculty of Physico-Chemical Ingeneering. Geology School. Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa

## INTRODUCCIÓN

En el Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia; ver **FIGURA 1**) se han identificado rocas ígneas relacionadas a diferentes eventos magmáticos, principalmente de edades Paleozóico, Triásico-Jurásico, Cretácico (?) y Neógeno (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973; Mendoza and Jaramillo, 1979; Hargraves *et al.*, 1984; Boinet *et al.*, 1985; Dorr *et al.*, 1995; Royero y Clavijo, 2001; Mantilla *et al.*, 2011; Mantilla *et al.*, 2013; Bissig *et al.*, 2013; Van Der Lelij, 2013).

Las rocas ígneas temporalmente relacionadas con los eventos magmáticos del Triásico-Jurásico (más concretamente Triásico Tardío-Jurásico Temprano), se presentan fundamentalmente a manera de batolitos, stocks, diques y ocasionalmente como flujos lávicos y rocas volcanoclásticas (Ward *et al.*, 1973; Royero y Clavijo, 2001). En términos generales, los batolitos, stocks y diques, se suelen presentar mayoritariamente al este de de la Falla de Bucaramanga (estructura tectónica que divide el dominio del Macizo de Santander-MS-, y el dominio de la cuenca del Valle medio del río Magdalena), mientras que un número comparativamente menor de stocks, diques, flujos lávicos y materiales volcanoclásticos, suele ser más comunes en áreas localizadas al oeste de ésta falla. Esta particularidad, hace que el MS sea un área atractiva para estudiar los diferentes procesos magmáticos que tienen lugar a diferentes profundidades de la corteza. En otras palabras, un buen conocimiento geológico de cuerpos ígneos concretos del MS; empleados a diferentes profundidades y relacionados temporal- y

especialmente; asociados entre sí, por haber formado parte de alguno de los diferentes sistemas volcano-plutónicos desarrollados durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano, aportaría una información geológica muy valiosa, de enorme utilidad tanto petrogenética, como eventualmente metalogénica. Para poder alcanzar o desarrollar éste objetivo (*ingente tarea*), es evidente que previamente se debe establecer de manera más precisa, entre otros aspectos, la edad y las características petrográficas y geoquímicas de diferentes cuerpos ígneos aflorantes en el MS, concretamente de aquellos cuerpos ígneos que, por sus relaciones de campo o dataciones previas, estén relacionados con el intervalo de tiempo Triásico Tardío-Jurásico Temprano. En éste sentido, resulta evidente la importancia de (re)-muestrear y (re)-datar la mayor variedad de cuerpos ígneos presentes en el MS, utilizando técnicas geocronológicas, especialmente aquellas desarrolladas más recientemente, debido a que gran parte de las edades reportadas para éstos cuerpos (especialmente anteriores al año 1995), se fundamentan en estudios geocronológicos K-Ar y Rb-Sr. Aunque la utilidad de estos últimos datos en ningún momento se esta desvirtuando, es evidente que éstas técnicas presentan algunas limitaciones técnicas e interpretativas (Faure and Mensing, 2005).

Con el propósito de aportar conocimiento geológico que permita entender mejor la historia magmática del MS (con especial énfasis en el magmatismo del Jurásico Temprano), y contribuir a la *ingente tarea* antes mencionada (la cual, como es evidente, esta fuera del alcanza de éste estudio), se realizó el presente estudio. En el marco de éste, se realizaron dataciones U-Pb en circones, y se analizó la petrografía y la geoquímica de algunas manifestaciones de rocas ígneas, presentes a manera de diques en el sector de la Mesa de San Pedro (Municipio de Aratoca, Departamento de Santander; ver **FIGURA 1**).

## 1. ANTECEDENTES Y CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Con el propósito de contextualizar la geología del área objeto de estudio, en éste apartado se presentarán primero algunos rasgos muy generales sobre la Cordillera Oriental de Colombia, para posteriormente referirnos a la geología del MS, y finalmente hacer mención de los rasgos más relevantes que caracterizan la geología del sector de la Mesa de San Pedro (MSP): área en la cual se enfoca el presente estudio.

En la Cordillera Oriental de Colombia se presentan al menos cuatro macizos, en los cuales afloran rocas del basamento cristalino (rocas metamórficas del Pre-Devónico y rocas ígneas fundamentalmente de edad Pre-Cretácico). Estos macizos son los siguientes, de sur a norte: Garzón, Quetame, Floresta y Santander (Case *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Restrepo-Pace *et al.*, 1997).

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 Cediell., 2010; Mantilla *et al.*, 2012; otros). Con éste último evento metamórfico (Quetame-Caparonensis, considerado de edad Ordovícico Temperano), se relacionan igualmente unas litologías, filitas principalmente, agrupadas dentro de las denominadas Metasedimentitas de Gauca y La Virgen (Royero y Clavijo, 2001; Clavijo *et al.*, 2008).

Además de los eventos tectono-termales anteriormente mencionados (Grenviliano y Quetame-Caparonensis), no se descarta una posible sobre-imposición de eventos aún más jóvenes (eventos de metamorfismo regional y/o dinamo-térmicos post-Devónicos), los cuales pudieron haber afectado algunos sectores concretos del MS, teniendo en cuenta la existencia de algunas litologías metamórficas (principalmente filitas), como aquellas agrupadas en la denominada formación Mogotes (término propuesto en

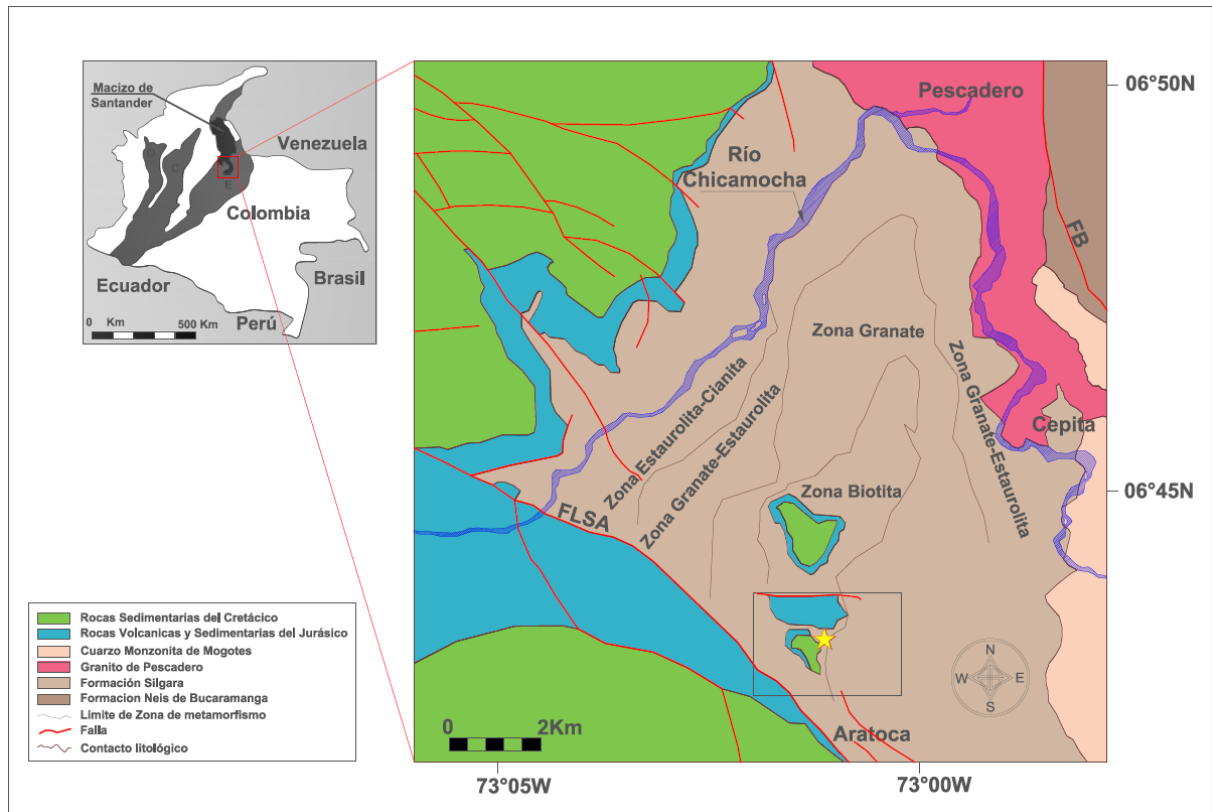
reemplazo de la “Formación Floresta Metamorfoseada”, en el sentido de Ward *et al.* 1973), en las cuales se reporta la presencia de fósiles deformados de braquiópodos (del genero *Productus* sp.) y crinoideos del Paleozoico Tardío (Moreno *et al.*, 2005).

Entre las rocas ígneas presentes en el MS, se reconocen: (1) un grupo de litologías de composiciones principalmente granitoides y gabros, con edades que abarcan tanto el Paleozóico Temprano, como el Paleozóico Tardío (Ulloa y Rodriguez, 1982; Boinet *et al.*, 1985; Ujueta, 1991; Royero y Vargas, 1999; Royero y Clavijo, 2001; Restrepo-Pace y Cediell., 2010); (2) un conjunto de rocas graníticas de edades Tríasico Tardío-Jurásico Temprano, ampliamente distribuidas en todo el MS, las cuales se presentan a manera de batolitos, stocks, diques, flujos lávicos y materiales volcanoclásticos y volcanosedimentarios, como ya se ha mencionado (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973; Door *et al.*, 1995; Royero y Clavijo, 2001; Mantilla *et al.*, 2013; Van Der Lelij, 2013); (3) algunos diques riolíticos porfiríticos (y posiblemente también presencia de algunos diques de diabasas), al parecer del Cretácico Inferior (?), según dataciones K-Ar en sanidinas obtenidas a partir de diques porfiríticos del sector de Ocaña (Ward *et al.*, 1973) y; (4) presencia de rocas félsicas porfiríticas, aflorantes principalmente a manera de diques (localmente hasta de 1 km de diámetro), las cuales se relacionan 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).

Entre las unidades de rocas sedimentarias aflorantes en el MS, destacan aquellas de edad Paleozóico (del Devónico Medio y Superior, Carbonífero y Permico); las cuales cubren las rocas metamórficas y algunas unidades de rocas ígenas anteriormente mencionadas; y confinadas al apreocer a los extremos W y E del MS (Clavijo 1994; Royero y Clavijo, 2001).

Rocas sedimentarias del Mesozóico, formadas en ambientes mayoritariamente continentales, con algunos materiales volcanoclasticos y/o volcanosedimentarios, han sido agrupas dentro de las Formaciones Jordán y Girón (de edades Jurásico Medio y

Tardío, respectivamente). Estas formaciones, se encuentran localmente cubriendo las litologías metamórficas e ígneas anteriormente mencionadas (Bayona *et al.*, 2006).



**FIGURA 1.** Esquema geológico simplificado del sector SW del Macizo de Santander (esquema integrado a partir de la geología documentada en Ward *et al.* 1973 y Ríos, 2001). El rectángulo señalado en el esquema, muestra el área en la cual se desarrolló el presente estudio (Mesa de San Pedro, Municipio de Aratocha). FB: Falla de Bucaramanga; FLSA: Falla Los Santos-Aratocha; Estrella amarilla: localización de los materiales ígneos (presentes a manera de diques), estudiados en el presente trabajo.

Una unidad de rocas, agrupadas dentro de la denominada formación Bocas; compuesta de materiales siliciclásticos, propios de un registro sedimentario de ambientes tanto continental y marginal, de grano grueso a fino, y con presencia ocasional de materiales efusivos, volcanoclásticos y volcanosedimentarios felsicos; ha sido considerada de edad tanto Jurásico, como del Paleozóico Tardío? (Ward *et al.*, 1973; Bayona *et al.*, 2006). De abarcar las dos edades mencionadas, ésta unidad estaría reflejando una extensa historia geológica, tanto previa, como cohetánea con los eventos magmáticos

del intervalo Triásico Tardío-Jurásico Temprano anteriormente referidos. Sin embargo, una edad ligeramente más precisa para la formación Bocas, fue asignada por Remy *et al.*, (1975), apoyándose en la presencia de flora fósil de tipo *Phlebopteris Branneri* y *Classopollis*. Según estos autores, la secuencia de litologías agrupadas dentro de la Formación Bocas, al menos en el marco del MS, es de edad Jurásico Temprano. En éste último sentido, resulta importante señalar que ésta unidad sedimentaria, debió por consiguiente depositarse, mientras que simultáneamente se desarrollaba(n) el (los) sistema(s) volcánico-plutónico(s) del Jurásico Temprano. Éste último, relacionado especialmente con magmas muy diferenciados (felsicos), ligeramente peraluminicos, y desarrollados en un contexto de subducción (dado su carácter calco-alcalino), tal como se ha documentado en Mantilla *et al.*, (2013), entre otros.

Las unidades de rocas anteriormente mencionadas, se encuentran localmente cubiertas por litologías sedimentarias de edad Cretácico, las cuales se depositaron en ambiente fundamentalmente marino (Villamil, 1999).

En el contexto antes mencionado, el sector de la Mesa de San Pedro (MSP) se caracteriza por presentar rocas principalmente metamórficas; correlacionables con la unidad Esquistos del Silgará (pre-Devónicas); y en menor medida rocas sedimentarias, volcanoclásticas y volcanosedimentarias de la Formación Bocas (Paleozóico Tardío-Jurásico), y diques félsicos que cortan las litologías metamórficas ya mencionadas. Una descripción más detallada sobre las variedades litológicas aflorantes en la MSP, y la relación entre éstas, se describe en los siguientes apartados. Los diques de rocas ígneas, identificados y estudiados en el marco del presente trabajo, preliminarmente se relacionaron con los eventos magmáticos del intervalo Triásico Tardío-Jurásico Temprano ya referidos (más concretamente con el Jurásico Temprano, tal como se documentará más adelante), considerando especialmente sus relaciones de campo y su similitud con otras litologías ígneas datadas en el MS (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973; Door *et al.*, 1995; Royero y Clavijo, 2001; Mantilla *et al.*, 2013; Van Der Lelij, 2013).

## 2. MÉTODOS ANALÍTICOS

Los métodos analíticos utilizados en el marco del presente estudio, fueron fundamentalmente los siguientes: (a) Microscopía Óptica; (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*).

Un difractómetro 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 (ver especificaciones analíticas en:

[www.uis.edu.co/webUIS/es/investigacionExtension/acreditacionLaboratorios/laboratorioDifraccion/serviciosPrestados.html](http://www.uis.edu.co/webUIS/es/investigacionExtension/acreditacionLaboratorios/laboratorioDifraccion/serviciosPrestados.html)).

Los análisis de litogeoquímica en roca total, se realizaron en los laboratorios *Acme Analytical Laboratories Ltd.*, siguiendo las especificaciones ofrecidas en los paquetes analíticos con códigos 4AB1 (*Whole Rock Analysis of Majors and Trace Elements*). Las especificaciones de los procedimientos analíticos empleados, se documentan en la siguiente página web del mencionado laboratorio: ([http://acmelab.com/pdfs/Acme\\_Price\\_Brochure.pdf](http://acmelab.com/pdfs/Acme_Price_Brochure.pdf)).

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. Relaciones litológicas

Tal como se ha mencionado anteriormente, en el sector de la MSP (Municipio de Aratoca), afloran rocas fundamentalmente metamórficas de la unidad Esquistos del Silgará (pDs), considerada como generada durante la orogenia Famatiniana (localmente denominada Quetame-Caparonensis; Restrepo-Pace y Cediell, 2010; Mantilla *et al.*, 2012). Las rocas de ésta unidad, aflorantes en el MS, han sido interpretadas como una secuencia metamórfica que alcanzó el campo de facies esquistos verdes, e incluso facies anfibolita (Ward *et al.*, 1973; Ríos, 2001; Castellanos *et al.*, 2004). En éste contexto, merece la pena nuevamente señalar, que no se descarta que éstas litologías hayan sufrido una sobre-imposición de eventos tectonotermales más jóvenes (?), debido a las razones previamente mencionadas en el apartado 'Antecedentes y Contexto Geológico Regional'.

Estudios geológicos previos, realizados por Ward *et al.*, (1973), Ríos (2001) y Castellanos *et al.*, (2004), entre otros, señalan que las rocas metamórficas de la unidad Esquistos del Silgará, aflorantes en éste sector de la MSP, se componen mayoritariamente de filitas, y han sido consideradas como las litologías con menor grado de metamorfismo de ésta unidad, en comparación con aquellas rocas aflorantes en el sector de Pescadero (Esquistos), localizado a unos 12 km al norte de la MSP. La estructura termal definida por Ríos (2001), para ésta unidad metamórfica en el tramo Pescadero-Aratoca, con base en la presencia de minerales metamórficos índices, muestra la existencia de una zona con silimanita en la parte más basal (sector de Pescadero), seguida de las zonas de la estauroлита-cianita y granate, y finalmente la zona de la biotita (ver **FIGURA 1**), en la parte más superior (sector MSP).

Según Mantilla *et al.*, (2003), la unidad Esquistos del Silgará presenta bandas de cizallamiento, las cuales se confinan especialmente hacia el límite entre las zonas

metamórficas de la estaurolita-cianita y el granate, y al interior de cada una de éstas zonas metamórficas, aunque menos desarrolladas(?). La deformación dúctil responsable de la formación de éstas bandas de cizallamiento (con presencia de estructuras tales como lineaciones, sombras de presión, pliegues isoclinales recumbentes, elongación de granates, otros), se considera desarrollada durante el Paleozóico Tardío. Una característica macroscópica distintiva de estas bandas de cizallamiento, además de las ya citadas, es la profusión de venas de cuarzo boudinadas (paralelas a la foliación regional). Por esta razón, éstas venas de cuarzo boudinadas suelen estar prácticamente ausentes en la zona de la biotita (Mantilla *et al.*, 2003).

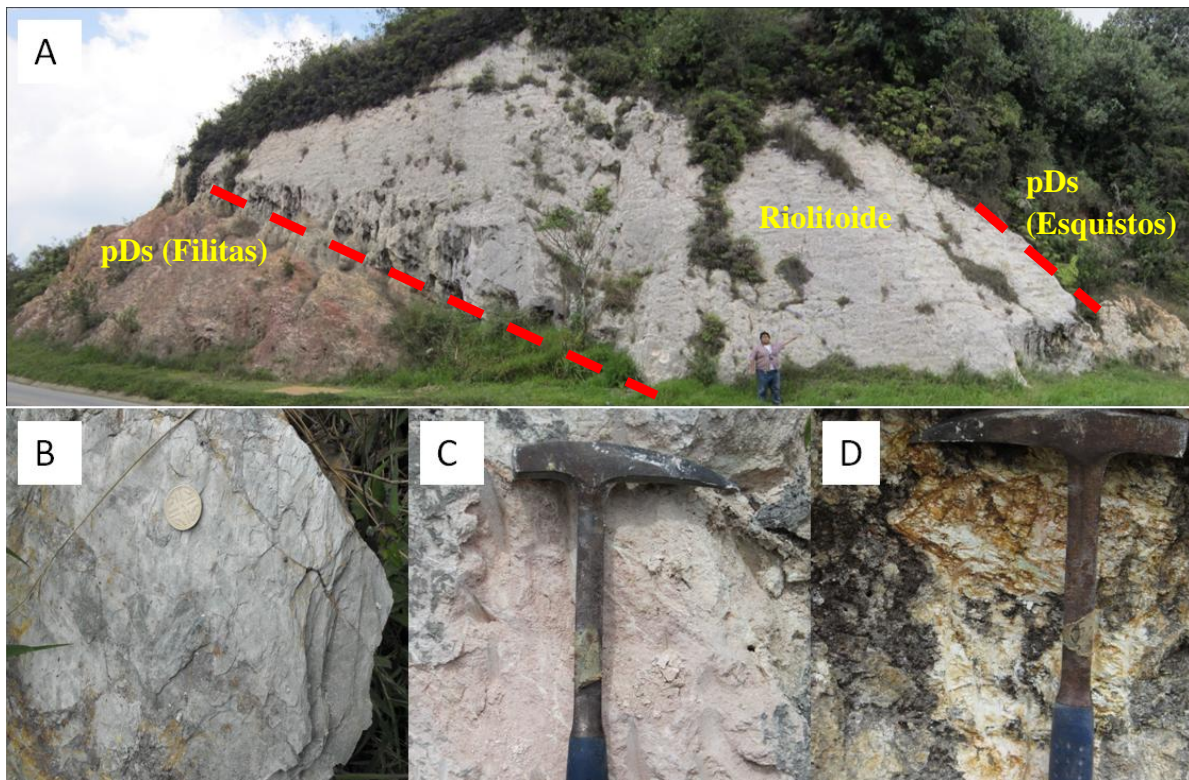
Las primeras observaciones de campo desarrolladas en el marco del presente estudio, permitió reconocer una marcada diferencia en la geología y la estructura termal propuesta para el sector de la MSP. Esto, debido a: (1) la presencia de esquistos micáceos con granate (hacia el sur del sector conocido como vereda Tierra Blanca, Municipio de Aratoca; por la vía Bucaramanga-Bogotá, más concretamente al sur del parador homónimo); los cuales localmente presentan algunas venas de cuarzo boudinadas, similares a las descritas en Mantilla *et al.*, (2003) y; (2) la presencia de rocas aflorantes inmediatamente al norte del punto de referencia antes citado (localizado prácticamente a la misma cota), compuestas exclusivamente de filitas, típicas de las litologías de más bajo grado de metamorfismo. Este contraste litológico mencionado, se interpretó como una evidencia de falla, la cual debió favorecer el levantamiento del bloque localizado al sur, y por consiguiente invirtiendo la estructura termal mencionada en los estudios anteriores ya citados. Esta inversión termal, se evidencia a escala de afloramiento, considerando que los esquistos con granates y puntualmente con venas de cuarzo boudinadas, se presentan suprayaciendo (cabalgando) las litologías filíticas (ver **FIGURA 2**).

Rocas de ígneas de composición riolítica, presentes a manera de diques que forman cuerpos tabulares de unos 9-10 metros de espesor, y confinados hacia la zona de contacto fallado que separa las dos litologías metamórficas antes mencionadas, son

observados igualmente en ese sector referido de la MSP. El contacto entre las litologías ígneas y metamórficas es neto. Estas litologías riolíticas presentan un color rosado claro, textura porfírica con fenocristales de cuarzo que varían de 1 a 4 mm de longitud, feldespatos potásicos y plagioclasa en menor cantidad (minerales muy mal preservados, debido a la intensa alteración de la roca) y muscovita. Debido a la intensa alteración argílica que presenta la roca (al parecer relacionada con procesos de alteración supergénica), éstos materiales ígneos suelen ser muy deleznable, y suelen presentar abundante cantidad de caolinita. Una caracterización mineralógica más detallada de estos materiales neoformados por alteración supergénica, se presentará en el siguiente apartado.

La presencia de rocas sedimentarias en inmediaciones al sector previamente referido de la MSP, es igualmente observada. Sin embargo, no es posible establecer ninguna relación de corte entre ésta formación y los diques riolíticos. Solo se evidencia claramente la disposición discordante de ésta unidad sedimentaria, respecto a las rocas metamórficas del Silgará, especialmente sus litologías filiticas.

A continuación se documentarán algunos rasgos mineralógicos y petrográficos de los materiales rocosos muestreados en el área objeto de estudio, y analizados mediante microscopía óptica y DRX.



**FIGURA 2.** Imágenes ilustrativas de las relaciones litológicas observadas en la parte central de la Mesa de San Pedro (Vereda Tierra Alta, Municipio de Aratoca). (A) Relación entre las Filitas presentes en la parte más superior de la Unidad Esquistos del Silgara y los Esquistos con granate, los cuales actúan como rocas encajantes de un dique Rioloide del Jurásico Temprano; (B) Aspecto de detalle de Filitas del Silgara; (C) Aspecto de detalle del material ígneo del dique señalado en A; (D) Aspecto general de los Esquistos con Granate de la Unidad Esquistos del Silgara, mostrada en A.

### 3.2. Datos Petrográficos y de DRX

El estudio microscópico de las rocas de más bajo grado de metamorfismo (filitas), observadas en la MSP, permitió reconocer la presencia de una foliación metamórfica regional, con la cual se asocian blastos muy finos de moscovita y clorita (textura lepidogranoblastica). Estos materiales metamórficos alcanzan condiciones de metamorfismo propias de las facies Esquistos Verdes (zona de la Biotita) debido a su paragénesis  $Qtz + Ms + Pl \pm Bt$ . Estas litologías presentan estructuras de microplegamientos en el clivaje asociado a las bandas de moscovita y microlitones asociado al cuarzo (ver **FIGURA 3. A-B**). Los análisis de DRX, permitieron reconocer la presencia de cuarzo, microclina,

sanidina, albita, clinocloro, moscovita y moscovita ferrica (muestras TMSP-1; TMSP-2; TMSP-7). Así como caolinita, la cual es producto de la meteorización del feldespato potásico (**ANEXO**). Los Esquistos del Silgara presentan blastos de grano fino, características denotadas por una textura esquistosa o *slaty cleavage* (granolepidoblastica), y se consideran que alcanzaron condiciones de metamorfismo propias de las facies Esquistos Verdes (zona del Granate), debido a la paragénesis Qtz + Ms + Pl ± Grn. Por otro lado, en estas litologías se observan algunos micropliegues asociados a las bandas micáceas (ver **FIGURA 3. E-F**), la pequeña cantidad evidenciada de granate puede estar asociada a una zona de transición entre la zona de la Biotita y la zona del Granate o lixiviación del mismo por fluidos percolantes. Los análisis de DRX realizados en estas litologías, permitieron reconocer los siguientes minerales: cuarzo, microclina, moscovita, moscovita ferrica, hematita, anatasa y caolinita (**ANEXO**).

La relación antes mencionada, entre las litologías metamórficas filíticas y esquistosas, permitir establecer la existencia de una clara inversión termal para éste sector de la MSP. Éste hecho, se evidencia, entre otros aspectos, debido a que los esquistos se presentan suprayaciendo a las filitas. Entre estas dos litologías, se observan los materiales ígneos presentes a manera de diques ya referidos.

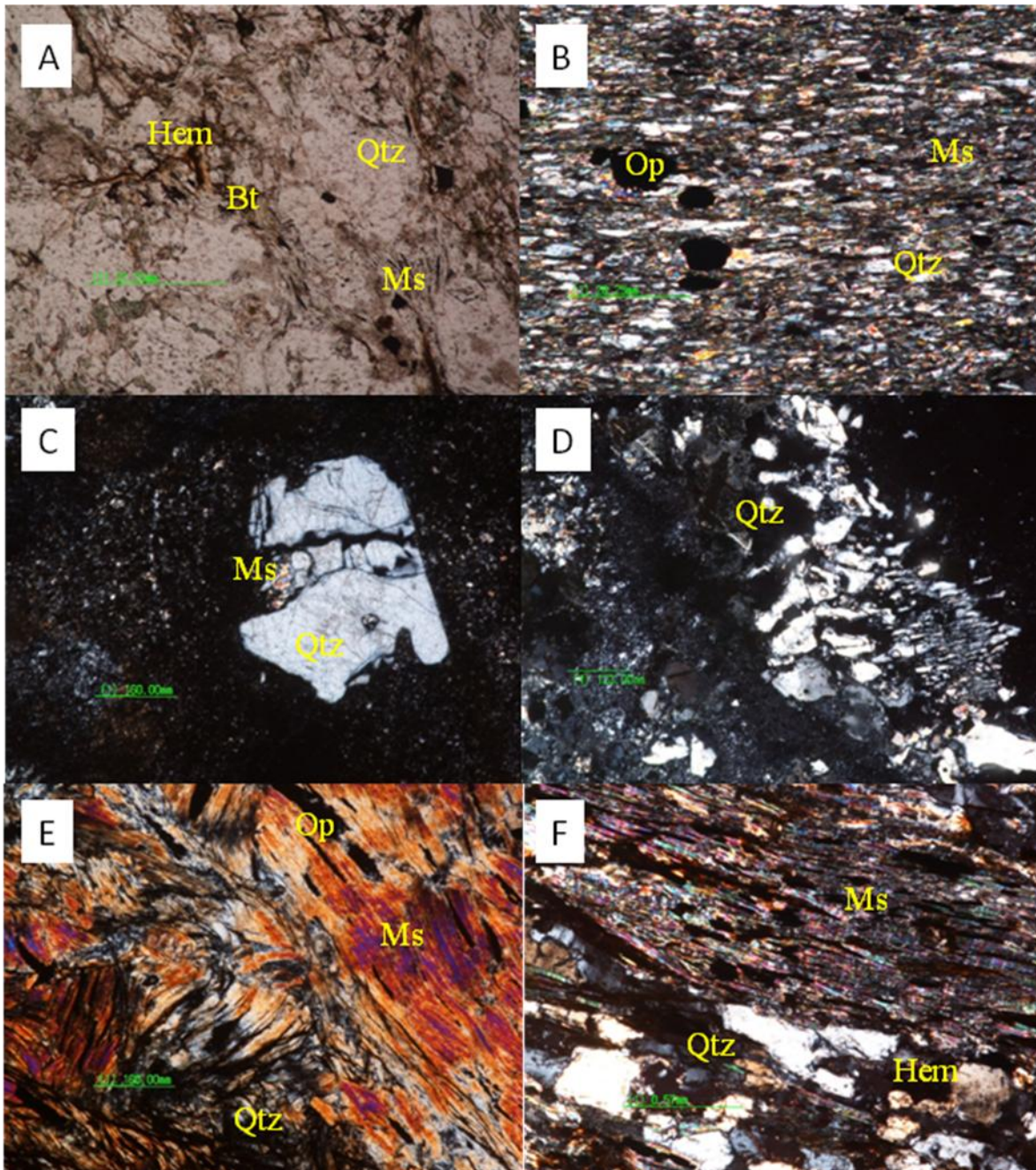
El material ígneo aflorante en el sector de la MSP, desde el punto de vista de su composición modal (diagrama QAPF, Streckeisen, 1974), se clasifica como un Riolitoide, con textura porfiritica. La matriz de ésta litología es de grano muy fino, y se encuentra intensamente alterada a caolinita. Entre los fenocristales observados, destacan principalmente el cuarzo, feldespato potásico y cristales accesorios de moscovita. Los cristales de cuarzo presentan formas subhedrales a euhedrales, con relieve moderado, colores de interferencia de primer orden y embahiamientos típicos de cuarzos de rocas subvolcanicas. Este mineral, suele igualmente estar presente, formando una textura micrográfica junto al feldespato potásico, la cual se interpreta como formada por procesos de despresurización adiabática del magma felsico (rápido

ascenso del magma hacia la superficie). El feldespato potásico se presenta a manera de cristales subhedrales, con relieve moderado y colores de interferencia de primer orden, los cuales se encuentran intensamente reemplazados a caolinita. La muscovita se presenta como cristales alargados, con bordes dentados y relieve moderado a bajo, y con colores de interferencia de tercer orden. Esta última se presenta formando fenocristales y localmente formando parte de una textura poiquilítica, a manera de cristales englobados por cuarzo (ver **FIGURA 2 A-C, 3B-C**).

Una abundante cantidad de caolinita (derivada de procesos de alteración supergénica) se reconoce en lámina delgada, en donde se presenta como agregados microcristalinos, con colores de interferencia de primer orden.

Tal como se mencionó anteriormente, desde el punto de vista modal, ésta roca se clasifica como Riolitoide. Los análisis de DRX de estas litologías (muestras TMSP-8; TMSP-10), permitieron reconocer la presencia de cuarzo, moscovita, caolinita y óxidos de titanio (anatasa) (**ANEXO**).

La presencia de caolinita en las litologías ígneas mencionadas, se asocian con procesos de alteración hidrotermal argilica (de origen supergeno), y considerada como generada a partir de la degradación del feldespato potásico, principalmente. En éste sentido, merece la pena igualmente destacar la presencia localizada de Anatasa y Hematita (DRX), la cual observa puntualmente, rellanando fracturas, seguramente debido a la percolación de fluidos meteóricos descendentes.



**FIGURA 3.** Aspecto de las litologías aflorantes en el sector de la MSP, a escala de microscopía óptica de luz transmitida. (A) y (B) Aspecto general de las litologías metamórficas (Filitas) del sector de la MSP (a escala de microscopía óptica) (muestras TMSP-1, en nicols paralelos; y TMSP-2, en nicols cruzados, respectivamente); se observa cuarzo, biotita, moscovita junto con opacos y hematita. (C) y (D). Aspecto a escala de microscopía óptica, de los diques riolíticos. En éstas, se reconocen las texturas de embahiamiento y de intercrecimiento micrográfico (muestras TMSP-8 y TMSP-10). (E) y (F) Aspecto general de la litología metamórfica (Esquistos) aflorante en el sector de MSP (a escala de microscopía

óptica) detallando el incremento de tamaño de la moscovita en la muestra TMSP-11 por interacción térmica del cuerpo intrusivo del Jurásico Temprano y en la muestra TMSP-4 se conservan sus características. Las abreviaturas fueron utilizadas según Kretz (1983).

### 3.3. Datos litogeoquímicos

Cinco muestras de rocas ígneas y metamórficas fueron colectadas en el marco del presente estudio para análisis geoquímicos de roca total, tomadas concretamente del sector localizado frente al parador Tierra Blanca (Vereda Tierra Blanca, sector MSP, municipio de Aratoca). Éste último, se localiza sobre el margen izquierdo de la vía que comunica Bucaramanga – Aratoca (ver **FIGURA 1**). Debido al enfoque del presente estudio, solo se relacionan los resultados de geoquímica de roca total de dos muestras representativas del material riolítico porfirítico presente a manera de diques (TMSP-8 y TMSP-10).

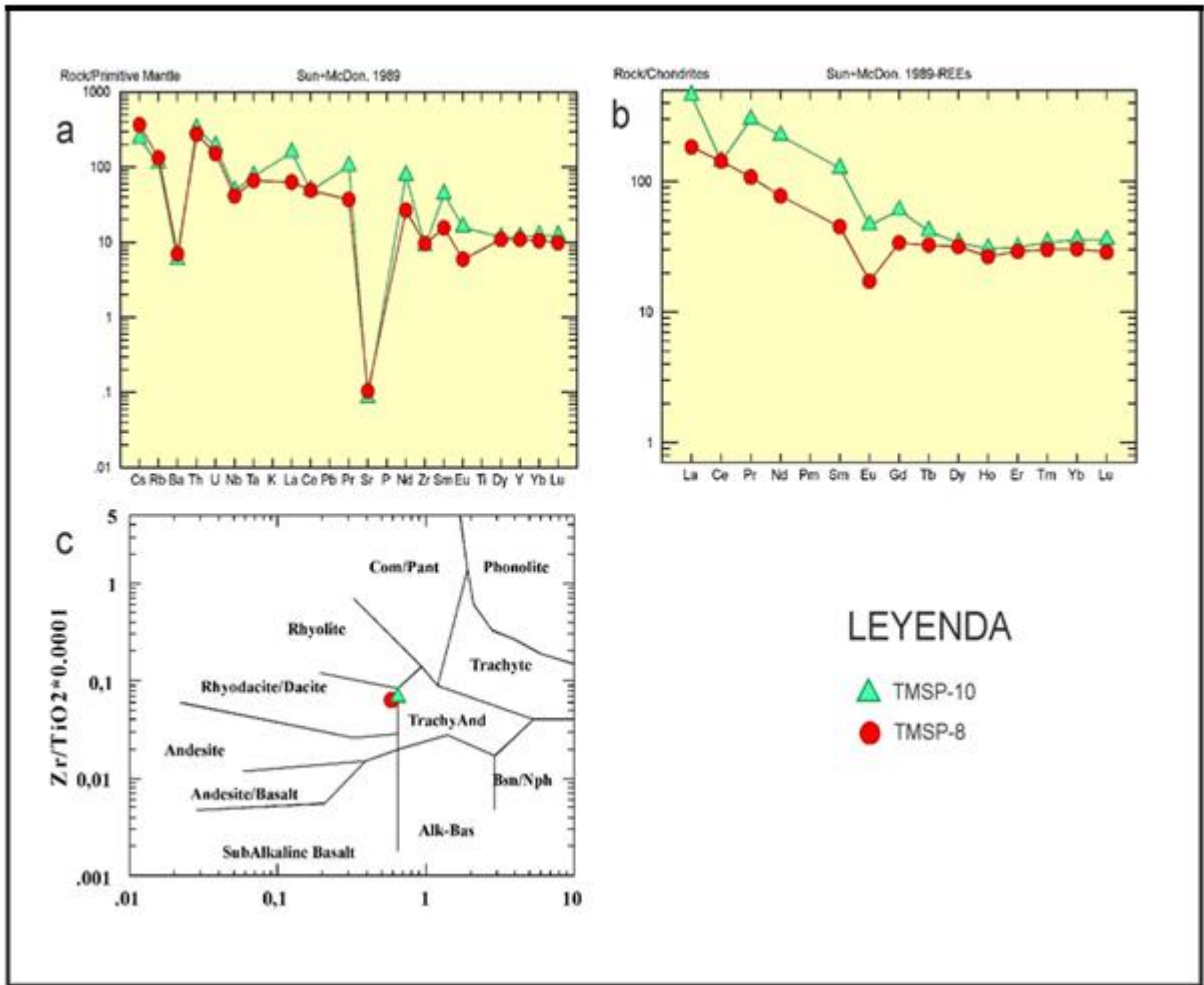
Los datos obtenidos por medio del análisis geoquímicos de roca total, se sometieron inicialmente a un test de alteración (siguiendo el procedimiento propuesto por Davies and Whitehead (2006), para fines de poder identificar las muestras que han sufrido mayor grado de pérdida o ganancia de elementos LILE (re-movilización de elementos), a consecuencia de posibles procesos de alteración hidrotermal y supergénica.

Apoiados en éste “*test de alteración*”, el cual considera las relaciones  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (en valores molares), se pudo establecer que el cuerpo intrusivo estudiado presenta alteración de tipo argílica. En éste sentido, se puede inferir que las muestras TMSP-10 y TMSP-8, presentan un alto grado de re-movilización de elementos litofilos y deben ser consideradas como poco confiables durante los procesos de análisis que involucraban elementos LILE (Large Ion Lithophil Elements). En vista que los analitos no pasaron el test de alteración, solo es posible proceder con el tratamiento de sus datos, utilizando solo los elementos HFSE (High Field Strength Elements) y REE (Rare Earth Elements), considerando que éstos se comportan como elementos inmóviles frente a procesos de alteración hidrotermal y supergénica (Rollinson, 1993; Hollings and Wymann, 2005).

En el contexto antes mencionado, se procedió a clasificar las rocas ígneas presentes a manera de diques del sector de la MSP, utilizando las relaciones Zr/Ti vs. Nb/Y propuesto por Winchester y Floyd (1977). Apoyados en éstas relaciones, estos materiales ígneos se proyectan muy cerca del punto triple que separa los campos de las rocas riolíticas, de las rocas Riodacitas y Dacito-traquiandesitas (ver **FIGURA 4c**).

El Patrón de las Tierras Raras (REE) de las muestras analizadas (ver **FIGURA 4b**), normalizados respecto al condrito C1 (valores reportados Sun y McDonough, 1989) (ver **FIGURA 4a**), muestran un enriquecimiento en Tierras Raras Ligeras (LREE) y comportamiento casi plano para las Tierras Raras Pesadas (HREE). Estas características de los patrones de REE, permiten sugerir que el granate no fue una fase residual importante, y por consiguiente, la fuente de los magmas debe estar relacionada con sectores del manto más somero (manto con espinela o plagioclasa). También se puede observar que en el diagrama se muestra una notoria anomalía negativa en Eu ( $Eu_N/\sqrt{Sm_N \cdot Gd_N}$ ), con valores entre 0.4 - 0.52, lo cual sugiere que hubo un fraccionamiento de la plagioclasa. Esto a su vez, implica que los magmas asociados debieron tener muy bajos contenidos de agua.

La presencia de moscovita ígnea en estas litologías, sugiere que las rocas ígneas objeto de estudio, son rocas de naturaleza peralumínica.



**FIGURA 4.** Diagramas de distribución de los elementos traza (a) Aracnigrama y patrón de Tierras Raras de las rocas ígneas objeto de estudio (b) Diagramas normalizados según el Manto Primitivo y el Condrito C1, valores de (Sun and McDonough, 1989). (c) Clasificación química de los diques aflorantes en el sector de la MSP, basada en los elementos inmóviles (Winchester y Floyd, 1977).

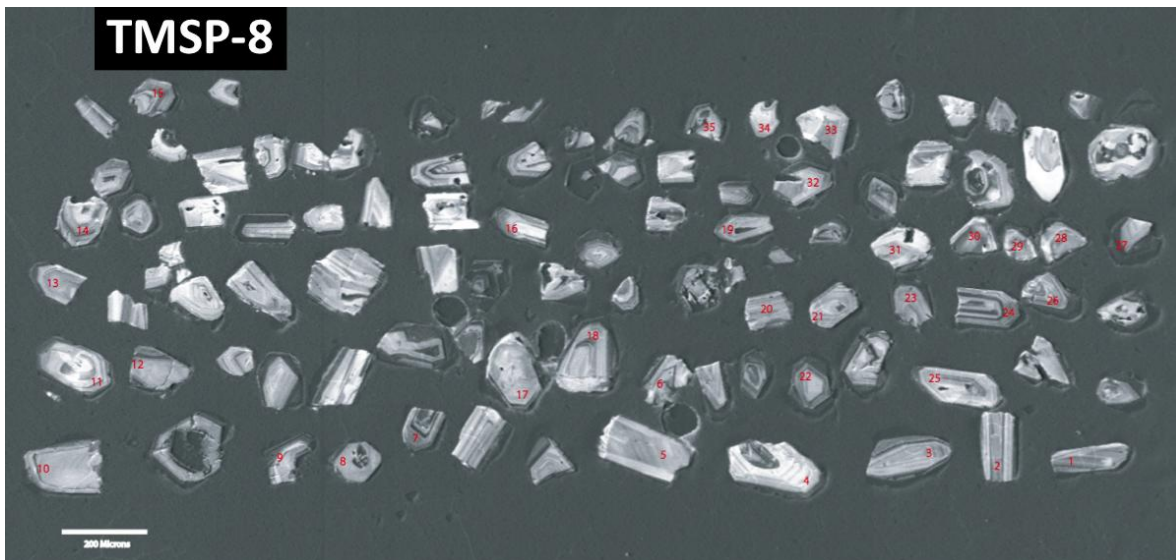
### 3.4. Geocronología

Los datos analíticos y las relaciones isotópicas U-Pb determinadas en las diferentes zonas de crecimiento de los circones analizados mediante LA-ICP-MS (muestra TMSP-8; **FIGURA 5**; **TABLA 2**), indican la presencia de por lo menos dos grupos de edades: (a) uno conformado por veintiuno (21) de los treinta y tres (33) análisis realizados ( $\approx 64$  % del total de los análisis, en el cual las edades abarcan un rango de valores entre

200.7±2.9 y 167.1±1.7 Ma y; (b) otro grupo conformado por doce (12) de los treinta y tres análisis (33) efectuados (~36% del total de los análisis), en el cual las edades abarcan un rango de valores entre 307.2±6.9 Ma y 204.1±2.4 Ma.

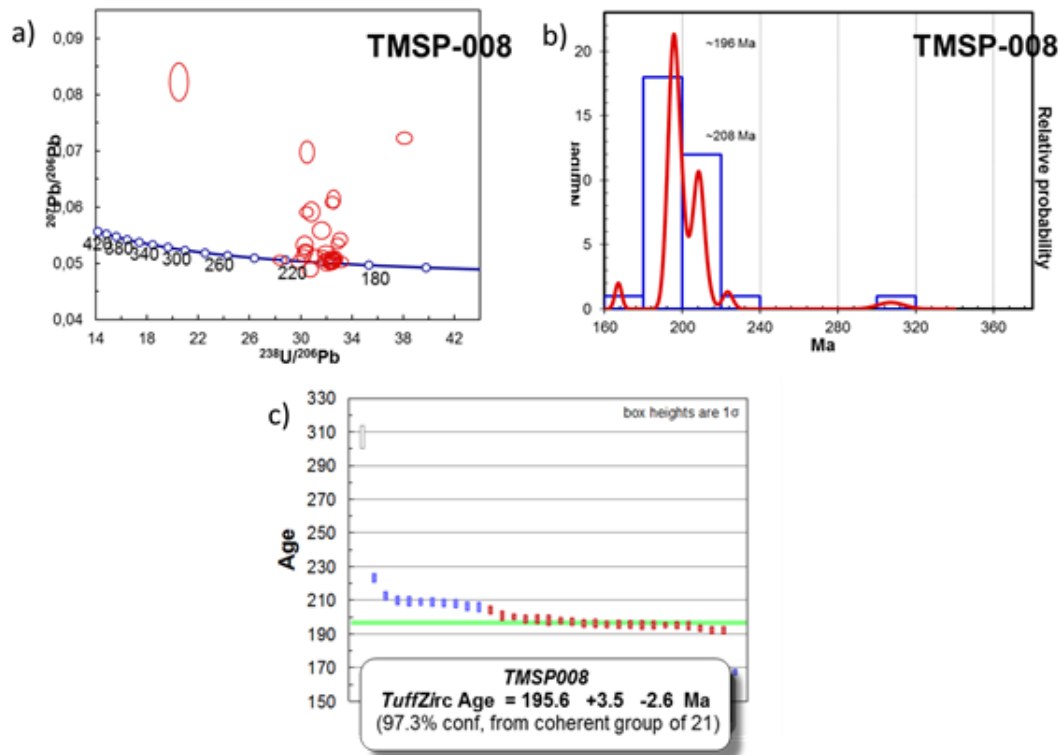
El primer grupo de edades antes mencionado, presenta un rango de edades claramente relacionado con la cristalización de la masa granítica, la cual fue determinada en 195.6 +3.5/-2.6 Ma, luego de considerar los errores analíticos y sistemáticos (ver **FIGURA 6c y TABLA 2**). Ésta edad absoluta aquí reportada (195.6 +3.5/-2.6 Ma), coincide con el magmatismo del Jurásico Temprano, reportado en varios sectores del Macizo de Santander (Mantilla *et al.*, 2013; Van Der Lelij, 2013), el cual se caracteriza por ser de afinidad ligeramente peraluminica.

En el segundo grupo de edades mencionado, es posible diferenciar: (1) una edad de 307.2±6.9 Ma; (2) otra de 223.2±2.6 Ma y; (3) un grupo con diez edades en un rango de valores entre 204.1±2.4 y 212.4±2.7 Ma (**TABLA 2**).



**FIGURA 5.** Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de los zircons analizados mediante U-Pb en la muestra TMSP-8. El número señalado en algunos zircons, indican la localización del spot de ablación, en donde se realizaron los análisis isotópicos.

Considerando los rangos de edades mencionados, es posible sugerir que la edad de  $307.2 \pm 6.9$  Ma aquí obtenida (Pensilvaniano, Carbonífero Tardío), puede estar representando una herencia de circones derivados de rocas ígneas más antiguas (relativamente poco documentada en el contexto del Macizo de Santander), aunque no se descarta igualmente que éste valor represente una mezcla de edades (posibles edades obtenidas en zonas intermedias de circones zonados). La edad obtenida, con un valor de  $223.2 \pm 2.6$  Ma (Inicios del Triásico Tardío-Carnian) y el grupo de edades con valores entre  $204.1 \pm 2.4$  y  $212.4 \pm 2.7$  Ma (Mediados del Triásico Tardío–Norian), parecen representar claramente una herencia de circones derivados de rocas ígneas más antiguas, de edad Triásico Tardío, las cuales están ampliamente distribuidas en el Macizo de Santander, y en otros sectores de los Andes septentrionales (Ward *et al.*, 1973; Goldsmith, 1975; Restrepo-Pace *et al.* 1997; Cordani *et al.* 2005; Vinasco *et al.*, 2006; Horton *et al.*, 2010; Ayala *et al.*, 2012; Van Der Lelij, 2013).



**FIGURA 6.** Edades U-Pb obtenidas a partir del análisis de circones de la muestra TMSP-8, mediante la técnica LA-ICP-MS ( $195.6 \pm 3.5/-2.6$  Ma); a) Diagrama concordia U-Pb a partir de circones, donde se muestran las diferentes edades heredadas y edad de cristalización del cuerpo granítico (*s.l.*) objeto de estudiado, b) Diagrama de distribución de los rangos de edades obtenidas a partir del análisis en las diferentes zonas al interior de los circones, en la cual se muestra la dominancia de las edades entorno a 195 Ma y, c) Diagrama de distribución de todas las edades obtenidas en los circones analizados (error 2s).

## CONCLUSIONES

Las dataciones de los diques riolíticos aflorantes en el sector de la MSP, reportados en el presente estudio ( $195.6 \pm 3.5/-2.6$  Ma), junto a las dataciones recientemente relacionadas en Van der Lelij, R. (2013), derivadas de rocas granodioríticas procedentes de los plutones de Pescadero ( $199.1 \pm 1.3$  Ma) y Mogotes ( $198.0 \pm 0.8$ ), permiten establecer una relación temporal (considerando igualmente los rangos de errores reportados en cada datación), entre los cuerpos ígneos más someros (diques) presentes en la MSP y los más profundos presentes en el sector SW del MS (especialmente los plutones de Pescadero y Mogotes). Por otro lado, considerando igualmente la presencia de materiales volcanoclásticos de composición felsica, reportados para la Formación Bocas (de edad Jurásico Temprano, según Remy *et al.*, 1975), resulta igualmente posible relacionar temporalmente éste registro, con los diques riolíticos estudiados en el sector de la MSP, al igual que con los plutones de Pescadero y Mogotes. En éste sentido, la integración de estos elementos, estrechamente relacionados temporalmente, permite conectarlos entre sí, como parte de una asociación litológica (por su afinidad temporal y causa-efecto). En éste sentido, esta asociación litológica debió formar parte de un antiguo sistema volcano-plutónico, desarrollado seguramente mediante varios pulsos magmáticos, muy próximos en edad (Jurásico Temprano). En éste sentido, las litologías volcano-sedimentarias y volcanoclásticas de la Formación Bocas, representarían los materiales eruptivos del paleo-sistema volcano-plutónico referido, mientras que los diques de riolitas porfíricas del sector de la MSP, podrían estar representando los canales o conductos, a lo largo

de los cuales pidieron haber ascendido éstos magmas felsico, conectando así las cámaras magmáticas más profundas (Plutones Pescadero-Mogotes?), con la superficie.

Con base en lo anteriormente mencionado, es posible suponer que la topografía del sector SW del MS, debió caracterizarse por la presencia de zonas positivas [antiguo(s) edificio(s) volcánico(s)(?)]; y zonas negativas [cuencas y/o depresiones en las cuales se depositaron materiales sedimentarios y volcanoclásticos, como aquellos presentes en la Formación Bocas]. Para el sector aledaño a la MSP, en caso de haber existido un antiguo edificio volcánico (zona positiva), éste debió haber sido completamente erosionado, quedando preservado solo sus niveles subyacentes (la zona de diques).

La asociación litológica anteriormente referida, integrada en el marco de un paleo-sistema volcano-plutonico, y de edad Jurásico Tardío, se interpreta en el mismo sentido de Mantilla *et al.*, (2013), es decir, como desarrollada en el contexto de un ambiente de subducción oblicua, distal del frente de subducción, en donde el tiempo de permanencia de los magmas en la corteza (magmas originalmente derivados de la fusión de la cuña mantélica) debió ser mayor (posiblemente debido a un ambiente compresivo transcional). Este mayor tiempo de residencia del magma, favoreció un mayor fraccionamiento de los magmas (más felsicos) y generó por consiguiente magmas ligeramente peraluminicos. En el caso contrario (menor tiempo de residencia cortical del magma), se generarían masas silicatadas metalumínicas y se formarían rocas menos diferenciados (por ejemplo: Tonalitas y Dioritas).

## BIBLIOGRAFÍA

Ayala, R. C.; Bayona, G.; Cardona, A.; Ojeda, C.; Montenegro, O. C.; Montes, C.; Valencia, V.; Jaramillo, C., (2012). The paleogene synorogenic succession in the northwestern Maracaibo block: Tracking intraplate uplifts and changes in sediment delivery systems. *Journal of South American Earth Sciences* 39, pag. 93-111

Bayona, G., Rapalini, A., Costanzo-Alvarez, V., 2006. Paleomagnetism in Mesozoic rocks of the northern Andes and its implications in Mesozoic tectonics of northwestern South America. *Earth, Planets and Space* 58, 1255-1272.

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), agosto 25-30/ 2013. *Mineralogical Magazine*, 77(5), 709.

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), 445-450.

Case, J. E., Shagam, R., Giegengack, R. F., (1990): *Geology of the northern Andes: an overview*. *GSA Bulletin* Vol. 76, pp. 567-589.

Castellanos, O., Ríos, C., and Takasu, A. 2004. Chemically sector-zoned garnets in the metapelitic rocks of the Silgará Formation in the central Santander Massif, Colombian Andes: occurrence and growth history. *Boletín de Geología UIS*, 26: 91-18.

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

Cooper, M.B., Addison, F.T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J., Tabora, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *A.A.P.G. Bulletin*, Vol. 79, pp. 1421-1443.

Cordani, U.; Cardona, A.; Jimenez, D.; Liu, D.; Nutman, A. (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers in Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. in: *terrane processes at margins of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications. Edited by Vaughan, A.; Leat, P.; Pankhurst, R., 246: 329-346.

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, N° 1-2, pp. 75-88.

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

Faure, G., Mensing, T. M., 2005. *Isotopes: Principles and Applications* 3rd (third) edition published by Wiley & Sons. 897 pp.

Goldsmith, R., Marvin, R.F., Mehnert, H.H., 1971. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. U.S. Geological Survey Professional Paper 750-D, D44-D49.

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, 299-302.

Hollings, P., Wyman, D., 2005. The geochemistry of trace elements in igneous systems: principles and examples from basaltic systems. En Linnen, R.L., Samson, I.M. (eds.). *Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits: Geological Association of Canada, GAC Short Course Notes* 17, p. 1 – 16.

Horton, B.K., Saylor, J.E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., Stockli, D.F. September/October 2010. Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin* 122 (9/10), 1423-1442.

Juliver, M. (1959). Geología de la Vertiente W del Macizo de Santander en el sector de Bucaramanga. *Boletín de Geología. UIS. No. 3.* pp.15-34.

Juliver, M. (1963a): Sobre la presencia de Fallas de edad Precretácica y Post-Girón (Jura-triásico) en el flanco W del Macizo de Santander. *Boletín de Geología. UIS. No. 12.* pp. 5-17.

Juliver, M. (1963b): Nuevos datos sobre la Dinámica del ámbito del Macizo de Santander durante el Secundario (Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín de Geología. UIS. No. 12.* pp. 45-49.

Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Vol. 68, pp. 277-279.

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 UIS* 33 (1).

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

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

Moreno-Sánchez, M., Gómez-Cruz, A. d. J., y Castillo-González, H. 2005. La Formación Floresta Metamorfoseada (sensu Ward et al., 1973) no es la Formación Floresta sin metamorfosear. En X Congreso Colombiano de Geología. (J. M. M. Moreno, Ed.), pp. 1-7. Universidad Nacional-Ingeominas, Bogotá.

Pearce, J.A., Harris, N.W. and Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*. 25: 956-983.

Restrepo-Pace, P.A., Ruiz, J., Gehrels, G., Cosca, M., 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for late Proterozoic–early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 427–441.

Remy, W., Remy, R., Pfefferkorn, W., Volkheimer, W., Rabe, E., 1975. Neuinstufung der Bocas-Folge (Bucaramanga, Kolumbien) in den Unteren Jura Anhand Einer *Phleboteris Branneri*-und *Classopollis*-Flora. *Argumenta paleobotánica* No. 4. P. 55-77. Munster.

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

Rios, C Ocurriencia, composición química y significado genético de la biotita en las rocas metamórficas de la Formación Silgará en la región suroccidental del Macizo de Santander. *Boletín de geología*, 2001. Vol. 23 No 38 pp 41-50.

Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, and Interpretation*. Prentice Hall, Singapore, 352 p.

Royero G.; Vargas, 1999. Geología del Departamento de Santander. Ingeominas.

Royero, G.J.M., Clavijo, J., 2001. Mapa Geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1: 400.000. Informe Ingeominas, p. 92.

Streckeisen, A. L., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie*. Stuttgart. Vol.63, p. 773-785.

Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Castro J. E.; Rivera, C., (1999) Geodynamics of the Northern Andes: Intra-continental subduction and The Bucaramanga Seismicity Nest (Colombia). Fourth ISAG, Goettingen (Germany). Pp. 719-723.

Taboada A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C., 2000. Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and Intracontinental Deformation (Colombia). *Tectonics*, Vol. 19. pp. 787-813.

Sun, S.S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 42, No.1, pp. 313-345.

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.; Rodriguez, G. I. 1982. Intrusivos ácidos Ordovícicos y post – Devónicos en la Floresta (Boyacá). 6 Congr. Col. Geol., 18 p. Cali.

Van der Hammen., (1961): Late Cretaceous and Tertiary stratigraphy and tectogenesis of Colombian Andes. *Geologie en Mijnbouw*. 40-e Jaargang. pp. 181-188.

Van der Lelij, R. (2013). Thermochronology and Tectonics of the circum-Maracaibo region, and experimental analysis of multi-domain diffusion thermochronology. PhD Thesis, University of Geneva.

Vinasco, C., Cordani, U., González, H., Weber, M., Peláez, C., (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 21, 355-371.

Villamil T., (1999): Campanian-Miocene tectonostratigraphy, deconcenter evolution and basin development of Colombia and Western Venezuela. *Paleogeog. Paleoclim. Paleocolog.* Vol. 153. pp. 239-275.

Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, B., Jaramillo, C., y Restrepo, H. (1973). Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. U.S. Geological Survey e Ingeominas. *Boletín Geológico XXI* (1-3): 1-132.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*. 20: 325-343.

**Tabla 1.** Datos geoquímicos del cuerpo Riolítico, aflorante en el sector de la MSP (Municipio de Aratoca, Santander, Colombia).

<b>MUESTRA</b>		<b>TMSP-008</b>	<b>TMSP-10</b>
<b>TIPO DE ROCA</b>		Riolitoide	Riolitoide
<b>COORDENADAS (Magna - Colombia - Bogotá)</b>		X:1234191; Y: 1117081 Z: 1789	X:1234055; Y: 1117182 Z:1791
<b>LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA</b>		Frente al parador tierra blanca (Municipio de Aratoca)	Frente al parador tierra blanca (Municipio de Aratoca)
<b>ELEMENTOS MAYORES (%)</b>	SiO <sub>2</sub>	74,85	73,12
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,93	17,62
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,02	0,77
	MgO	0,26	0,17
	CaO	0,02	0,02
	Na <sub>2</sub> O	0,01	<0.01
	K <sub>2</sub> O	1,4	1,1
	TiO <sub>2</sub>	0,17	0,14
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0.01	<0.01
	MnO	0,02	0,03
	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.002	<0.002
	Ni (ppm)	<20	<20
	Sc (ppm)	4	7
	LOI	6,3	7
Sum	99,94	99,9	
<b>ELEMENTOS MENORES Y TRAZAS (ppm)</b>	Ba	49	41
	Be	1	2
	Co	1,1	3
	Cs	2,9	1,9
	Ga	15,6	18,4
	Hf	3,8	4,3
	Nb	29,6	34,4
	Rb	84,2	71,1
	Sn	1	2
	Sr	2,2	1,8
	Ta	2,7	3,1
	Th	23,5	27,8
	U	3,2	4
	V	<8	<8
	W	1,5	1,9
	Zr	107,7	100,2
	Y	50,1	53
	La	43,6	107,9
	Ce	87,8	87,7
	Pr	10,27	28,49
	Nd	36,3	105,2
	Sm	6,91	19,39
	Eu	1	2,69
	Gd	6,98	12,42
	Tb	1,22	1,56
	Dy	8,07	8,62
Ho	1,51	1,74	
Er	4,83	5,2	
Tm	0,77	0,87	
Yb	5,19	6,11	
Lu	0,73	0,91	

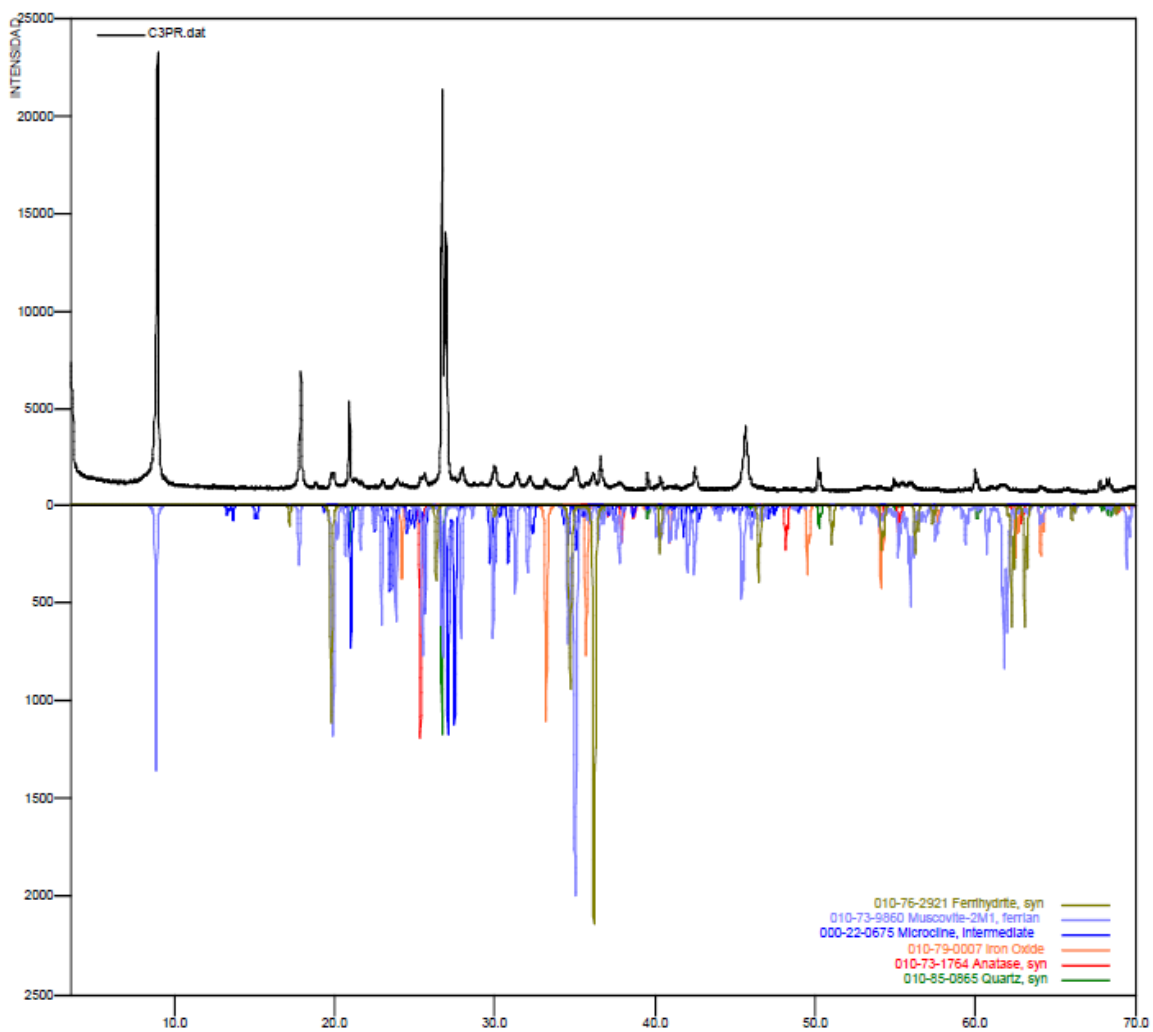
**Tabla 2.** Resultados analíticos U-Pb en las diferentes zonas al interior de los circones estudiados en la muestra TMSP-8 y sus correspondientes edades. [COORDENADAS (Magna - Colombia - Bogotá) X: 1234191; Y: 1117081; Z: 1789]

Sample	U	Th	238U	1 Sigma	207Pb	1 Sigma	206Pb/238U	1 Sigma	207Pb/206Pb	1 Sigma	Best age	1 Sigma
Name	(ppm)	U	206Pb	% error	206Pb	% error	Age	Abs err	Age	Abs err	(Ma)	Abs err Ma
TMSP008_35	651	1,29	32,5529	0,89%	0,0513	0,85%	195,0	1,7	255,7	19,5	195,0	1,7
TMSP008_34	344	1,32	32,5623	1,05%	0,0614	1,75%	195,0	2,0	652,5	37,2	195,0	2,0
TMSP008_33	81	1,48	30,8243	1,39%	0,0592	1,92%	205,8	2,8	573,3	41,3	205,8	2,8
TMSP008_32	477	1,08	30,3700	1,02%	0,0523	0,96%	208,8	2,1	300,5	21,8	208,8	2,1
TMSP008_31	161	2,17	30,4911	1,19%	0,0698	1,85%	208,0	2,4	921,9	37,6	208,0	2,4
TMSP008_30	246	2,22	30,4535	1,12%	0,0591	1,09%	208,3	2,3	570,4	23,6	208,3	2,3
TMSP008_29	99	1,02	30,3085	1,41%	0,0532	1,98%	209,3	2,9	338,5	44,3	209,3	2,9
TMSP008_28	349	1,58	33,0628	1,14%	0,0542	1,47%	192,1	2,2	380,9	32,7	192,1	2,2
TMSP008_27	291	1,50	32,8824	1,00%	0,0535	1,15%	193,1	1,9	351,9	25,9	193,1	1,9
TMSP008_26	253	1,26	28,3791	1,19%	0,0506	1,10%	223,2	2,6	221,7	25,2	223,2	2,6
TMSP008_25	177	2,17	31,0893	1,20%	0,0513	1,47%	204,1	2,4	256,1	33,3	204,1	2,4
TMSP008_23	188	0,90	32,2082	1,13%	0,0503	1,44%	197,1	2,2	208,2	33,0	197,1	2,2
TMSP008_22	349	1,75	32,4596	1,09%	0,0609	1,09%	195,6	2,1	634,0	23,3	195,6	2,1
TMSP008_21	658	0,82	31,7323	0,88%	0,0516	0,82%	200,0	1,7	269,6	18,7	200,0	1,7
TMSP008_20	387	1,50	20,4918	2,29%	0,0823	2,70%	307,2	6,9	1251,6	51,9	307,2	6,9
TMSP008_19	415	1,38	32,1058	0,97%	0,0504	0,96%	197,7	1,9	211,5	22,2	197,7	1,9
TMSP008_18	267	0,95	32,3843	1,29%	0,0501	1,53%	196,0	2,5	198,5	35,2	196,0	2,5
TMSP008_17	364	0,95	31,9430	1,21%	0,0505	1,36%	198,7	2,4	216,8	31,3	198,7	2,4
TMSP008_16	300	1,79	32,5377	1,36%	0,0511	1,46%	195,1	2,6	246,5	33,3	195,1	2,6
TMSP008_15	284	1,44	31,9621	1,36%	0,0520	1,45%	198,6	2,7	283,7	32,9	198,6	2,7
TMSP008_14	555	1,10	33,1024	1,19%	0,0502	1,29%	191,9	2,2	206,2	29,7	191,9	2,2
TMSP008_12	257	0,92	32,4797	1,28%	0,0502	1,43%	195,5	2,5	202,3	32,8	195,5	2,5
TMSP008_11	277	0,92	29,8475	1,28%	0,0502	1,45%	212,4	2,7	205,2	33,4	212,4	2,7
TMSP008_10	135	1,61	32,0625	1,59%	0,0503	2,03%	198,0	3,1	206,8	46,4	198,0	3,1
TMSP008_9	918	2,16	32,3836	1,14%	0,0498	1,15%	196,1	2,2	183,4	26,5	196,1	2,2
TMSP008_8	409	1,91	32,6065	1,33%	0,0506	1,30%	194,7	2,5	223,3	29,7	194,7	2,5
TMSP008_7	299	0,82	30,2330	1,26%	0,0514	1,42%	209,8	2,6	257,8	32,3	209,8	2,6
TMSP008_6	13.461	3,83	38,0888	1,05%	0,0723	0,96%	167,1	1,7	993,3	19,4	167,1	1,7
TMSP008_5	399	1,16	32,5398	1,27%	0,0508	1,37%	195,1	2,4	230,4	31,4	195,1	2,4
TMSP008_4	246	0,93	31,6208	1,46%	0,0558	1,78%	200,7	2,9	446,3	39,2	200,7	2,9
TMSP008_3	175	1,10	30,7403	1,30%	0,0489	1,73%	206,4	2,6	142,6	40,1	206,4	2,6
TMSP008_2	285	1,57	30,3702	1,29%	0,0523	1,46%	208,8	2,7	296,5	32,9	208,8	2,7
TMSP008_1	255	0,61	32,4968	1,23%	0,0504	1,62%	195,4	2,4	214,5	37,0	195,4	2,4

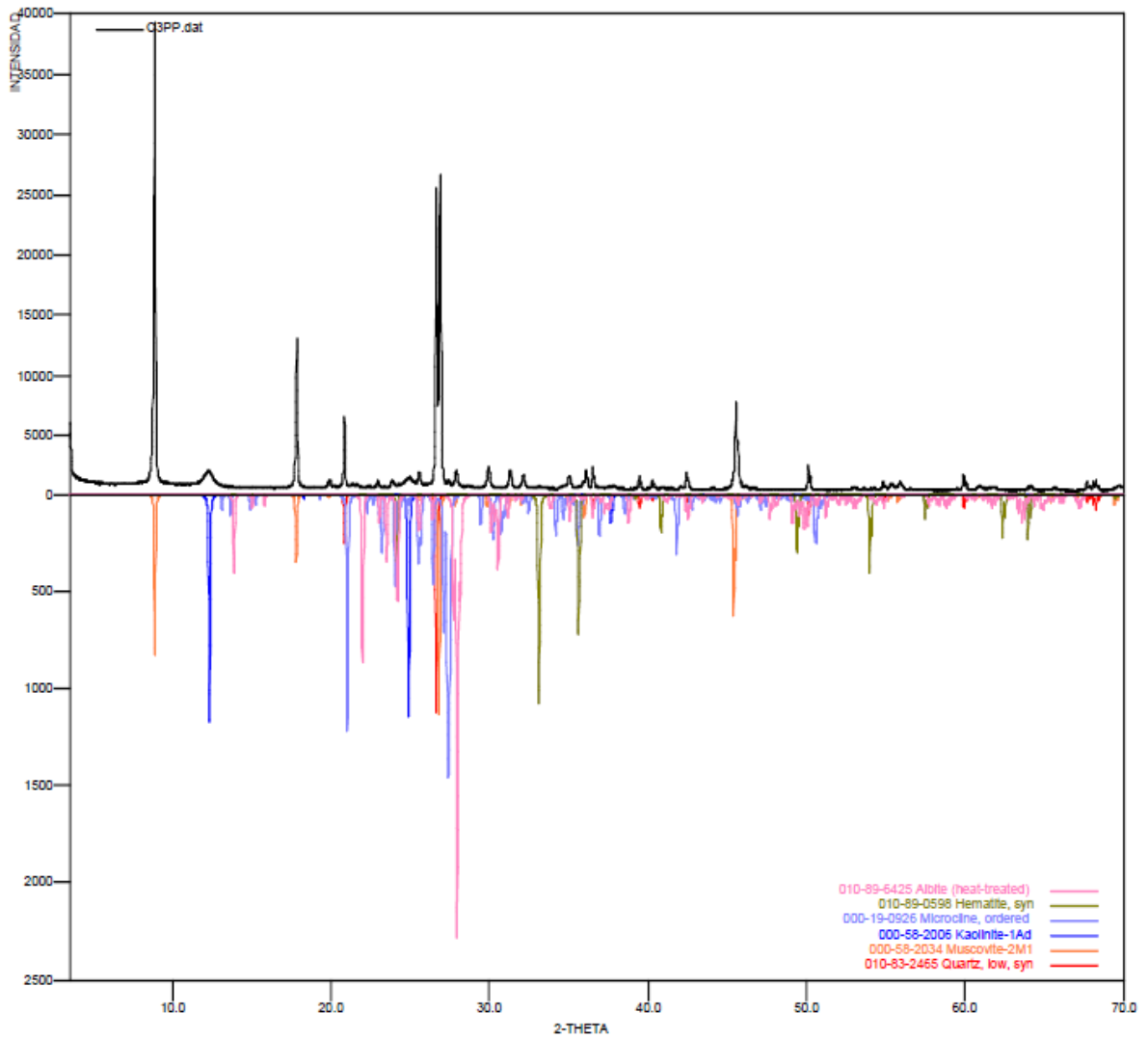
## **ANEXO**

Análisis de Difracción de Rayos X (DRX)

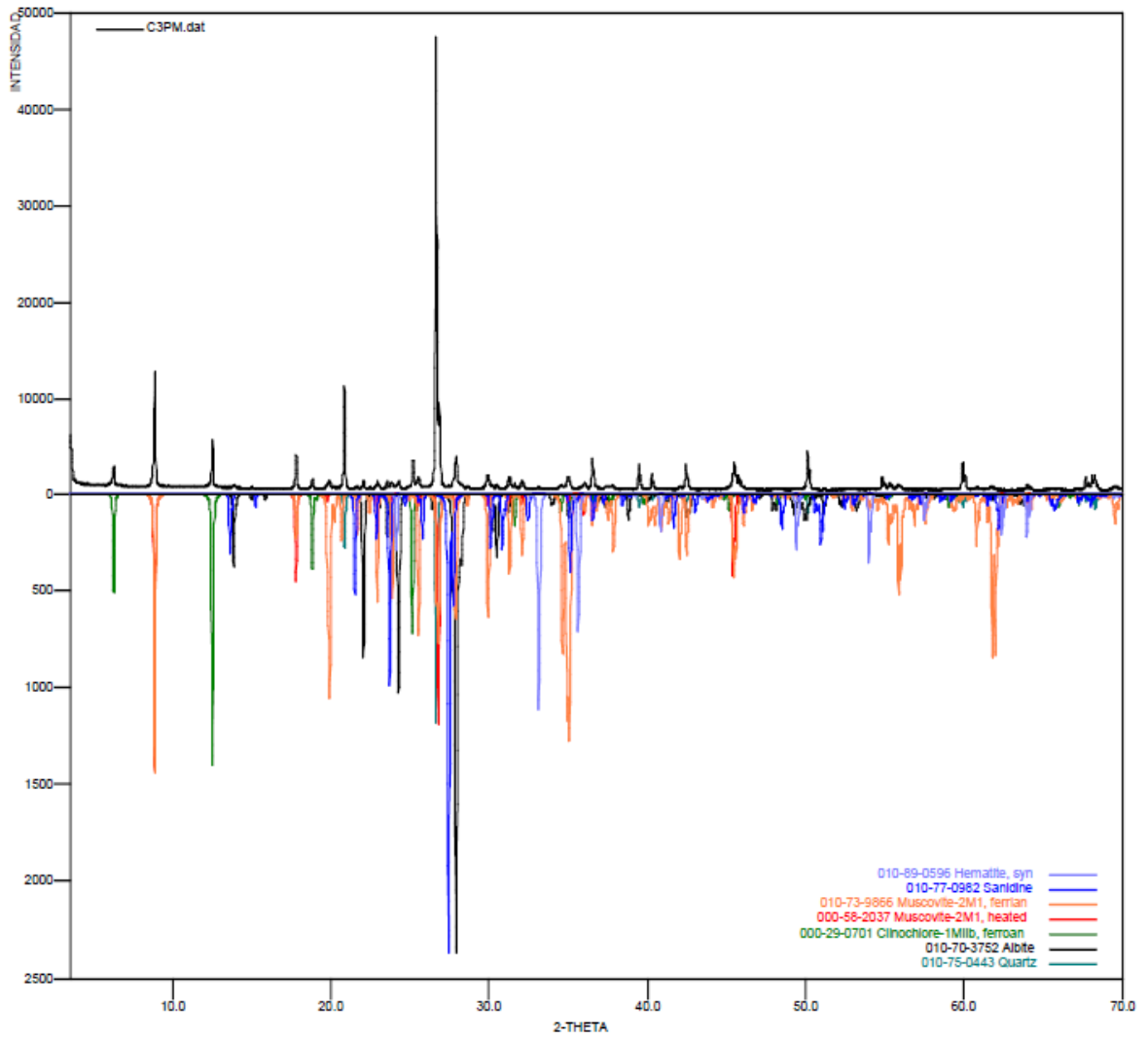
TMSP-11



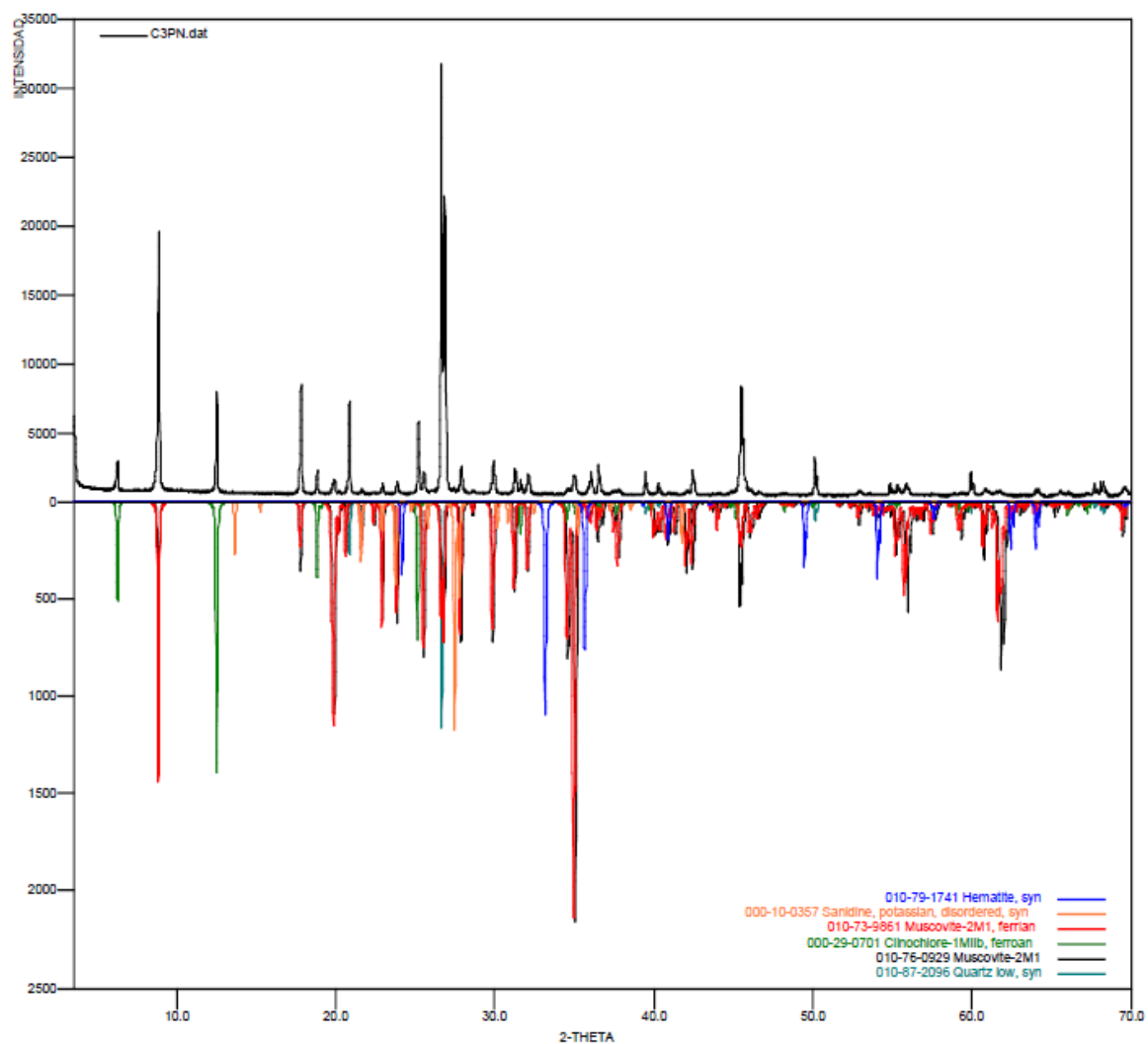
TMSP-007



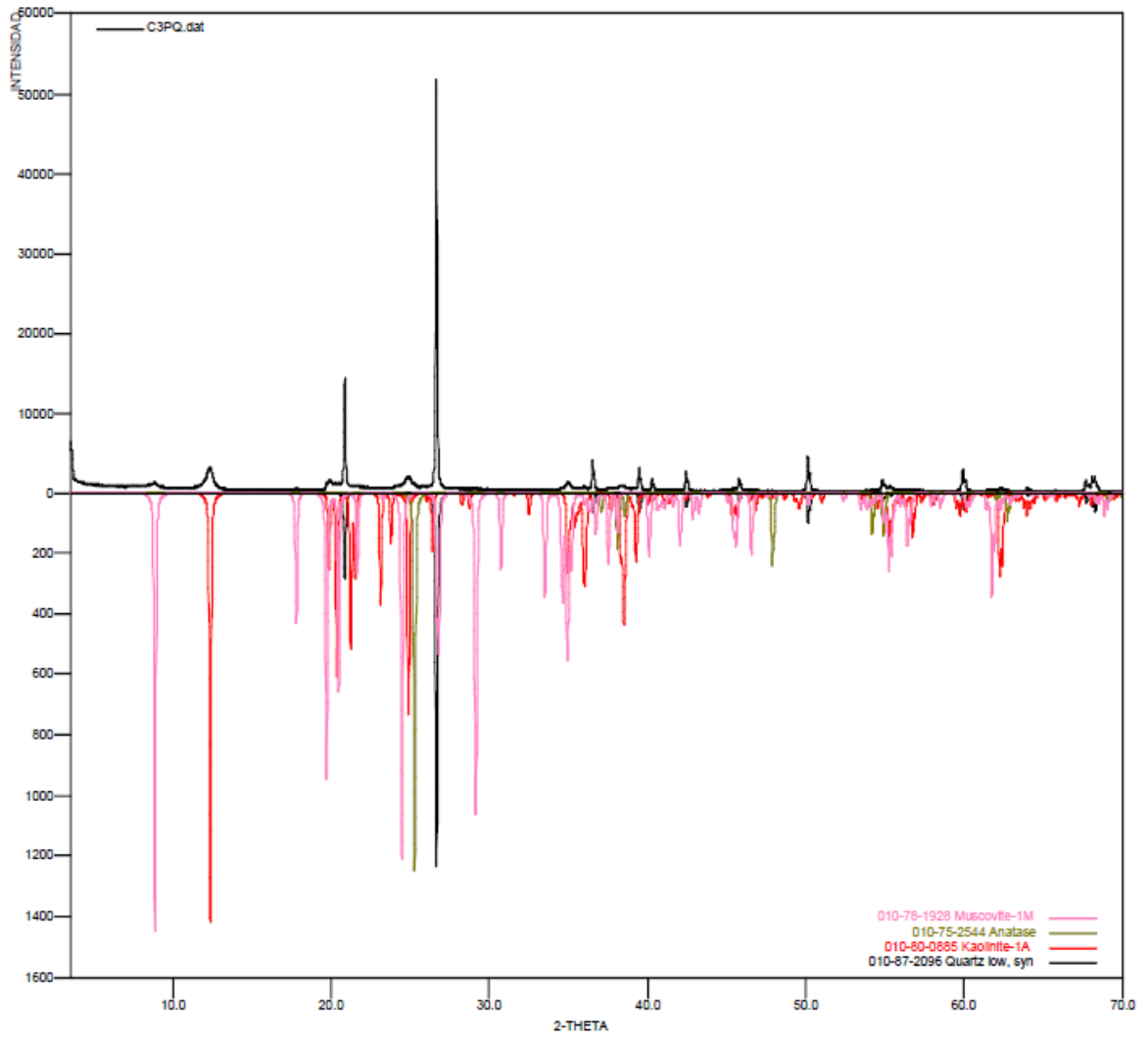
TMSP-1



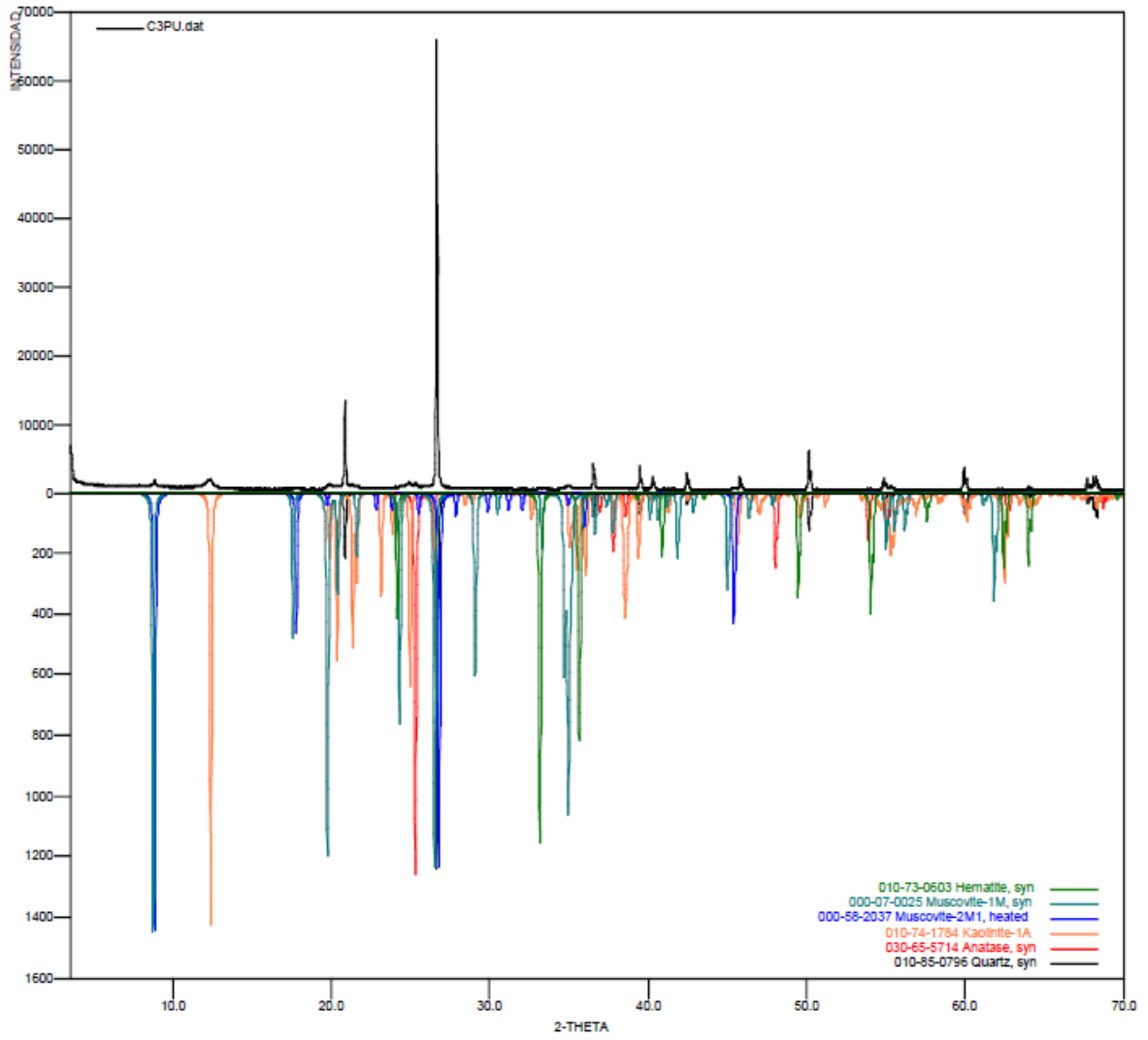
TMSP-2



TMSP-3



TMSP-6



TMSP-10

