

**ANÁLISIS DE LAS VARIACIONES EN LA DISTRIBUCIÓN,  
PROFUNDIDAD Y FUENTE DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS  
JURÁSICAS DE LA CORDILLERA CENTRAL DE COLOMBIA Y  
SUS IMPLICACIONES EN LA EVOLUCIÓN DEL NORTE DE LOS  
ANDES**

**CAMILO CADAVID ISAZA  
LORENA MADRID HINCAPIÉ**

**UNIVERSIDAD EAFIT  
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA  
MEDELLÍN**

**2019**

**Análisis de las variaciones en la distribución, profundidad y fuente de las rocas plutónicas Jurásicas de la Cordillera Central de Colombia y sus implicaciones en la evolución del Norte de los Andes**

**Camilo Cadavid Isaza**  
**Lorena Madrid Hincapié**

**Códigos:**  
**201327001015**  
**201320001015**

**Trabajo de grado presentado como requisito para obtener el título de Geólogo**

**Asesor:**  
**Camilo Bustamante Londoño**

**Universidad EAFIT**  
**Departamento de Ciencias de la Tierra**  
**Medellín**  
**2019**

## CONTENIDO

ABSTRACT.....	6
1. INTRODUCCIÓN.....	6
2. GEOLOGÍA REGIONAL.....	9
2.1. Magmatismo Jurásico en Colombia.....	9
2.1.1. Cuerpos intrusivos Jurásicos de la Sierra Nevada de Santa Marta.....	10
2.1.2. Batolito de Ibagué.....	10
2.1.3. Batolito de Segovia.....	11
2.1.4. Batolito de Mocoa.....	11
3. MÉTODOS.....	12
3.1 Base de datos Geocronológicos.....	13
3.2 Base de datos Geoquímicos.....	17
3.3 Base de datos isotópicos.....	17
4. RESULTADOS.....	18
4.1 Distribución de las edades de cristalización U-Pb en circones.....	18
4.2. Variaciones en la relación de Sr/Y durante el Jurásico.....	29
4.3 Variaciones de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durante el Jurásico.....	36
5. DISCUSIÓN.....	39
5.1 Distribución espacial de las edades de plutones Jurásicos.....	39
5.2 Variaciones en los isótopos de Sr y Nd durante el Jurásico.....	40
5.3 Relación entre las variaciones de la relación Sr/Y y los espesores de la corteza durante el Jurásico.....	41
6. CONCLUSIONES.....	42
7. REFERENCIAS.....	44

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Distribución espacial de los cuerpos ígneos Jurásicos según la cartografía geológica del Servicio Geológico Colombiano. (Gómez et al., 2015a).....	13
Figura 2. Gráfico de dispersión de puntos que Muestra la relación entre la edad y la latitud de las muestras, y un histograma de frecuencia de las edades de todos los cuerpos.....	19
Figura 3. Gráfica de dispersión de puntos X y Y que muestra la relación entre la longitud y la edad de las muestras.....	20
Figura 4. Mapa con la ubicación de los datos geocronológicos, cartografía ígnea Jurásica y las principales fallas del territorio colombiano (Modificado de Gómez et al., 2015b), se sobreponen sobre Basemap Topográfico de ArcGis.....	21
Figura 5. Mapa Con la ubicación de los cuerpos plutónicos Jurásicos según la cartografía geológica del Servicio Geológico Colombiano. (Modificado de Gómez et al., 2015b).....	22
Figura 6. Mapa con la ubicación de los cuerpos volcánicos Jurásicos según la cartografía geológica del Servicio Geológico Colombiano. (Modificado de Gómez et al., 2015b).....	23
Figura 7. Gráfica de dispersión de puntos que muestra la relación entre la edad y la latitud de las muestras para el Batolito de Ibagué.....	24
Figura 8. Gráfica de dispersión de puntos X y Y que muestra la relación entre la longitud y la edad de las muestras para el Batolito de Ibagué.....	28
Figura 9. Mapa con la ubicación de los datos geocronológicos, cartografía Ígnea Jurásica y las principales fallas en la zona del Batolito de Ibagué. (Modificado de Gómez et al., 2015b).....	29
Figura 10. Mapa con la distribución espacial de los batolitos Jurásicos estudiados según la cartografía geológica del Servicio Geológico Colombiano. (Modificado de Gómez et al., 2015b).....	31
Figura 11. Variación entre la profundidad y la relación Sr/Y con respecto a la edad de los intrusivos del Jurásico.....	32
Figura 12. Isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con respecto a la edad de los batolitos seleccionados.....	37
Figura 13. Isótopos de $\epsilon\text{Nd}$ con respecto a la edad de los batolitos seleccionados.....	38
Figura 14. Isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\epsilon\text{Nd}$ de los batolitos seleccionados.....	39

## LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Campos implementados en el Feature Class del Catálogo de dataciones radiométricas de Colombia en ArcGIS. (Modificado de Gómez et al., 2015b).....	14
Tabla 2. Zonas analizadas y las respectivas unidades que las componen.....	14
Tabla 3. Resumen de las fuentes de datos geocronológicos que componen la base de datos para este estudio.....	16
Tabla 4. Tabla con los datos geocronológicos recopilados.....	26
Tabla 5. Intrusivos del Jurásico con su respectiva litología, localización donde se obtuvo la muestra, edades correspondientes, geoquímica de roca total, elementos mayores, profundidad de emplazamiento de cada muestra y sus referencias.....	33
Tabla 6. Intrusivos seleccionados para el análisis de los isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\epsilon\text{Nd}$ , incluyendo sus edades.....	35

## **ABSTRACT**

Un voluminoso magmatismo de arco continental se originó al Occidente del continente suramericano gracias a la subducción de la placa Farallones debajo de Suramérica, justo después de la separación del supercontinente Pangea, dando lugar a la formación de diversos batolitos graníticos de edad Jurásica. Estas rocas plutónicas están distribuidas a lo largo de la Cordillera Central colombiana, y muestran variaciones regionales en las edades, geoquímica e isótopos de Sr y Nd, y profundidades de emplazamiento más o menos constantes. Los valores de la relación Sr/Y varían entre 4 y 54 durante gran parte del Jurásico, demostrando que no se presentan variaciones demasiado significativas en el espesor de la corteza durante este periodo de tiempo. Por su parte, los isótopos de Sr de cuatro granitoides representativos del magmatismo de arco jurásico (i.e. Sierra Nevada de Santa Marta, Segovia, Ibagué y Mocoa), muestran que los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  disminuyen con el tiempo, lo que sugiere una evolución progresiva de la fuente, mientras que las edades de cristalización U-Pb compiladas varían entre ca. 129 y 210 Ma, lo que demuestra un amplio intervalo de tiempo en la construcción del magmatismo de arco continental (ca. 80 Ma). Se observa también que hay una dispersión en las edades de los cuerpos Jurásicos y muestran variaciones longitudinales y latitudinales considerables. Esta dispersión en los datos permite concluir que no hay una correlación entre la edad de cristalización de los cuerpos intrusivos y su posición actual. Esta compilación de datos permite proponer que no hay una migración del magmatismo de arco continental durante el Jurásico, el cual pudo haber evolucionado a partir de una subducción con una componente oblicua significativa, lo que permitió el desplazamiento de bloques a lo largo del rumbo, permitiendo además que no hubiera un incremento o decrecimiento significativo del espesor cortical, que, de haber ocurrido, sería asociado a regímenes compresivos o extensivos respectivamente. La misma oblicuidad en la convergencia pudo haber permitido que la fuente de los magmas fuera más manto-derivada con el tiempo.

## **1. INTRODUCCIÓN**

Un arco magmático continental es el resultado de la subducción de una placa oceánica bajo una placa continental debido a los contrastes de densidad que existen entre ellas. Este tipo

de interacción puede tener consecuencias como la generación de batolitos graníticos que logran extenderse por miles de kilómetros, con una continua actividad volcánica asociada (Toselli, 2009). La productividad magmática y la estructura de los arcos magmáticos continentales está controlada principalmente por el ángulo de subducción, el espesor de la corteza y el porcentaje de fusión parcial, entre otros parámetros (Toselli, 2009). La interacción entre estos parámetros les imprime señales geoquímicas distintivas a las rocas formadas durante la actividad del arco, como la formación de rocas de composición calco-alcalina que abarcan todo el espectro de los granitoides, y la presencia de minerales hidratados como biotita y hornblenda, que indican la interacción de fluidos acuosos derivados de la placa subducente con la cuña del manto (Stern, 2002). Durante la evolución de un arco magmático continental, la posición del mismo puede cambiar debido principalmente a las mudanzas en el ángulo de subducción. Una migración hacia el océano ocurre debido al proceso de slab roll-back, que consiste en el aumento significativo del ángulo de subducción de la placa subducente en el proceso de convergencia dado por la alta densidad de dicha placa, causando el retroceso de la trinchera y un adelgazamiento en la corteza (Stern, 2002). El registro isotópico de dicho proceso muestra un decrecimiento progresivo de los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y un incremento en el  $\epsilon\text{Nd}$  (Winter, 2010). Por otro lado, la erosión por subducción es el proceso donde se los sedimentos del prisma acrecionario son arrastrados por la subducción, incrementando el flujo de agua proveniente de la placa subducida, generando una migración de la trinchera hacia el continente y el desplazamiento del arco en el mismo sentido (Winter, 2010). Normalmente, las rocas formadas durante este proceso muestran características isotópicas contrarias a las que se presentan durante el slab roll-back, con valores que tienden a ser más radiogénicos con el tiempo de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y más negativos de  $\epsilon\text{Nd}$  (Winter, 2010; Kay et al., 2005). Otra posibilidad es que los arcos magmáticos permanezcan estacionarios a lo largo de su evolución, esto es posibilitado por la convergencia oblicua de dos placas tectónicas, lo que permite incluso, el desplazamiento de porciones de corteza continental a lo largo del rumbo (Bayona et al., 2006).

La Cordillera Central de Colombia, incluye una serie de cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas ( $> 100 \text{ km}^2$ ) alargados en sentido norte-sur, respondiendo a la actividad magmática que se generó a partir de la zona de subducción que comenzó a operar desde

comienzos del Jurásico entre la placa Farallón con la margen oeste de Suramérica, y que se prolongó durante todo el Mesozoico y culminó al inicio del Cenozoico (Ramos, 2009; Spikings et al., 2015; Bustamante et al., 2016). Para la evolución de este arco magmático, se han considerado los tres modelos mencionados anteriormente: (i) migración del arco hacia el continente debido a un proceso de erosión por subducción (Rodríguez et al., 2018), (ii) migración hacia el océano debido a un slab roll-back que se prolonga durante todo el Jurásico (Spikings et al., 2015) o (iii) un arco estacionario durante el Jurásico debido a una subducción oblicua entre la placa Farallón y el NW de Suramérica (Bustamante et al., 2016). Las características isotópicas (Nd y Hf) de este magmatismo muestran una señal más juvenil con el tiempo (Cochrane et al., 2014a; Spikings et al., 2015; Bustamante et al., 2016), lo que se ha interpretado como producto de un proceso continuo de slab roll-back, que involucraría una extensión generalizada y adelgazamiento de la corteza continental (Spikings et al., 2015). También se ha propuesto que cambios en la composición de la fuente atribuidos a la progresiva oblicuidad de la convergencia podría explicar este comportamiento isotópico, lo que implicaría que el espesor de la corteza continental no se vería reducido (Bustamante et al., 2016).

Determinar el espesor de la corteza continental durante el Jurásico e identificar posibles variaciones en la composición isotópica de los magmas, podría ayudar a refinar los modelos de evolución tectónica que predominaron durante este periodo de tiempo. De igual forma, evaluar a partir de los datos de geocronología U-Pb existentes, la posibilidad o no de una migración del magmatismo sería fundamental para conocer cómo fue la evolución de la convergencia entre la placa Farallón y el NW de Suramérica. Por tal motivo, este trabajo busca estimar la presión de emplazamiento de algunos cuerpos plutónicos jurásicos teniendo en cuenta la proporción de Sr/Y, y calculado a partir los parámetros de Chapman et al. (2015) y Chiaradia (2015). De esta forma será posible saber cómo fue la variación del espesor de la corteza continental al NW de Suramérica. Adicionalmente, se evaluará la variación que presentan estos plutones en cuanto a su composición isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , con el fin de determinar el origen de dicha variación en el contexto de la tectónica jurásica de los Andes del norte. Finalmente, se estimarán a partir de las edades de cristalización de rocas plutónicas jurásicas publicadas hasta el momento, qué patrones de migración del

magmatismo pueden ser identificados y si los mismo guardan alguna relación con el tipo de convergencia.

## **2. GEOLOGÍA REGIONAL**

Los Andes colombianos están divididos en tres cordilleras que presentan una geología contrastante y están separadas por dos grandes ríos. La Cordillera Oriental es un cinturón de cabalgamiento compuesto por rocas sedimentarias Meso-Cenozoicas que cubren un basamento cristalino de edad Proterozoico a Paleozoico (Restrepo and Toussaint, 1988; Van der Lelij et al., 2016). El flanco oriental de la Cordillera Central comprende rocas ígneas y metamórficas de medio a alto grado de edad Precámbrica (Cuadros et al., 2014) y Permo-Triásica (Restrepo et al., 2011; Martens et al., 2014; Bustamante et al., 2017) intruidas por batolitos calcoalcalinos Meso-Cenozoicos (Spikings et al., 2015; Bustamante et al., 2016). El flanco occidental está compuesto por un cinturón metamórfico de medio a bajo grado con edades que van del Triásico al Jurásico (Blanco-Quintero et al., 2014; Bustamante et al., 2017). En cuanto a la Cordillera Occidental, se compone de rocas vulcano-sedimentarias de afinidad oceánica (Kerr et al., 1997; Villagómez et al., 2011). Esta secuencia de rocas oceánicas acrecionadas contra la margen occidental de Colombia, registran la interacción de la placa del Caribe con el NW de Sur América desde el Cretácico tardío (Hincapié-Gómez et al., 2017).

### **2.1. Magmatismo Jurásico en Colombia**

La margen occidental de los Andes está caracterizada por la instalación de una zona de subducción desde finales del Triásico luego de la separación de Pangea (Ramos, 2009; Spikings et al., 2015). En los Andes del norte, el reflejo de esta zona de subducción está en los cuerpos batolíticos jurásicos, que se correlacionan con todo el arco andino y constituyen, en Colombia, el magmatismo más voluminoso de la Cordillera Central (Aspden et al., 1987; Spikings et al., 2015; Bustamante et al., 2016; Cediél, et al., 2018). Para la evolución del magmatismo de arco de los Andes del Norte, se han propuesto tres diferentes escenarios: 1) La posible migración del arco hacia el oeste con el paso del tiempo debido a las variaciones que se han presentado en las edades de U-Pb desde el sur hasta el

norte del país, propuesto por Cochrane et al. (2014a) y Spikings et al. (2015), 2) La ocurrencia de un slab roll-back en el norte de los Andes debido a los datos que se tienen de la Cordillera Oriental y Central propuesto por Spikings et al. (2015) y 3) El magmatismo evolucionó a partir de la convergencia entre una placa de afinidad oceánica con Suramérica, y su progresiva oblicuidad ocasionó que dicho magmatismo disminuyera con el tiempo hasta que desaparece en el Cretácico inferior, debido a que la convergencia entre las dos placas fue demasiado oblicua (Bustamante et al., 2016).

Aunque el presente estudio abarca información geocronológica y geoquímica publicada de todo el plutonismo jurásico de Colombia, la información isotópica fue seleccionada de los cuatro cuerpos intrusivos de los cuales existen datos publicados, los cuales se detallan a continuación.

### **2.1.1. Cuerpos intrusivos Jurásicos de la Sierra Nevada de Santa Marta**

La Sierra Nevada de Santa Marta se encuentra ubicada al noroeste de Colombia, representando la parte norte de la Cordillera de los Andes (Quandt et al., 2018). El basamento está compuesto por granulitas neoproterozoicas y rocas en facies anfibolitas (Tschanz et al., 1974; Cordani et al., 2005; Quandt et al., 2018), el cual ha sido intruido por granitoides del Jurásico con composiciones intermedias a félsicas de la serie calcoalcalina y cubierto con rocas volcánicas del Jurásico y el Cretácico Temprano (Tschanz et al., 1974; Quandt et al., 2018).

Las edades de cristalización de estos granitoides están entre ca. 192 hasta 176 Ma según datos de U-Pb en circones, y las variaciones en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  se encuentran entre 0.7012 y 0.7071 y los valores de  $\epsilon\text{Nd}$  son entre -10.3 y 0.0 (Quandt et al., 2018).

### **2.1.2. Batolito de Ibagué**

El batolito de Ibagué está ubicado sobre el flanco oriental de la Cordillera Central, presentando una disposición NNE-SSW y ocupando un área aproximada de 12.000 km<sup>2</sup> (Leal-Mejía et al., 2018), con una composición que varía de tonalita a granodiorita y diorita

en menor medida (Bustamante et al., 2016); y un basamento constituido por rocas metamórficas Permo-Triásicas (Bustamante et al., 2017).

El rango de edades de cristalización del batolito de Ibagué varía entre ca. 170 y 142 Ma según las edades U-Pb en circón (Leal-Mejía et al., 2019; Villagómez et al. 2011; Spikings et al., 2015; Bustamante et al. 2016). La composición isotópica muestra que hay variaciones en las proporciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en un intervalo de 0.7048 a 0.7061 (Leal-Mejía et al., 2019), mientras que los valores de  $\epsilon\text{Nd}$  varían entre -0.96 y 4.83 (Spikings et al., 2015; Bustamante et al., 2016; Leal-Mejía et al., 2019).

### **2.1.3. Batolito de Segovia**

El batolito de Segovia se encuentra ubicado en el departamento de Antioquia, posee una forma alargada paralelo al eje de la Cordillera Central, con una extensión aproximada de 5.600 km<sup>2</sup> (Gonzalez y Londoño, 2002; Álvarez-Galindez, 2013). Las composiciones de este granitoide son principalmente metaluminosas, con bajas proporciones de K, y de la serie calcoalcalina (Álvarez-Galindez, 2013; Leal-Mejía et al., 2019), donde sus rocas predominantes son tonalitas a granodioritas con dioritas y gabros subordinados (González y Londoño, 2002; Cediél et al., 2018). Estas rocas intruyen principalmente un basamento de rocas metamórficas Precámbricas (Cuadros et al., 2014).

La edad de este batolito está entre 168 Ma y 155 Ma según datos de U-Pb en circón (Cediél, et al., 2018) y presenta proporciones bajas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7038 a 0.7043) y valores positivos de  $\epsilon\text{Nd}$  (+0.86 a +6.52) (Álvarez-Galindez, 2013; Cuadros et al., 2014; Leal-Mejía et al., 2019).

### **2.1.4. Batolito de Mocoa**

El batolito de Mocoa es un cuerpo alargado que se encuentra ubicado en el SW de Colombia, donde se cruza la Cordillera Central y la Oriental, estando presente desde el norte del departamento de Nariño hasta el sur del departamento de Huila, sin perder su tendencia SW-NE y comprendiendo un área aproximada de 4.200 km<sup>2</sup> (Leal-Mejía et al.,

2019). La composición de este cuerpo intrusivo varía desde rocas faneríticas de composición monzogranito, cuarzomonzodiorita, cuarzodiorita, granodiorita y facies de granito (Zapata et al., 2016; Leal-Mejía et al., 2019), y es intruido por diques de pórfido dacítico (Alfonso, 2000; Cediel, et al., 2018).

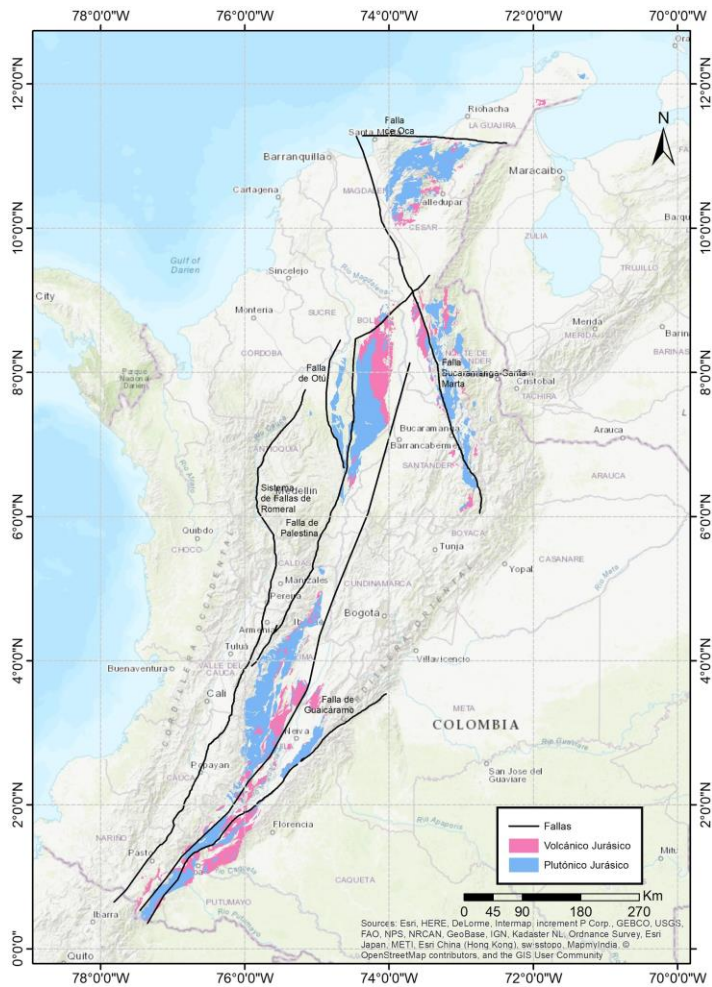
Las edades de cristalización U-Pb en circón varían entre ca. 181 y 170 Ma (Zapata et al., 2016; Leal-Mejía et al., 2019). Por su parte, los isótopos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $\epsilon\text{Nd}$  en dos muestras, están entre 0.7060 y 0.7060, y -0.94 a -3.32 respectivamente (Leal-Mejía et al., 2019).

### **3. MÉTODOS**

Para analizar correctamente la profundidad del emplazamiento de los cuerpos intrusivos y la distribución espacio-temporal del magmatismo Jurásico en el norte de los Andes fue necesaria la recopilación de una base de datos geocronológicos y geoquímicos de diversas fuentes (Tablas 4 y 5), además de una base de datos de la geología regional y su distribución espacial, utilizando como fuente principal los mapas geológicos publicados por el Servicio Geológico Colombiano (Gómez et al., 2015a)

La Fuente de estos datos fue el Atlas Geológico publicado por el servicio geológico en el 2015 (Gómez et al., 2015a; Gómez et al., 2015b) que integra las planchas 1:100.000 del territorio colombiano en un solo archivo descargable y de fácil visualización en programas como Google Earth o ArcMap (Programa de ArcGis), en este caso se utilizó ArcMap 10.5 para la visualización e integración de las bases de datos, la digitalización de información y la construcción de mapas.

Las formaciones geológicas de interés para este proyecto son las unidades Jurásicas magmáticas ubicadas en la Cordillera Central del norte de los Andes, por lo tanto, el primer filtro fue seleccionar estas unidades y diferenciar entre intrusivas y extrusivas (Figuras 5 y 6). Además de estos se seleccionaron las principales fallas a escala regional, también descargadas desde la página del Servicio Geológico Colombiano (Figura 1; Gómez et al., 2015b).



**Figura 1.** Distribución espacial de los cuerpos ígneos Jurásicos según la cartografía geológica del Servicio Geológico Colombiano. (Gómez et al., 2015a)

### 3.1 Base de datos Geocronológicos

Inicialmente se recopilaron todas las dataciones Jurásicas (340) ofrecidas por el Servicio Geológico Colombiano (Gómez et al., 2015b), estos datos están organizados en más de 30 campos que fueron resumidos en la Tabla 1, modificada de Gómez et al. (2015b), para la conformación del *Feature Class* de Dataciones.

Para lograr un análisis espacio temporal más acertado algunos de los plutones, éstos se agruparon en macro unidades o Zonas (Tabla 2) debido a su cercanía geográfica y a como se han agrupado usualmente en la geología regional, además, algunas de estas unidades no presentan una cantidad suficiente de datos como para identificar una tendencia clara en su distribución.

**Tabla 1.** Campos implementados en el Feature Class del Catálogo de dataciones radiométricas de Colombia en ArcGIS (Modificado de Gómez et al., 2015b)

<b>Item</b>	<b>Descripción</b>
Código de la muestra	Código de campo o de laboratorio de la muestra (definido por el autor)
Unidad geológica	Unidad geológica formal o informal reportada por el autor y de donde fue tomada la muestra
Litología	Tipo de roca, sedimento o material analizado
Edad Ma	Edad en millones de años calculada en el análisis geocronológico
Detalle Edad	Error en millones de años tal y como lo reportó el autor y comentarios respecto a la edad
Edad estratigráfica	Edad según la Tabla Cronoestratigráfica Internacional (TCI) del 2013 (Cohen et al., 2013) reportada en la columna Edad Ma.
Método de datación	Métodos de decaimiento radiactivo según: Ar–Ar, Carbono–14, Huellas de fisión (EDM, LA–ICP–MS), K–Ar, Pb–Pb, Rb–Sr, Re–Os, Sm–Nd, U–Pb, U–Pb (ID–TIMS, LA–ICP–MS, LA–MC–ICP–MS y SHRIMP), U–Th/He y U–Th/Pb (LA–ICP–MS).
Material analizado	Tipo de material o mineral analizado.
Fuente de georreferenciación	Descripción breve de la forma como se obtuvieron las coordenadas de localización.
Coordenadas X Y	Metros Este y metros Norte, en coordenadas de plano cartesiano.
Sistema de coordenadas	Origen de coordenadas según como lo despliega ArcMap/ArcGIS: MAGNA_Colombia_Oeste_Oeste, MAGNA_Colombia_Oeste, MAGNA_Colombia_Bogota, MAGNA_Colombia_Este y MAGNA_Colombia_Este_Este.
Latitud	Latitud en grados, minutos, segundos y milésimas de segundo en Datum MAGNA.
Longitud	Longitud en grados, minutos, segundos y milésimas de segundo en Datum MAGNA.
Referencia	Referencia bibliográfica.
Comentarios	El tipo de edad, interpretación de la edad según el autor e información adicional relacionada con la datación.

**Tabla 2.** Zonas analizadas y las respectivas unidades que las componen

<b>Unidad</b>	<b>Zona</b>
Sierra Nevada de Santa Marta Batolito Pueblo Bello	Sierra Nevada de Santa Marta
Batolito de Norosí Granodioritas San Martín de Loba-Juana Sánchez Monzonita Papayal	Serranía de San Lucas

Granodiorita de Corcova Granodiorita de Pescadero Granito de Aguablanca Granodiorita del Rio Surata Plutón de Páramo Rico Macizo de Santander	Macizo de Santander
Cuarzomonzodiorita de El Astillero Cuarzomonzodiorita de Páez Cuarzomonzonita de Anchique Cuarzomonzonita de San Cayetano Cuarzomonzonita de Los Naranjos Monzodiorita de las Minas Monzogranito de Algeciras Monzogranito de Altamira	Valle Superior del Magdalena
Batolito de Segovia Granitoide El Dorado Granitoide El Cairo-Normandia	Batolito de Segovia
Stock de Mariquita	Stock de Mariquita
Stock de Payandé	Stock de Payandé
Batolito de Ibagué Batolito de Ibagué Sur Granitoide La Argentina Batolito de Ibagué Norte	Batolito de Ibagué
Granito de Garzón	Macizo de Garzón
Monzogranito de Mocoa Batolito de Mocoa	Batolito de Mocoa

Los datos de Latitud y Longitud fueron modificados de grados sexagesimales a grados decimales para la realización de las Figuras 2 y 3, y para la digitalización de estos en ArcGis.

Estos datos se filtraron inicialmente por el método de datación, usando solamente los datos con edades U-Pb en circones, debido a su tiempo de enfriamiento prolongado, y después se verificó que la ubicación de estos puntos coincidiera con la de formaciones ígneas jurásicas reportadas en la geología regional y seleccionadas anteriormente en la base de datos de cartografía, después de esto se revisó cada dato para comprobar que estuvieran correctos y así evitar posibles errores en la interpretación. Después de pasar por estos filtros la base de datos quedó conformada por cerca de 80 datos, esta fue actualizada con dataciones

publicadas recientemente para alcanzar los 96 datos presentados aquí. Las fuentes bibliográficas de los datos se reportan en la Tabla 3

**Tabla 3.** Resumen de las fuentes de datos geocronológicos que componen la base de datos para este estudio.

Referencia	% aportado
(Arango et al., 2015a)	2,08
(Arango et al., 2015b)	1,04
(Arango et al., 2015c)	1,04
(Arango et al., 2015d)	3,13
(Arango et al., 2015e)	3,13
(Hincapié-Gómez, 2017)	3,13
(Bermúdez et al., 2015)	1,04
(Bustamante et al., 2010)	4,17
(Bustamante et al., 2016)	13,54
(Cochrane et al., 2014)	1,04
(Cuadros et al., 2014)	6,25
(Dörr et al., 1995)	2,08
(Leal-Mejía, 2011)	20,83
(Mantilla Figueroa et al., 2013)	9,38
(Quandt et al., 2018)	8,33
(Rodríguez et al., 2015a)	1,04
(Rodríguez et al., 2015b)	1,04
(Rodríguez et al., 2015c)	4,17
(Rodríguez et al., 2017a)	3,13
(Van der Lelij, 2013)	4,17
(Villagómez et al., 2011)	2,08
(Zapata et al., 2015)	3,13
(Zapata et al., 2016)	1,04

Estos datos fueron espacializados usando las coordenadas geográficas provistas, y estos puntos fueron interceptados con la cartografía regional (Figura 4) en este mapa los puntos de datación se clasificaron gráficamente por color utilizando su unidad geológica como parámetro.

### **3.2 Base de datos Geoquímicos**

En primera instancia se recopiló información de la geoquímica de roca total de los intrusivos del Jurásico proporcionada por diferentes autores, obteniendo inicialmente 270 datos de dichos cuerpos.

Para determinar la profundidad de emplazamiento de los granitoides del Jurásico se implementó el método definido por Chapman et al. (2015) y Chiaradia (2015), un pseudobarómetro que permite determinar aproximadamente la profundidad de diferenciación de rocas ígneas mediante la relación Sr/Y (siendo el Sr compatible con la plagioclasa y el Y con el granate). Para aplicar este pseudobarómetro, se procedió a filtrar la base de datos analizando las muestras que cumplan con presentar valores de SiO<sub>2</sub> entre el 55 y 68%, de MgO <4% y que la relación Rb/Sr se encuentre entre 0,05 y 0,2.

Después de realizar dicho filtro la base de datos se redujo a 49 muestras que cumplían con las características geoquímicas necesarias para posteriormente aplicar la *fórmula 1* para hallar la profundidad (dm) de cada cuerpo.

$$\text{Fórmula 1 } dm = 1,11 * Sr/Y + 8,05$$

Por último, se realizaron las gráficas en Excel que permiten conocer la relación entre la profundidad de emplazamiento de los plutones con respecto a la edad de los mismos, teniendo como parámetro principal la relación Sr/Y.

### **3.3 Base de datos isotópicos**

Los datos de isótopos de Sr compilados de los intrusivos de la Sierra Nevada de Santa Marta (29 muestras), el Batolito de Segovia (3 muestras), el Batolito de Ibagué (6 muestras) y el Batolito de Mocoa (2 muestras), fueron escogidos debido a que son los únicos que tienen datos disponibles y están distribuidos a lo largo del rumbo, lo que permite conocer su variación de norte a sur.

Los análisis adicionales del Batolito de Ibagué (3 muestras) presentados en este proyecto, se adquirieron utilizando un sistema multicolector Thermo-Finnigan Neptune en la Universidad Estatal de Washington, y los resultados se presentan en la Tabla 6. Los procedimientos para la preparación y disolución de las muestras para los isótopos de Sr son los mismos que los reportados por Gaschnig et al. (2011). Los análisis de Sr se corrigieron para el fraccionamiento en masa con  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  y se normalizaron con NBS-987. La reproducibilidad promedio, con 2 desviaciones estándar de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , fue de  $\pm 0.00005$ . Los valores isotópicos iniciales se calcularon utilizando las concentraciones de Rb y Sr de análisis hechos por fluorescencia de rayos X.

## **4. RESULTADOS**

### **4.1 Distribución de las edades de cristalización U-Pb en circones**

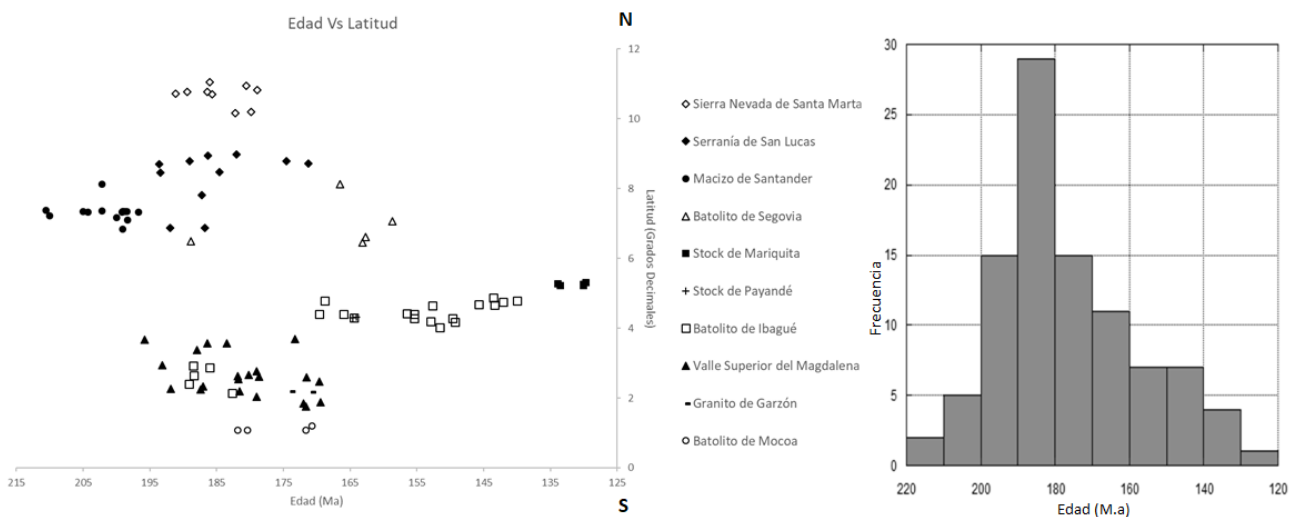
Las edades U-Pb en circones compiladas en este estudio, que representan edades de cristalización de rocas plutónicas, muestran que el magmatismo se extiende entre ca. 129 y 210 Ma, siendo el Stock de Mariquita y las rocas plutónicas del Macizo de Santander el más joven y las más antiguas respectivamente.

Longitudinalmente, los cuerpos plutónicos jurásicos se encuentran entre los  $72,8^\circ$  y los  $76,7^\circ$  al W, siendo el Macizo de Santander el cuerpo más al Este y el Batolito de Mocoa el cuerpo más al Oeste. La variación latitudinal está comprendida entre los  $1,06^\circ$  y  $11,05^\circ$  al Norte del Ecuador, siendo el batolito de Mocoa el cuerpo más al Sur y los intrusivos de la Sierra Nevada de Santa Marta los localizados más al Norte.

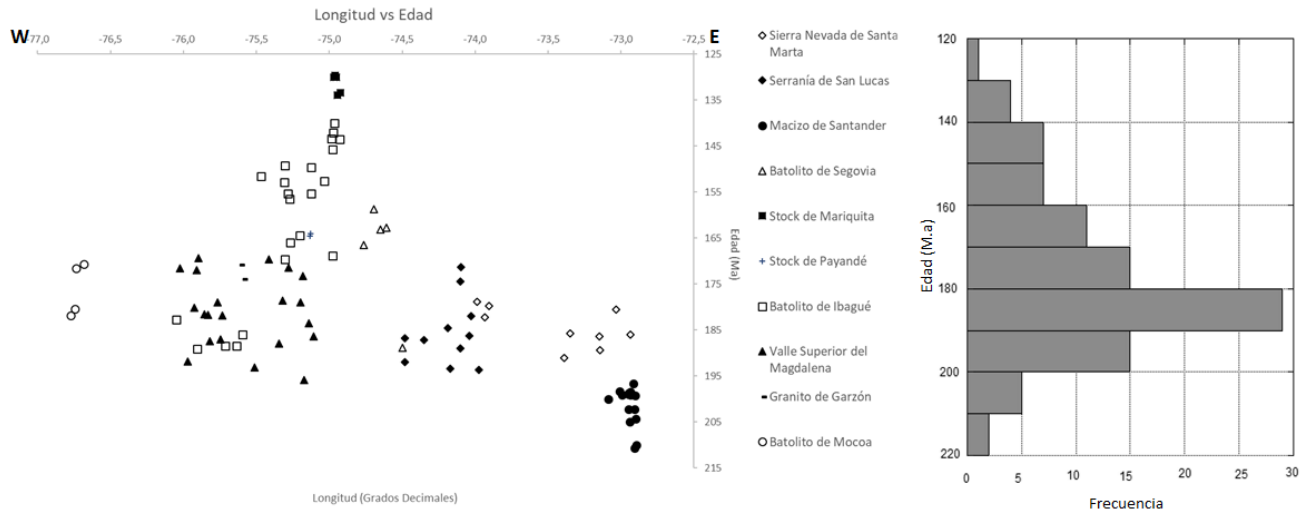
De Norte a Sur, los cuerpos asociados a la Sierra Nevada de Santa Marta presentan edades entre ca. 179 y 191 Ma en 9 datos; la Serranía de San Lucas entre ca. 171 y 194 Ma en 11 datos; el Macizo de Santander entre ca. 197 y 210 Ma en 15 datos; el Batolito de Segovia entre 159 y 189 Ma en 5 datos; el Stock de Mariquita entre 129 y 134 Ma en 5 datos; el Batolito de Ibagué entre 140 y 189 Ma en 22 datos; el Valle Superior del Magdalena que comprende cuerpos como los Monzogranitos de Algeciras y Altamira, la Cuarzomonzodiorita de Páez, entre otros, presenta edades entre 169 y 196 Ma en 21 datos y

el Batolito de Mocoa entre 171 y 182 en 4 datos, esta información se encuentra detallada en la Tabla 4.

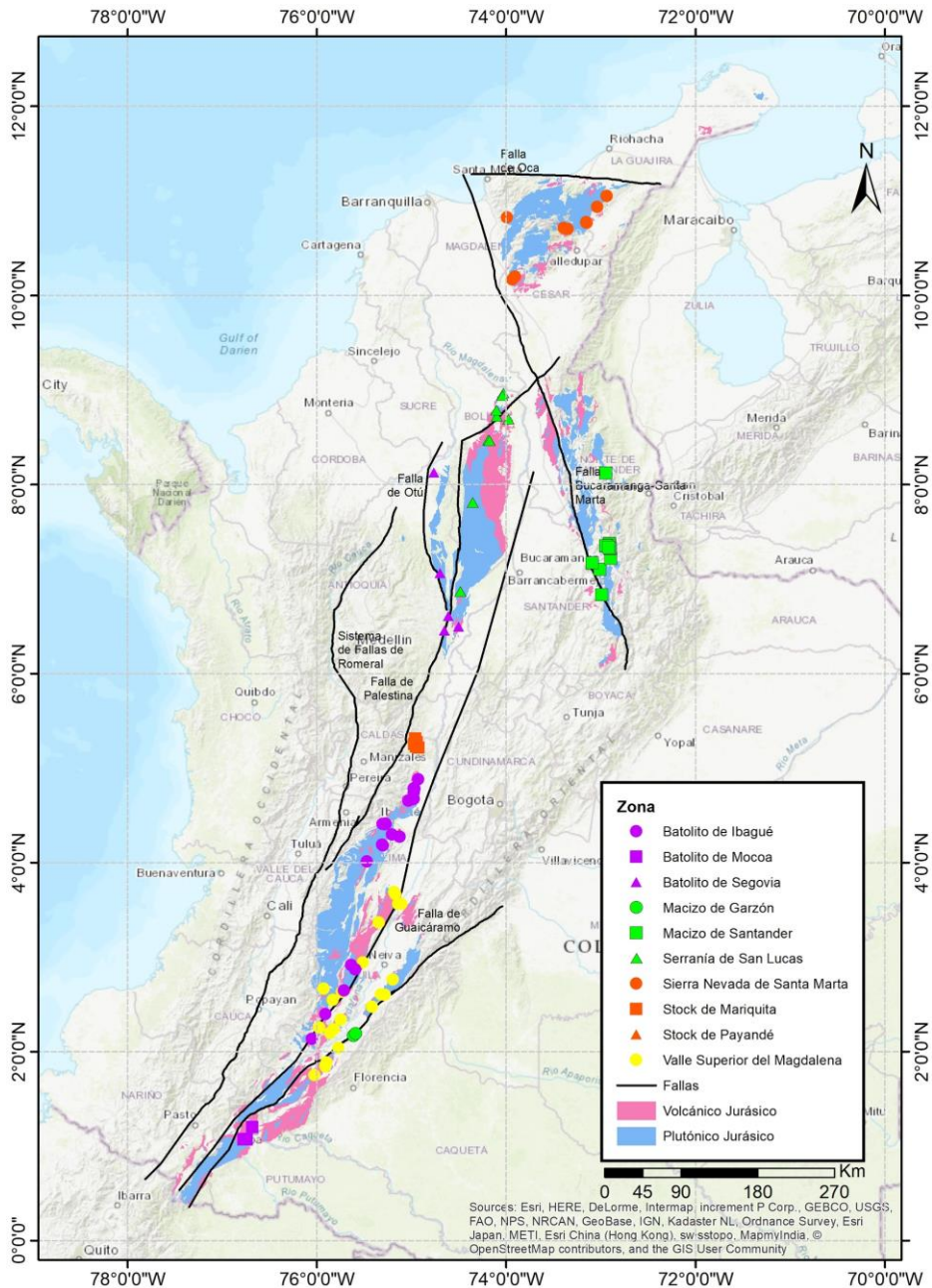
La figura 2 muestra la variación de la edad con la latitud de los diferentes cuerpos Jurásicos, lo que permite observar que latitudinalmente no hay una correlación entre la edad de los cuerpos y su posición actual (figuras 2 a 7), en esta figura se observa como el inicio del magmatismo Jurásico se dio en el Macizo de Santander con un comportamiento aparentemente estático desde los 210 hasta los 197 Ma, después se da un incremento en la intensidad del magmatismo entre los 195 y 165 Ma, este incremento da como resultado la actividad magmática de la Sierra Nevada de Santa Marta, la Serranía de San Lucas, el inicio del Batolito de Ibagué, el Valle superior del Magdalena y el Batolito de Mocoa, esto evidencia un magmatismo multilatitudinal en el Norte de los Andes en el cual no se aprecia una migración aparente en primera instancia. En particular, es notoria la tendencia de construcción del Batolito de Ibagué (Figura 8), el cual presenta edades de cristalización más antiguas hacia el Sur, y más jóvenes hacia el Norte.



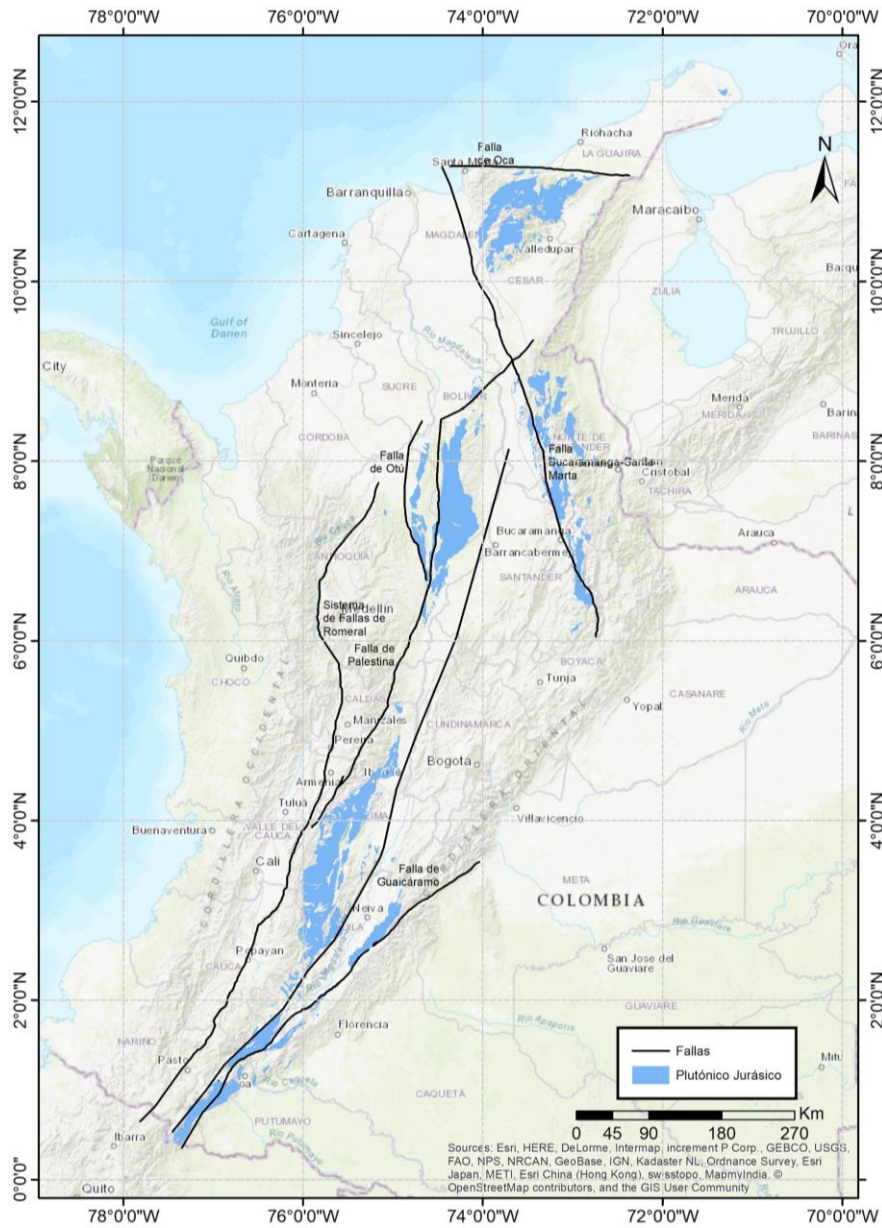
**Figura 2.** Gráfico de dispersión de puntos que Muestra la relación entre la edad y la latitud de las muestras, y un histograma de frecuencia de las edades de todos los cuerpos.



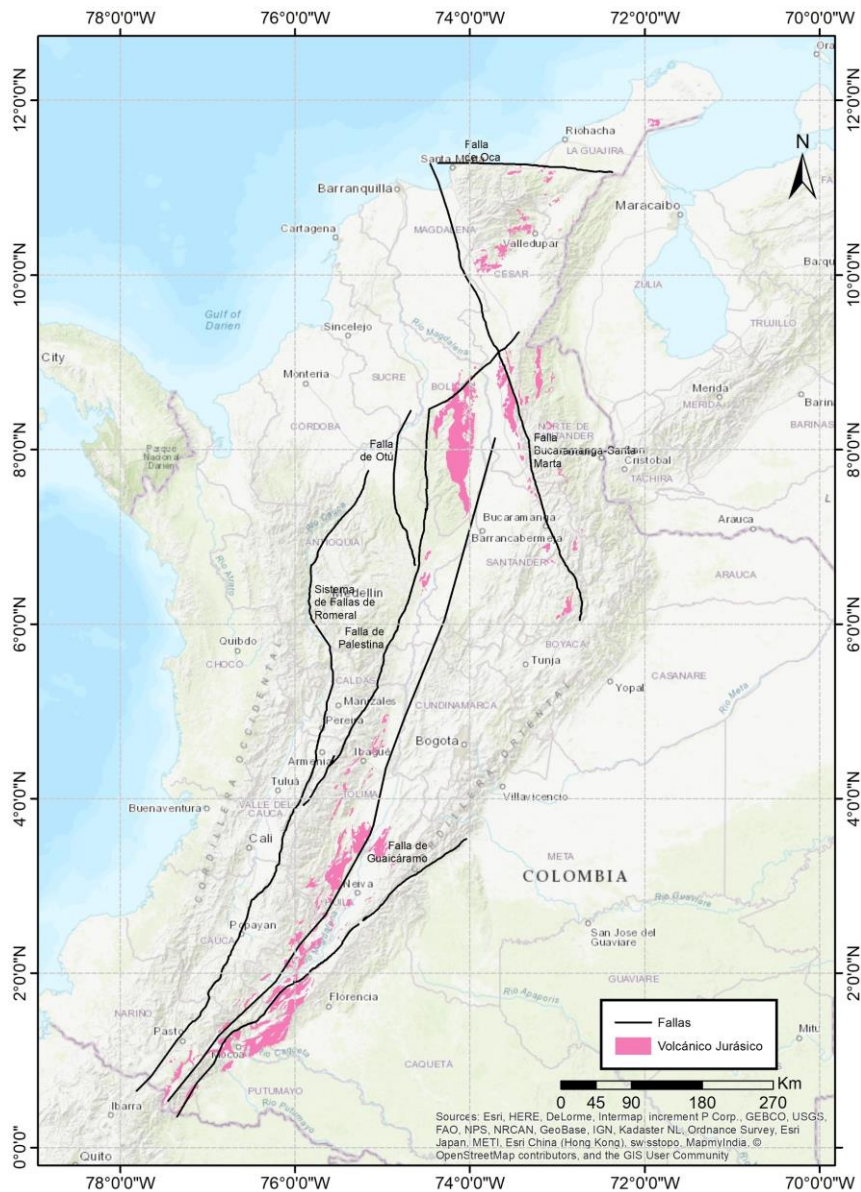
**Figura 3.** Gráfica de dispersión de puntos X y Y que muestra la relación entre la longitud y la edad de las muestras.



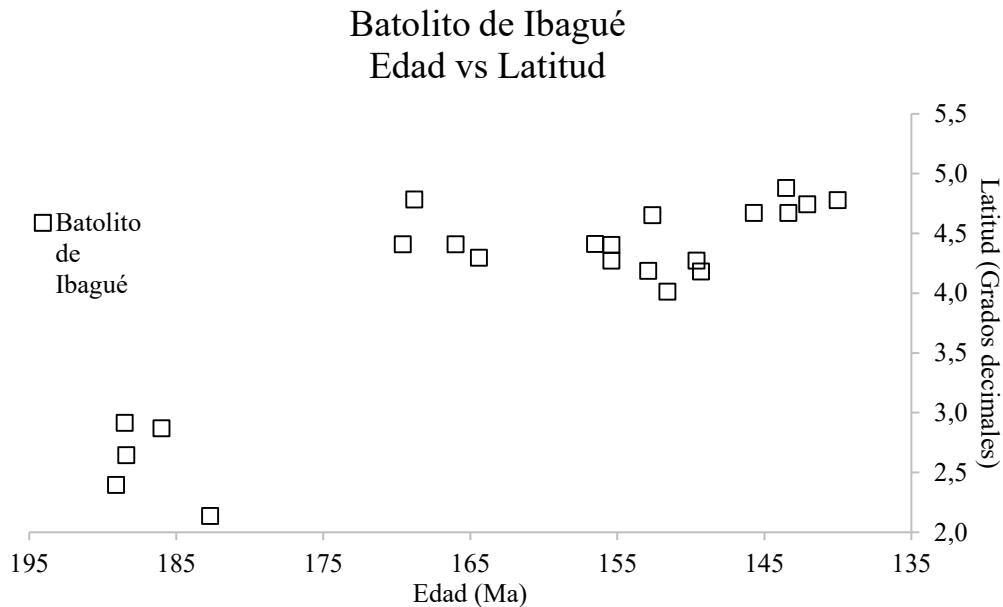
**Figura 4.** Mapa con la ubicación de los datos geocronológicos, cartografía ígnea Jurásica y las principales fallas del territorio colombiano (Modificado de Gómez et al., 2015b), se sobrepone sobre Basemap Topográfico de ArcGis.



**Figura 5.** Mapa Con la ubicación de los cuerpos plutónicos Jurásicos según la cartografía geológica del Servicio Geológico Colombiano. (Modificado de Gómez et al., 2015b)



**Figura 6.** Mapa con la ubicación de los cuerpos volcánicos Jurásicos según la cartografía geológica del Servicio Geológico Colombiano. (Modificado de Gómez et al., 2015b)



**Figura 7.** Gráfica de dispersión de puntos que muestra la relación entre la edad y la latitud de las muestras para el Batolito de Ibagué.

La figura 3 nos muestra la variación en la relación entre la longitud y la edad de las muestras provenientes del magmatismo Jurásico en el Norte de los Andes, comenzando con el Macizo de Santander, el más antiguo y más Oriental de los cuerpos, seguido por la Sierra Nevada de Santa Marta y la Serranía de San Lucas generados en el pico de magmatismo entre los 195 y 165 Ma y ubicados en la actualidad un poco más al Occidente, seguidos por los Batolitos de Segovia e Ibagué, y el Stock de Mariquita, este último alcanzando los 75° W. Siguiendo hacia el Occidente encontramos los cuerpos pertenecientes al Valle Superior del Magdalena que se ubican entre los 75 y 76° W con edades entre 196 y 169 Ma, y por último encontramos el Batolito de Mocoa, el cuerpo plutónico Jurásico más Occidental de la Cordillera Central de Colombia.

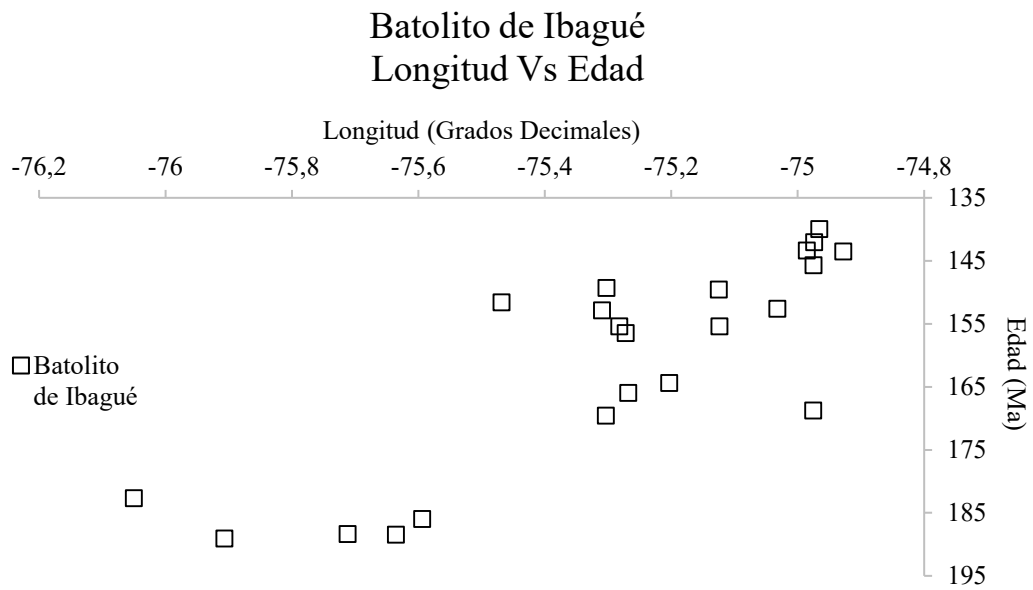
Aunque los comportamientos observados con la distribución de las edades no permiten identificar un patrón de migración del magmatismo, es notorio el comportamiento que presenta el Batolito de Ibagué en las figuras 7 y 8. En éstas, se sugiere una construcción de

este cuerpo de Sur a Norte, evidenciando también una disminución en el volumen del magmatismo como se ve en la Figura 9.

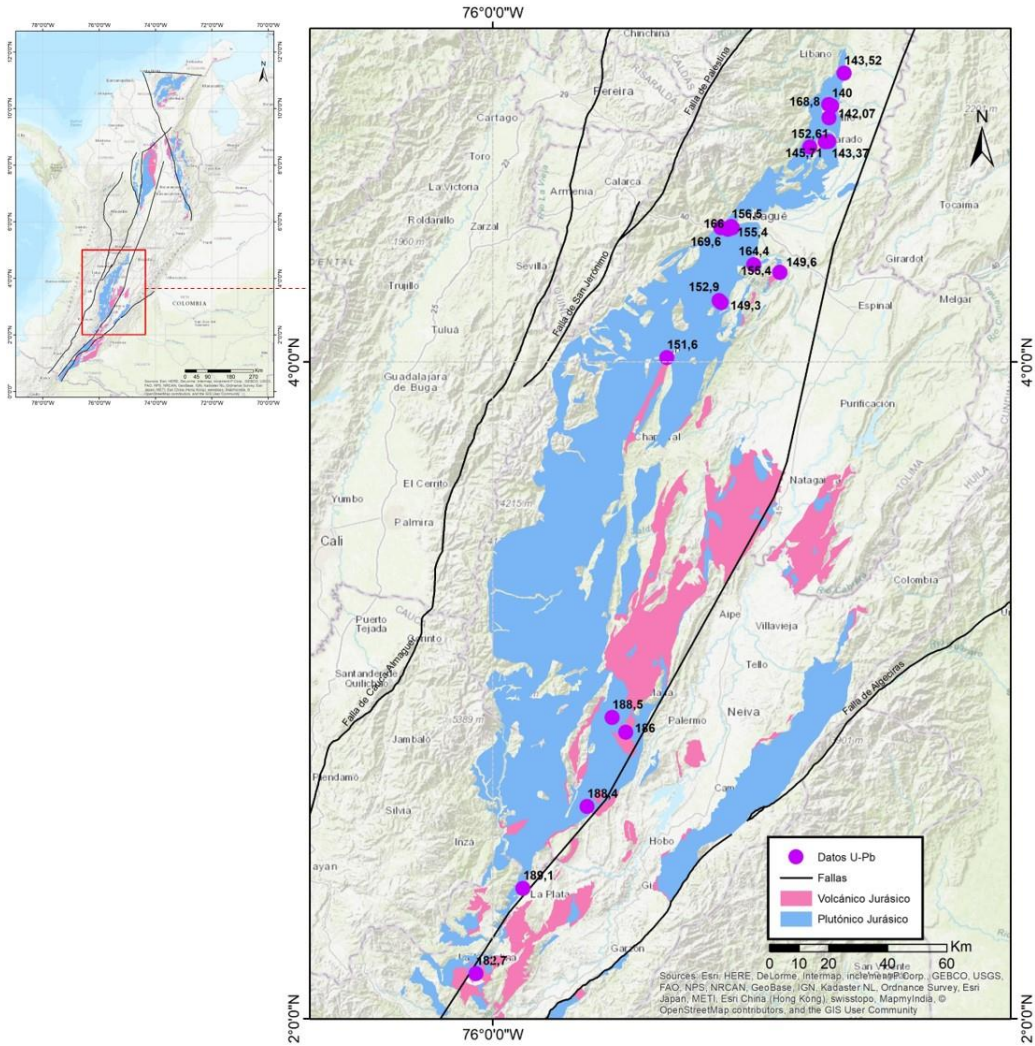
**Tabla 4.** Tabla con los datos geocronológicos recopilados (cada ítem de esta tabla se describe previamente en la Tabla 1)

Rocas Jurásicas plutónicas en Colombia													
Código	Litología	Unidad	Longitud (Grados decimales)	Latitud (Grados decimales)	Zona	Geocronología		Referencia	No. De datos	MIN	MAX	MEAN	SD
						Edad U-Pb (Ma)	Detalle Edad U-Pb (Ma)						
EAM20-121L	Granodiorita	Sierra Nevada de Santa Marta	-73,0340	10,9380	Sierra Nevada de Santa Marta	180,6	180.6 +/- 1.2	(Quandt et al., 2008)	9	178,9	191,1	184,46	4,31
FCB-21-38L	Granodiorita	Sierra Nevada de Santa Marta	-72,9380	11,0510		186	186 +/- 0.7	(Quandt et al., 2008)					
JR G-20-81BL	Monzogranito	Sierra Nevada de Santa Marta	-73,1490	10,7740		186,4	186.4 +/- 1.6	(Quandt et al., 2008)					
EAM27-132L	Granodiorita	Sierra Nevada de Santa Marta	-73,3472	10,7010		185,7	185.7 +/- 1	(Quandt et al., 2008)					
JR G-20-84AL	Leucosienogranito	Sierra Nevada de Santa Marta	-73,1464	10,7670		189,4	189.4 +/- 2	(Quandt et al., 2008)					
JR G-27-88AL	Monzogranito	Sierra Nevada de Santa Marta	-73,3885	10,7150		191,1	191.1 +/- 1.4	(Quandt et al., 2008)					
JRQ-19-15L	Cuarzo diorita	Sierra Nevada de Santa Marta	-73,9877	10,8248		178,9	178.9 +/- 1.1	(Quandt et al., 2008)					
JRQ-33-75L	Monzogranito	Sierra Nevada de Santa Marta	-73,9314	10,1694		182,2	182.2 +/- 1	(Quandt et al., 2008)					
12033367	Granodiorita	Batolito Pueblo Bello	-73,9044	10,1988		179,8	179.8 +/- 3.3	(Leal-Mejía, 2011)					
028-01	Granodiorita	Batolito de Norosí	-74,0967	8,7220		171,3	171.3 +/- 1.8	(Cuadros et al., 2014)					
030-02	Granodiorita	Batolito de Norosí	-74,1000	8,7889	174,5	174.5 +/- 1.9	(Cuadros et al., 2014)						
KD-WR-1	Granodiorita Bt	Granodioritas San Marín de Loba-Juana Sánchez	-74,0264	8,9662	182	182.0 +/- 3.0	(Leal-Mejía, 2011)						
KD-WR-2	Granodiorita Bt	Granodioritas San Marín de Loba-Juana Sánchez	-74,0395	8,9406	186,3	186.3 +/- 4.4-5.2	(Leal-Mejía, 2011)						
KD-WR-3	Granodiorita Bt-hb	Granodioritas San Marín de Loba-Juana Sánchez	-74,1008	8,7877	189	189.0 +/- 4	(Leal-Mejía, 2011)						
KD-WR-185	Monzonita	Batolito de Norosí	-74,1852	8,4724	184,6	184.6 +/- 3.6	(Leal-Mejía, 2011)						
KD-WR-186	Diorita	Batolito de Norosí	-74,1721	8,4625	183,4	183.4 +/- 5.8	(Leal-Mejía, 2011)						
KD-WR-189	Monzogranito	Monzonita Papayal	-73,9754	8,6910	193,6	193.6 +/- 6.4	(Leal-Mejía, 2011)						
KD-WR-240	Granodiorita	Batolito de Norosí	-74,4819	6,8679	186,8	186.8 +/- 2.9	(Leal-Mejía, 2011)						
KD-WR-241	Apilita granítico (Dique)	Batolito de Norosí	-74,4807	6,8674	192	192.0 +/- 3.2	(Leal-Mejía, 2011)						
KD-WR-288	Granodiorita	Batolito de Norosí	-74,3507	7,8105	187,2	187.2 +/- 2.8	(Leal-Mejía, 2011)						
10VD L05	Granodiorita	Granodiorita de Corcova	-73,0100	7,1008	188,3	188.3 +/- 1.8	(Van der Leij, 2013)						
10VD L22	Granodiorita	Granodiorita de Pescadero	-72,9908	6,8300	199,1	199.1 +/- 1.3	(Van der Leij, 2013)						
10VD L56	Granito	Granito de Aguablanca	-72,9475	8,1189	202,2	202.2 +/- 1.0	(Van der Leij, 2013)						
10VD L61	Granodiorita	Granodiorita del Rio Surata	-73,0881	7,1664	200	200 +/- 1.5	(Van der Leij, 2013)						
10-1-4-89	Granodiorita	Plutón de Páramo Rico	-72,9385	7,3480	205	205 +/- 5.9	Dórr et al. (1995)						
7-1-1-89	Tonalita	Plutón de Páramo Rico	-72,8930	7,2151	210	ca. 210	Dórr et al. (1995)						
9E-20-M1	Alaskita-I	Macizo de Santander	-72,8694	7,3188	204,3	204.3 +/- 2.7-3.3	(Mantilla Figueroa et al., 2013)						
ALR-035	Alaskita-I	Macizo de Santander	-72,9059	7,3774	210,6	210.6 +/- 3.5	(Mantilla Figueroa et al., 2013)						
6H-7-M1	Alaskita-I	Macizo de Santander	-72,9072	7,3559	202,2	202.2 +/- 5.3	(Mantilla Figueroa et al., 2013)						
TQB-002	Alaskita-I	Macizo de Santander	-72,9346	7,3488	199,1	199.1 +/- 2.5-2.6	(Mantilla Figueroa et al., 2013)						
TPD-71	Diorita a Granodiorita	Macizo de Santander	-72,9030	7,3218	199,2	199.2 +/- 2.8-2.7	(Mantilla Figueroa et al., 2013)						
TQB-005	Diorita a Granodiorita	Macizo de Santander	-72,9470	7,3482	199	199 +/- 2.5-2.6	(Mantilla Figueroa et al., 2013)						
TQB-003	Diorita a Granodiorita	Macizo de Santander	-72,9346	7,3488	198,4	198.4 +/- 2.5-2.6	(Mantilla Figueroa et al., 2013)						
TQB-004	Alaskita-II	Macizo de Santander	-72,9489	7,3505	198,7	198.7 +/- 2.6-2.9	(Mantilla Figueroa et al., 2013)						
TQB-001	Alaskita-II	Macizo de Santander	-72,9158	7,3320	196,7	196.7 +/- 2.9-2.8	(Mantilla Figueroa et al., 2013)						
900720	Cuarzomonzodiorita	Cuarzomonzodiorita de El Astillero	-75,7467	2,3387	187	187 +/- 3.3	(Rodríguez et al., 2015b)						
900725	Granodiorita	Cuarzomonzodiorita de Páez	-75,9285	2,6559	180,2	180.2 +/- 1.6	(Zapata et al., 2015)						
900728	Charnoquita-jonita	Cuarzomonzodiorita de Páez	-75,7365	2,6293	181,83	181.83 +/- 0.91	(Zapata et al., 2015)						
900731	Sienogranito (Dique)	Cuarzomonzodiorita de Páez	-75,9721	2,5222	191,9	191.9 +/- 1.4	(Zapata et al., 2015)						
MIA-454	Sienogranito (Dique)	Cuarzomonzodiorita de Páez	-75,5116	2,9437	193,13	193.13	(Rodríguez et al., 2017a)						
MIA-499	Sienogranito (Dique)	Cuarzomonzodiorita de Páez	-75,8324	2,5477	181,7	181.7	(Rodríguez et al., 2017a)						
900642	Cuarzomonzonita	Cuarzomonzonita de Anchique	-75,1408	3,5628	183,5	183.5 +/- 3	(Arango et al., 2015a)						
900643	Cuarzomonzonita	Cuarzomonzonita de Anchique	-75,1067	3,5683	186,4	186.4 +/- 1.4	(Arango et al., 2015a)						
900824	Cuarzomonzonita con Px	Cuarzomonzonita de San Cayetano	-75,1810	3,6882	173,3	173.3 +/- 1.3	(Bermúdez et al., 2015)						
	Cuarzomonzodiorita	Cuarzomonzonita de San Cayetano	-75,1713	3,6687	185,8	185.8	(Rodríguez et al., 2017a)						
900647	Cuarzomonzodiorita	Cuarzomonzonita de Los Naranjos	-75,3439	3,3663	187,9	187.9 +/- 1.3*	(Arango et al., 2015b)						
900752	Cuarzomonzodiorita	Monzodiorita de las Minas	-75,8575	2,1864	181,6	181.6 +/- 3.4	(Arango et al., 2015c)						
C B0007A	Tonalita	Monzodiorita de las Minas	-75,8204	2,2358	187,4	187.4 +/- 2.3	(Bustamante et al., 2010)						
900694	Monzogranito	Monzogranito de Algeciras	-75,2806	2,5988	171,5	171.5 +/- 2.5	(Rodríguez et al., 2015c)						
900703	Cuarzomonzonita	Monzogranito de Algeciras	-75,1999	2,7602	179	179 +/- 1.9	(Rodríguez et al., 2015c)						
GR-6585	Monzogranito	Monzogranito de Algeciras	-75,3192	2,8048	178,6	178.6	(Rodríguez et al., 2015c)						
GR-6589	Monzogranito	Monzogranito de Algeciras	-75,4162	2,4730	169,6	169.6	(Rodríguez et al., 2015c)						
900734	Monzogranito	Monzogranito de Altamira	-76,0299	1,7481	171,6	171.6 +/- 1	(Arango et al., 2015d)						
900749	Monzogranito	Monzogranito de Altamira	-75,9958	1,8850	169,4	169.4 +/- 3.2	(Arango et al., 2015d)						
JG8-390	Monzogranito	Monzogranito de Altamira	-75,9088	1,8434	172	172	(Arango et al., 2015d)						
C B0005	Granodiorita	Monzogranito de Altamira	-75,7483	2,0374	179	179.0 +/- 2.2	(Bustamante et al., 2010)						

10RC78	Monzogranito	Batolito de Segovia	-74,5000	6,4967		188,9	188,9 +/-2	(Cochrane et al., 2014)						
KD-WR-128	Tonalita Plag-hb	Batolito de Segovia	-74,6950	7,0617		158,7	158,7 +/-2.0	Leal-Mejía (2011)						
KD-WR-210	Diorita Hb	Batolito de Segovia	-74,7635	8,1242	Batolito de Segovia	166,5	166,5 +2.3/-2.5	Leal-Mejía (2011)	5	158,7	188,9	167,98	12,02	
KD-WR-245	Granodiorita	Granitoide El Dorado (Batolito de Segovia)	-74,6492	6,4533		163,1	163,1 +/-2.8	Leal-Mejía (2011)						
WR-248	Cuarzodiorita	Granitoide El Cairo-Normandia (Batolito de Segovia)	-74,6098	6,6060		162,7	162,7 +/-2.6	Leal-Mejía (2011)						
CM4	Granitos	Stock de Mariquita	-74,9421	5,2740		139,9	139,90+2.78-1.27	(Bustamante et al., 2016)						
CM7	Granitos	Stock de Mariquita	-74,9699	5,2552		130,06	130,06+1.18-0.65	(Bustamante et al., 2016)						
CM8	Granitos	Stock de Mariquita	-74,9514	5,2261	Stock de Mariquita	130	130	(Bustamante et al., 2016)	5	129,64	133,9	131,42	2,09	
CM10	Granitos	Stock de Mariquita	-74,9245	5,2139		133,48	133,48+0.41-1.09	(Bustamante et al., 2016)						
CM19	Granitos	Stock de Mariquita	-74,9589	5,3112		129,64	129,64+0.57-0.82	(Bustamante et al., 2016)						
CSP3	Granodiorita	Stock de Payandé	-75,1326	4,2978		164,59	164,59+1.05-2.76	(Bustamante et al., 2016)						
CSP5	Granodiorita	Stock de Payandé	-75,1276	4,3094	Stock de Payandé	164,07	164,07+2.11-0.96	(Bustamante et al., 2016)	2	164,07	164,59	164,38	0,37	
CI2	Tonalita a granodiorita	Batolito de Ibagué	-74,9280	4,8789		143,52	143,52+1.38-0.64	(Bustamante et al., 2016)						
CI7	Tonalita a granodiorita	Batolito de Ibagué	-74,9659	4,7790		140	140	(Bustamante et al., 2016)						
CI9B	Tonalita a granodiorita	Batolito de Ibagué	-74,9739	4,7428		142,07	142,07+1.08-0.86	(Bustamante et al., 2016)						
CI11A	Tonalita a granodiorita	Batolito de Ibagué	-75,0322	4,6535		152,61	152,61+1.82-0.74	(Bustamante et al., 2016)						
CI13	Tonalita a granodiorita	Batolito de Ibagué	-74,9855	4,6704		143,37	143,37+1.10-1.09	(Bustamante et al., 2016)						
CI15	Tonalita a granodiorita	Batolito de Ibagué	-74,9749	4,6712		145,71	145,71+0.72-1.42	(Bustamante et al., 2016)						
10RC02	Granito	Batolito de Ibagué	-75,2033	4,2956		164,4	164,4 +/-1.1	(Cuadros et al., 2014)						
10RC08	Granodiorita	Batolito de Ibagué	-75,2719	4,4114		156,5	156,5 +/-1.1	(Cuadros et al., 2014)						
10RC10	Bi granito	Batolito de Ibagué	-75,2819	4,4033		155,4	155,4 +/-2.2	(Cuadros et al., 2014)						
10RC06	Leucogranito	Batolito de Ibagué	-74,9753	4,7833		168,8	168,8 +/-0.7	(Cuadros et al., 2014)						
DV05	Granodiorita	Batolito de Ibagué	-75,2681	4,4077		166	166 +/- 10	(Villagómez et al., 2011)						
DV09	Granito	Batolito de Ibagué	-75,3033	4,4083	Batolito de Ibagué	169,6	169,6 +/- 2.4	(Villagómez et al., 2011)	22	140	189,1	160,98	16,60	
KD-WR-166	Cuarzo diorita Bt	Batolito de Ibagué Sur	-75,6354	2,9165		188,5	188,5 +/-3.3	(Leal-Mejía, 2011)						
KD-WR-167	Diorita Bt	Batolito de Ibagué Sur	-75,5937	2,8710		186	186,0 +/-3.1	(Leal-Mejía, 2011)						
KD-WR-214	Diorita Bt	Granitoide La Argentina (Ibagué Sur)	-75,7118	2,6454		188,4	188,4 +2.8/-2.7	(Leal-Mejía, 2011)						
KD-WR-291	Granodiorita Bt-hb	Batolito de Ibagué Sur	-76,0503	2,1366		182,7	182,7 +/-2.7	(Leal-Mejía, 2011)						
KD-WR-246	Granodiorita	Batolito de Ibagué Norte	-75,3094	4,1865		152,9	152,9 +/-3.1	(Leal-Mejía, 2011)						
KD-WR-247	Granodiorita (sector norte)	Batolito de Ibagué	-75,3023	4,1805		149,3	149,3 +/-2.8	(Leal-Mejía, 2011)						
CB0010	Tonalita	Batolito de Ibagué	-75,9070	2,3960		189,1	189,1 +/-2.9	(Bustamante et al., 2010)						
lb01-3A			-75,1238	4,2718		155,4	155,4	Benavides, 2018						
lb01-4A			-75,1246	4,2722		149,6	149,6	Benavides, 2018						
Bat. Iagué1			-75,4684	4,0128		151,6	151,6	Benavides, 2018						
900715	Monzogranito	Granito de Garzón	-75,6102	2,1670	Macizo de Garzón	170,8	170,8 +/-2.4	(Rodríguez et al., 2015a)	2	170,8	173,9	172,35	2,19	
CB0001*	Cuarzomonzonita	Granito de Garzón	-75,5906	2,1893		173,9	173,9 +/-2.6	(Bustamante et al., 2010)						
900784	Cuarzomonzodiorita	Monzogranito de Mocoa	-76,7369	1,0714		171,6	171,6 +/-1.2	(Arango et al., 2015e)						
900813	Cuarzomonzonita	Monzogranito de Mocoa	-76,7713	1,0690	Batolito de Mocoa	181,8	181,8 +/-1.3	(Arango et al., 2015e)	4	170,7	181,8	176,18	5,78	
900818	Monzogranito	Monzogranito de Mocoa	-76,6819	1,2017		170,7	170,7 +/-2.1	(Arango et al., 2015e)						
SZH-12.1	Granito	Batolito de Mocoa	-76,7454	1,0742		180,4	180,4 +/-1.6	(Zapata et al., 2016)						
<b>Total</b>										<b>96</b>	<b>129,64</b>	<b>210,6</b>	<b>176,8</b>	<b>19,50</b>



**Figura 8.** Gráfica de dispersión de puntos X y Y que muestra la relación entre la longitud y la edad de las muestras para el Batolito de Ibagué.



**Figura 9.** Mapa con la ubicación de los datos geocronológicos, cartografía Ígnea Jurásica y las principales fallas en la zona del Batolito de Ibagué. (Modificado de Gómez et al., 2015b).

#### 4.2. Variaciones en la relación de Sr/Y durante el Jurásico

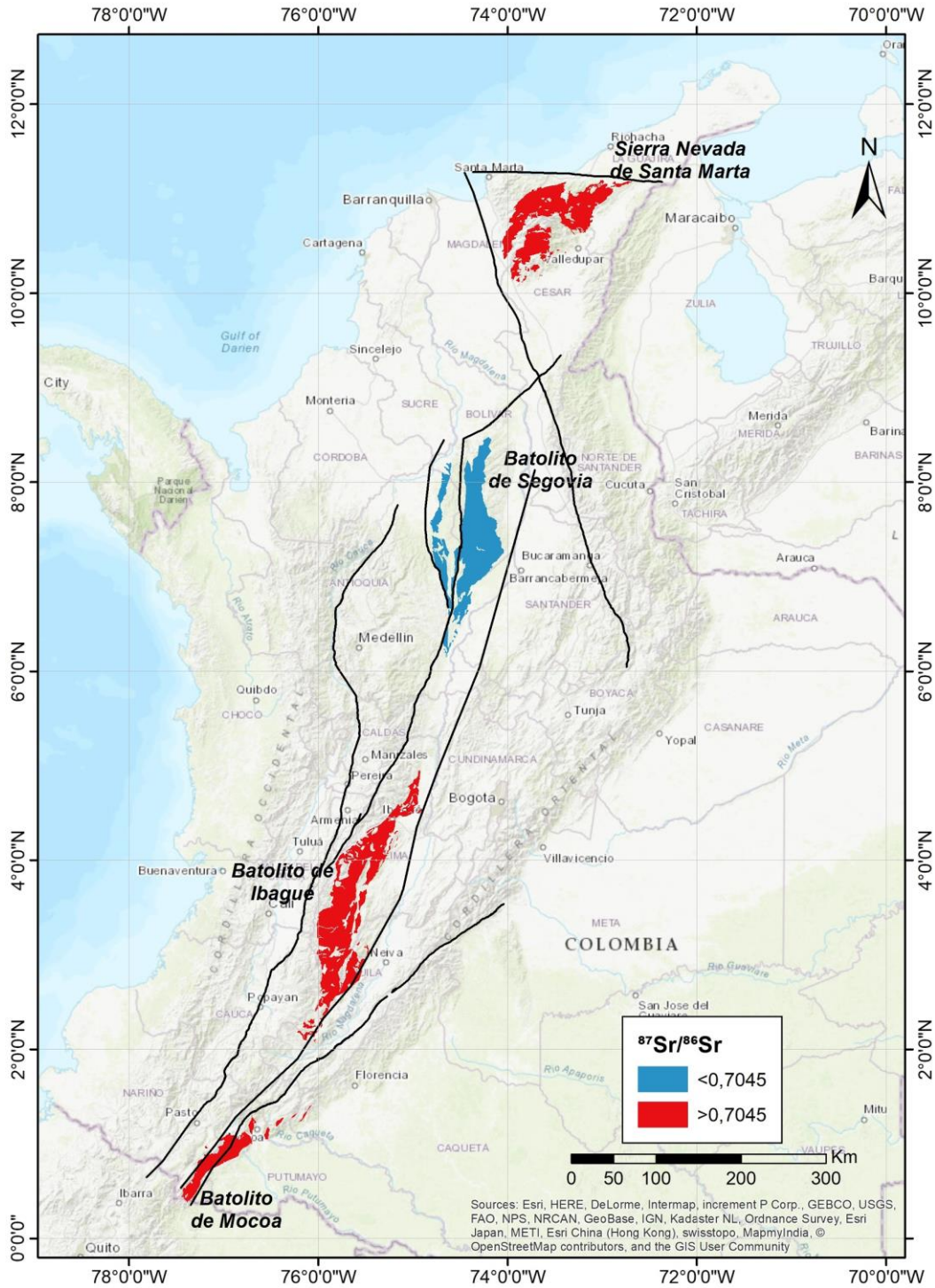
A partir de la compilación de 44 datos de Sr e Y de plutones jurásicos de Colombia (tabla 5), y después de la aplicación de los filtros descritos en Chapman et al. (2015), se puede observar que la relación Sr/Y varía entre 4 y 54. De norte a sur, los intrusivos de la Sierra Nevada de Santa Marta presentan valores entre 20 y 37 (12 datos), el Batolito de Segovia entre 20 y 44 (12 datos), el Batolito de Ibagué entre 14 y 37 (7 datos) y el Batolito de

Mocoa (3 datos) entre 22 y 26. Otros cuerpos plutónicos que tienen información de un número reducido de muestras, presentan valores entre 4 y 54, ambos pertenecientes a la Cuarzomonzodiorita de Páez y están detallados en la tabla 5.

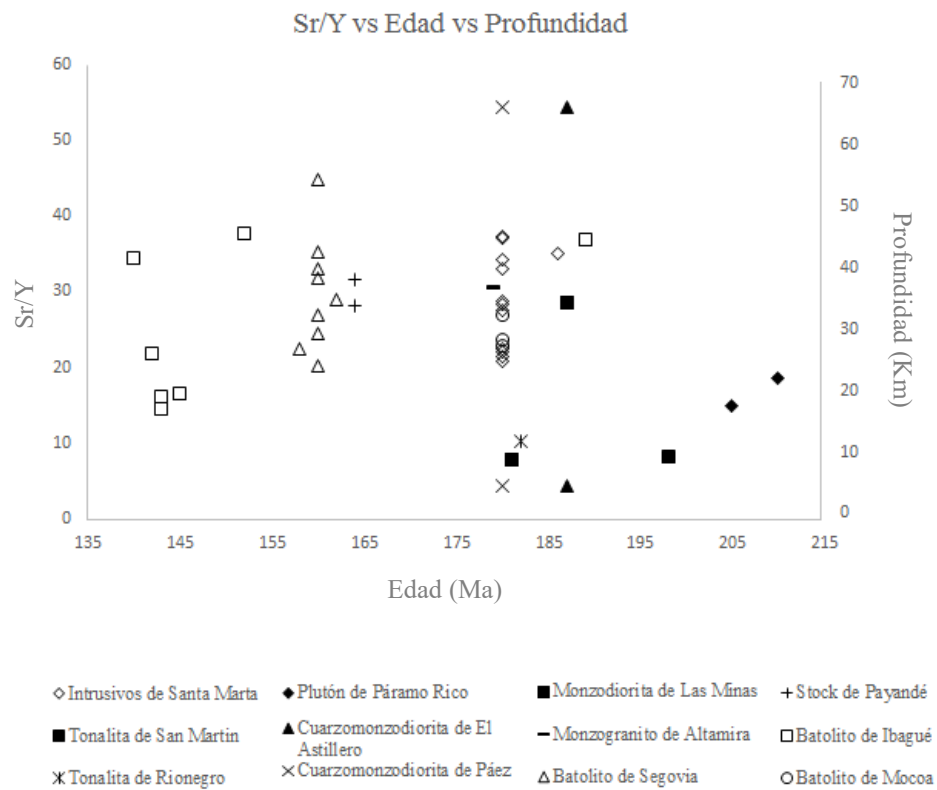
La figura 11 muestra la variación de la relación de Sr/Y con la edad, y el espesor de corteza aproximado. Según esta variación, se puede inferir que desde comienzos del Jurásico se dio un incremento en el espesor de la corteza continental, con valores que varían entre 4 y 68 km (Figura 11). Este incremento es constante hasta aproximadamente los 165 Ma, en donde comienza a observarse un leve decrecimiento en los valores de Sr/Y, y, por ende, un adelgazamiento sutil o un espesor aproximadamente constante de la corteza hasta que el magmatismo se extingue totalmente hacia los ca. 130 Ma.

Es notoria la falta de datos entre ~180 y 165 Ma, que puede deberse a un sesgo en el número de datos, o a que hay una interrupción en la producción magmática, sin embargo, no hay información suficiente para concluir algo acerca de este comportamiento. De igual forma, hay algunos puntos en la figura 11 que presentan valores demasiado elevados a los 185 y 155 Ma (entre 70 y 110 km respectivamente), esto puede explicarse por los altos valores de Sr que presentan las rocas muestreadas, en este caso el batolito de Ibagué y el macizo de Santander son los intrusivos que muestran estas anomalías.

Latitudinalmente no parece haber una correlación entre los espesores de corteza calculados a partir del contenido de Sr/Y y la posición actual de los cuerpos Jurásicos (Figura 10) pero se logra observar la relación entre la edad de los cuerpos con respecto a su contenido de Sr/Y, identificando que con el transcurso del tiempo los contenidos promedio de Sr/Y disminuyen un poco (batolito de Ibagué (44), monzogranito de Altamira (30) stock de Payandé (29) batolito de Segovia (29) cuarzomonzodiorita de Páez (29) intrusivos de Santa Marta (29), batolito de Mocoa (24), monzodiorita de las Minas (18), Plutón de Páramo Rico (16), cuarzomonzodiorita de El Astillero (14), tonalita de Rionegro (10), y tonalita de San Martín (8)) sucediendo lo mismo con la profundidad. Esto sugiere que los espesores de corteza han sido más o menos estables durante ~ 50 Ma.



**Figura 10.** Mapa con la distribución espacial de los batolitos Jurásicos estudiados según la cartografía geológica del Servicio Geológico Colombiano. (Modificado de Gómez et al., 2015b)



**Figura 11.** Variación entre la profundidad y la relación Sr/Y con respecto a la edad de los intrusivos del Jurásico.

**Tabla 5.** Intrusivos del Jurásico con su respectiva litología, localización donde se obtuvo la muestra, edades correspondientes, geoquímica de roca total, elementos mayores, profundidad de emplazamiento de cada muestra y sus referencias.

Unidad	Litología	Localización planas		Localización		Edad U-Pb (Ma)
		Longitud W	Latitud N	Longitud W (d°m's")	Latitud N (d°m's")	
Sierra Nevada de Santa Marta	Granodiorita	74.0480	10.3020	74.048	10.302	180
Sierra Nevada de Santa Marta	Granito	74.0210	10.6740	74.021	10.674	180
Sierra Nevada de Santa Marta	Granodiorita	74.0500	10.6230	74.05	10.623	180
Sierra Nevada de Santa Marta	Granodiorita	73.0330	10.9390	73.033	10.939	180
Sierra Nevada de Santa Marta	Granodiorita	73.0340	10.9380	73.034	10.938	180
Sierra Nevada de Santa Marta	Granodiorita	74.0310	10.4270	74.031	10.427	180
Sierra Nevada de Santa Marta	Granodiorita	72.9370	11.0400	72.937	11.04	180
Sierra Nevada de Santa Marta	Granodiorita	72.9360	11.0510	72.936	11.051	186
Sierra Nevada de Santa Marta	Granodiorita	73.4210	11.1300	73.421	11.13	180
Sierra Nevada de Santa Marta	Granito	74.0260	10.4260	74.026	10.426	180
Sierra Nevada de Santa Marta	Granodiorita	73.9680	10.4620	73.968	10.462	180
Sierra Nevada de Santa Marta	Monzogranito	73.2810	10.7030	73.281	10.703	180
Tonalita de San Martín	Tonalita	10.7518	13.68544	-	-	198
Tonalita de Rionegro	Tonalita	-73.1461	7.2869	73°08'46"	7°17'13"	182
Plutón de Páramo Rico	Granodiorita	-72.9385	7.3460	-72.938502	7.346025	205
Plutón de Páramo Rico	Tonalita	-72.8930	7.2151	-66.122017	7.215066	210
Cuarzomonzodiorita de El Astillero	Cuarzomonzodiorita	-72.1540	6.7710	814622	749384	187
Cuarzomonzodiorita de El Astillero	Cuarzodiorita	-72.1615	6.7970	813773	752250	187
Cuarzomonzodiorita de Páez	Cuarzomonzodiorita	-71.9710	7.3400	834435	812477	180
Cuarzomonzodiorita de Páez	Granodiorita	-72.3350	7.1090	794362	786706	180
Monzodiorita de las Minas	Cuarzomonzodiorita	-72.2692	6.6380	801952	734640	181
Monzodiorita de las Minas	Tonalita	-	-	-	-	187
Monzogranito de Altamira	Granodiorita	81.4194	7.18332	-	-	179
Batolito de Segovia	Tonalita Plag-hb	-74.6950	7.0617	-74.69496	7.061656	158
Batolito de Segovia	Diorita gneisica bt	-74.7676	8.1325	-74.767555	8.13247	160
Granitoide El Cairo-Normandia (Batolito de Segovia)	Cuarzodiorita	-74.6098	6.6060	-74.609768	6.606038	162
Batolito de Segovia	Cuarzodiorita	-74.7218	7.0653	-74.72178	7.065276	160
Batolito de Segovia	Granodiorita-tonalita	-74.7055	7.0959	-74.705457	7.095949	160
Batolito de Segovia	Granodiorita-tonalita	-74.7187	7.0831	-74.718659	7.083135	160
Batolito de Segovia	Granodiorita-tonalita	-74.7103	7.0704	-74.710296	7.070401	160
Batolito de Segovia	Granodiorita-tonalita	-74.6896	7.0882	-74.689648	7.088181	160
Batolito de Segovia	Granodiorita-tonalita	-74.6976	7.0198	-74.697609	7.019787	160
Stock de Payandé	Granodiorita	75.07956	4.17865	75 07.956	4 17.865	164
Stock de Payandé	Granodiorita	75.07658	4.18561	75 07.658	4 18.561	164
Batolito de Ibagué	Tonalita a granodiorita	74.55682	4.52732	74 55.682	4 52.732	143
Batolito de Ibagué	Tonalita a granodiorita	74.56697	4.50705	74 56.697	4 50.705	142
Batolito de Ibagué	Tonalita a granodiorita	74.57955	4.46741	74 57.955	4 46.741	140
Batolito de Ibagué	Tonalita a granodiorita	75.01929	4.39208	75 01.929	4 39.208	152
Batolito de Ibagué	Tonalita a granodiorita	74.59131	4.40222	74 59.131	4 40.222	143
Batolito de Ibagué	Tonalita a granodiorita	74.58491	4.40269	74 58.491	4 40.269	145
Batolito de Ibagué	Tonalita	-	-	-	-	189
Batolito de Mocoa	Diorita	-76.7979	1.0776	-76.797901	1.077645	180
Batolito de Mocoa	Granito	-76.8085	1.0797	-76.80846	1.079727	180
Batolito de Mocoa	Granito	-76.7503	1.0745	-76.750312	1.074522	180

Geoquímica de Roca Total				Elementos mayores				
Rb	Sr	Y	Sr/Y	Rb/Sr	SiO <sub>2</sub>	MgO	Profundidad (Km)	Referencia
70	497	22	22.59090909	0.14084507	62.4	2.02	33.12590909	(Quandt et al., 2018)
47	570	17.2	33.13953488	0.08245614	60.32	2.33	44.83488372	(Quandt et al., 2018)
66	578	21	27.52380952	0.114186851	62.1	2.06	38.60142857	(Quandt et al., 2018)
47	547	14.7	37.21088435	0.085923218	67.42	1.61	49.35408163	(Quandt et al., 2018)
59	583	17	34.29411765	0.101200686	66.45	1.77	46.11647059	(Quandt et al., 2018)
91	551	25	22.04	0.165154265	63.8	1.93	32.5144	(Quandt et al., 2018)
88	457	15.9	28.74213836	0.192560175	66.8	1.44	39.95377358	(Quandt et al., 2018)
82	470	13.4	35.07462687	0.174468085	66.83	1.62	46.98283582	(Quandt et al., 2018)
101	584	28	20.85714286	0.172945205	66.5	1.12	31.20142857	(Quandt et al., 2018)
88	494	23	21.47826087	0.178137652	66.1	1.57	31.89086957	(Quandt et al., 2018)
73	492	17.3	28.43930636	0.148373984	67.28	1.05	39.61763006	(Quandt et al., 2018)
79	492	13.2	37.27272727	0.160569106	67.25	1.56	49.42272727	(Quandt et al., 2018)
28.83	229.94	27.57	8.340224882	0.125380534	65.24	0.83	17.30764962	(Rodríguez et al., 2017a)
66.06	448.15	43.62	10.2739569	0.147406002	64.14	1.29	19.45409216	(Van der Lelij, 2013)
120	615	41	15	0.195121951	58.2	3.37	24.7	Dörr et al. (1995)
107	693	37	18.72972973	0.154401154	57	3.17	28.84	Dörr et al. (1995)
56.7	518.2	25	20.728	0.109417213	59.4	2.82	31.05808	(Rodríguez et al., 2015b)
69.3	586.9	79.7	7.363864492	0.118078037	59.9	2.57	16.22388959	(Rodríguez et al., 2015b)
73.673	744.54	13.668	54.47322212	0.09895103	65.13	1.81	68.51527656	(Zapata et al., 2015)
53.237	371.48	83.478	4.45003474	0.143310542	67.99	1.96	12.98953856	(Zapata et al., 2015)
53.9	765.2	97.3	7.864337102	0.070439101	55.3	3.43	16.77941418	(Arango et al., 2015c)
48.6	609.8	21.3	28.62910798	0.079698262	58.1	3	39.82830986	Bustamante et al., 2010
105.6	664.8	21.7	30.6359447	0.158844765	63.5	1.9	42.05589862	(Bustamante et al., 2010)
97	494	21.9	22.55707763	0.196356275	63.71	2.36	33.08835616	(Leal-Mejía, 2011)
89	661	20.7	31.93236715	0.134644478	60.71	2.65	43.49492754	(Leal-Mejía, 2011)
37	617	21.3	28.96713615	0.059967585	58.09	2.76	40.20352113	(Leal-Mejía, 2011)
52.9	813.6	23	35.37391304	0.065019666	59.52	3.17	47.31504348	Alvarez (2013)
60.2	482.8	17.9	26.97206704	0.124689312	64	3.07	37.98899441	Alvarez (2013)
51.3	397.5	16.2	24.53703704	0.129056604	67.51	1.74	35.28611111	Alvarez (2013)
90.1	466.5	14.1	33.08510638	0.193140407	67.02	1.61	44.77446809	Alvarez (2013)
84	470.3	23.2	20.27155172	0.178609398	62.99	3.1	30.55142241	Alvarez (2013)
57.2	637.1	14.2	44.86619718	0.089781824	64.27	2.05	57.85147887	Alvarez (2013)
66.4	366.3	13	28.17692308	0.181272181	67.7	2.05	39.32638462	(Bustamante et al., 2016)
63	351.5	11.1	31.66666667	0.179231863	67.9	2.19	43.2	(Bustamante et al., 2016)
45.26	305.58	18.84	16.21974522	0.148111787	67.84	1.37	26.0539172	(Bustamante et al., 2016)
43.6	514.4	23.5	21.8893617	0.084758942	64.32	2.06	32.34719149	(Bustamante et al., 2016)
52.3	420.5	12.2	34.46721311	0.124375743	63.66	1.82	46.30860656	(Bustamante et al., 2016)
43.7	704	18.6	37.84946237	0.062073864	61.2	3.61	50.06290323	(Bustamante et al., 2016)
41	458	31.3	14.63258786	0.089519651	61.7	3.02	24.29217252	(Bustamante et al., 2016)
36	402.4	24.2	16.62809917	0.089463221	58.91	3.7	26.50719008	(Bustamante et al., 2016)
56.2	637.2	17.2	37.04651163	0.088198368	56.6	3.5	49.17162791	(Bustamante et al., 2010)
74.6	584.9	25.6	22.84765625	0.12754317	59.31	2.06	33.41089844	(Zapata et al., 2016)
82.9	425.4	15.8	26.92405063	0.194875411	65.98	1.08	37.9356962	(Zapata et al., 2016)
73	581.2	24.5	23.72244898	0.125602202	63.53	1.36	34.38191837	(Zapata et al., 2016)

**Tabla 6.** Intrusivos seleccionados para el análisis de los isótopos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $\epsilon\text{Nd}$ , incluyendo sus edades.

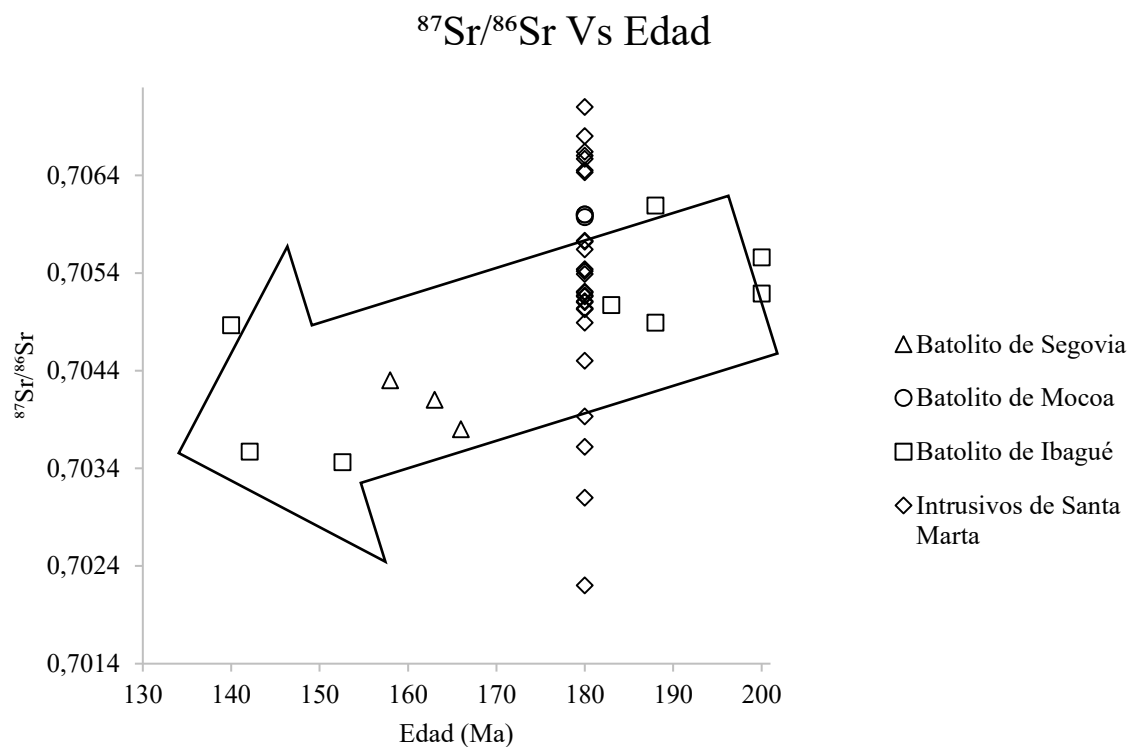
<b>Unidad</b>	<b><math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}</math></b>	<b><math>\epsilon\text{Nd}</math></b>	<b>Edad (Ma)</b>
Batolito de Segovia	0.7043	1.04	158
Batolito de Segovia	0.7038	1.33	166
Batolito de Segovia	0.7041	6.52	163
Batolito de Mocoa	0.7060	-5.6	180
Batolito de Mocoa	0.7060	-3.32	180
Batolito de Ibagué	0.7049	-0.94	188
Batolito de Ibagué	0.7061	-0.04	188
Batolito de Ibagué	0.7051	2.28	183
Batolito de Ibagué	0.7056	-0.96	200
Batolito de Ibagué	0.7052	4.83	200
Batolito de Ibagué	0.7049	0.78	140
Batolito de Ibagué	0.7036	4.22	142.1
Batolito de Ibagué	0.7035	3.73	152.6
Intrusivo de Santa Marta	0.7054	-1.3	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7071	-4.3	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7022	-2.6	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7054	1.9	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7049	-3.4	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7051	-3.6	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7052	-3.4	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7066	-6.6	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7057	0	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7060	-3	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7036	-3.9	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7066	-3.9	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7045	-10.3	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7054	-0.5	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7052	-1.7	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7050	-1.9	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7051	-1.6	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7066	-3.7	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7068	-5	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7052	-3.5	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7039	-2.2	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7057	-3.2	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7031	1.1	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7056	-1.3	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7064	-3.3	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7012	-3.7	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7065	-3.3	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7052	-1.7	180
Intrusivo de Santa Marta	0.7050	-1.4	180

### **4.3 Variaciones de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durante el Jurásico**

Este análisis se centra en la evaluación de cómo varía el contenido de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial en rocas plutónicas Jurásicas de la Cordillera Central, compilando datos de la Sierra Nevada de Santa Marta (29), Batolito de Segovia (3), Batolito de Ibagué (5) y Batolito de Mocoa (2). Adicionalmente, se aportan 3 nuevos datos del Batolito de Ibagué para un total de 8 datos. Los datos para este análisis se presentan en la tabla 6.

En la figura 12 se muestra la variación entre los isótopos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de cada intrusivo con respecto a su edad. De sur a norte, batolito de Mocoa cuenta con valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,7060; el Batolito de Ibagué presenta valores entre 0,7034 y 0,7060 y el Batolito de Segovia muestra unos valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,7038 y 0,7043. Por su parte, los intrusivos de Santa Marta presentan valores entre 0,7043 y 0,7074.

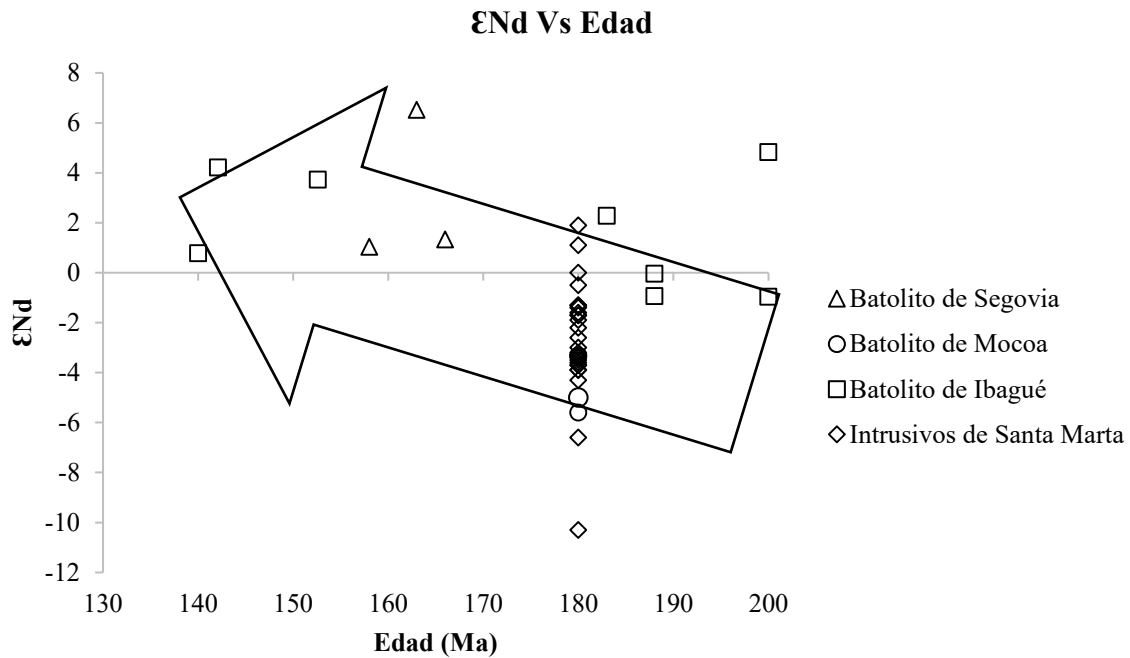
En general, la figura 12 presenta una tendencia decreciente en el contenido de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  con el tiempo en los cuatro batolitos, siendo progresivamente más juvenil, lo que indica una variación de la fuente con el tiempo, o grados variables de contaminación de los magmas.



**Figura 12.** Isótopos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  con respecto a la edad de los batolitos seleccionados.

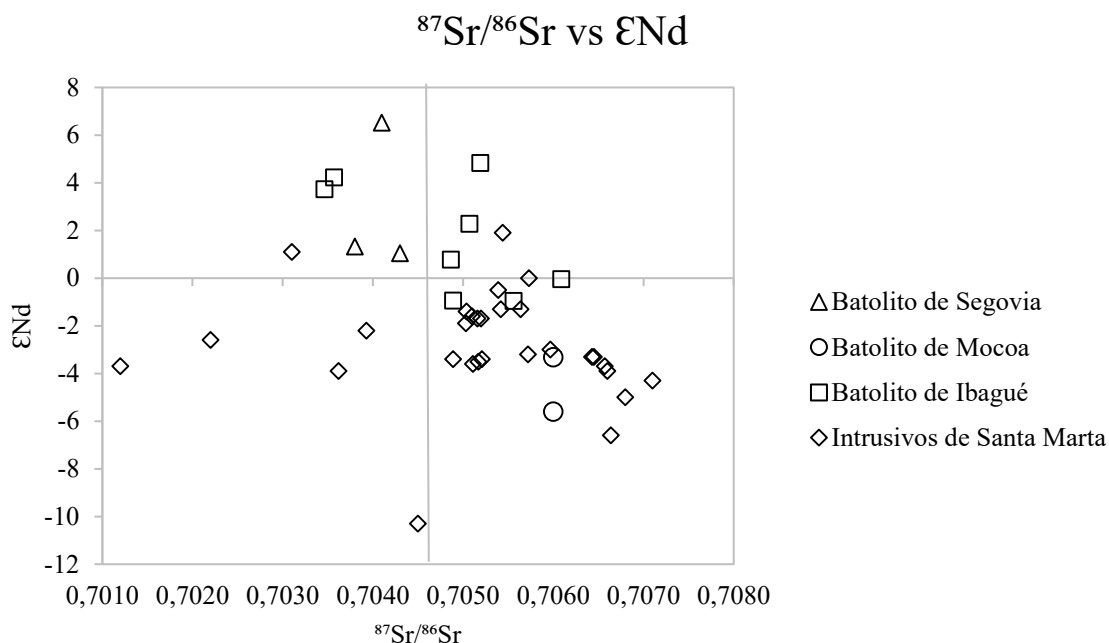
En la figura 13 se muestra la variación entre los isótopos de  $\epsilon\text{Nd}$  de cada intrusivo con respecto a su edad. De sur a norte, batolito de Mocoa cuenta con valores de  $\epsilon\text{Nd}$  en un rango de -5,6 a -3,32, el batolito de Ibagué presenta valores entre -0,96 y 4,83 y el batolito de Segovia muestra unos valores de  $\epsilon\text{Nd}$  entre 1,04 y 6,52. Por su parte, los intrusivos de Santa Marta presentan valores entre -10,3 y 1,9.

Los isótopos de  $\epsilon\text{Nd}$  muestran que en los inicios del Jurásico el magma en el cual se cristalizaron los intrusivos contenía aportes de la corteza gracias a sus valores negativos, y que con el paso del tiempo los materiales generadores han sido manto derivados, evidenciado por los valores positivos de  $\epsilon\text{Nd}$ .



**Figura 13.** Isótopos de εNd con respecto a la edad de los batolitos seleccionados.

En la figura 14 se encuentra la representación de los datos recopilados de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs εNd para los batolitos tratados en este estudio, evidenciando una transición en su comportamiento con una tendencia clara de valores más juveniles. Los intrusivos de Santa Marta se agrupan principalmente en la zona dominada por aportes corticales en su mayoría, aunque el manto también estuvo presente en la formación de algunas rocas muestreadas. El batolito de Ibagué evidencia aportes mantélicos y de la corteza superior, al igual que el Batolito de Mocoa, ubicado en la transición de estas dos regiones. Por último, los valores del Batolito de Segovia se agrupan donde predomina la influencia del manto para su formación, sin evidencias de asimilación o aportes corticales.



**Figura 14.** Isótopos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $\epsilon\text{Nd}$  de los batolitos seleccionados.

## 5. DISCUSIÓN

### 5.1 Distribución espacial de las edades de plutones Jurásicos

El comportamiento de la corteza subducida y la distribución espacio temporal del magmatismo pueden influir en la formación de un arco continental, generando regimenes extensivos, compresivos o transformantes (Stern, 2002; Winter, 2010). Cuando esto ocurre, el espesor de la corteza y la migración del magmatismo se ven afectados por estos procesos, manifestando un adelgazamiento si está precedido por un evento de extensión (aproximadamente 30 km) y el magmatismo presentaría una migración hacia el océano producto del retroceso de la placa subducente debido a un slab rollback, y al cual se asocia un ángulo de subducción alto, mientras que presentaría un engrosamiento si ocurre un evento de compresión (aproximadamente 70 km) y el magmatismo debería migrar hacia el continente a medida que avanza la subducción con un ángulo bajo (Winter, 2010). Por último, si el régimen es transformante el espesor puede ser constante (Isacks, 1988). Se esperaría entonces, que las edades de cristalización fueran más jóvenes hacia el océano (oeste) en un régimen extensivo o hacia el continente (este) en un régimen compresivo.

En las figuras 2 y 3 se observa que existe una dispersión de la distribución espacio temporal actual del magmatismo, lo que no concuerda con ninguno de los patrones esperados en los regímenes tectónicos mencionados anteriormente. Por el contrario, es posible que dicha dispersión en los datos esté reflejando un estilo de convergencia predominantemente oblicua, pues en un régimen de esta naturaleza es común el transporte de porciones alargadas de terrenos del *forearc* (*slivers*), por las fallas transformantes que se encuentran paralelas a la zona de subducción (Cochrane et al. 2014b). Por lo tanto, la posición que se registra en la actualidad no es la misma en la cual se cristalizaron estos plutones y es poco probable encontrar un patrón o dirección clara de migración.

A lo anterior también se le pueden atribuir los cambios en las tasas de generación de magma, siendo el momento de convergencia ortogonal (ca. 189 Ma) el pico del magmatismo y presentando una disminución a medida que se va generando la oblicuidad en la subducción (Bustamante et al. 2016). Para el caso del batolito de Ibagué se propone que fue formado por sucesivos pulsos de magmatismo entre ca. 189 Ma y 138 Ma (Bustamante et al. 2010; Bustamante et al. 2016; Rodríguez et al. 2018). En donde la subducción empezó siendo ortogonal y fue aumentando progresivamente su oblicuidad (Bustamante et al. 2016), lo que explicaría su distribución espacial actual y la tendencia de sus edades que muestra un patrón de migración hacia el NNE a medida que avanza el tiempo y la posterior interrupción en el magmatismo. Lo que sería concordante con una migración de la fuente del magmatismo debido a una oblicuidad progresiva de la placa Farallón hacia el norte, como se muestra en los patrones de Seton et al. (2012).

## **5.2 Variaciones en los isótopos de Sr y Nd durante el Jurásico**

Las variaciones en los isótopos de Sr y Nd en los granitoides generados en un arco magmático se deben a la génesis de su formación por la heterogeneidad de la corteza continental y del manto. Por su parte, el Nd es un indicador de la edad y de la contribución de los materiales formadores de rocas, evidenciando valores negativos si la corteza es más antigua y si hubo mayor aporte de material superior litosférico (Ducea & Barton 2007; Ducea et al., 2015). Por último, los isótopos de Sr al tener valores altos representan el incremento en la participación de la placa superior en los periodos donde el flujo

magmático es alto (Haschke et al. 2002; Mamani et al. 2010; Ducea et al., 2015). Los valores de los isótopos de Sr pueden variar latitudinalmente gracias a la horizontalidad de la placa subducente, lo que sugiere una oblicuidad progresiva en la subducción o una horizontalidad en la formación de batolitos (Kidder et al., 2003; Ducea et al., 2015), lo que conlleva a un aporte de materiales con características isotópicas corticales y por ende los valores de Sr varían durante el periodo magmático.

Durante el Jurásico los valores de los isótopos de Sr de los batolitos estudiados decrecen con el transcurso del tiempo, mientras que los isótopos de Nd aumentan, lo que sugiere un posible cambio en la fuente de los magmas jurásicos. Los batolitos emplazados al sur de la Cordillera Central habrían sufrido mayor asimilación cortical, mientras que los del Norte presentan señales mantélicas o de magmas menos contaminados. Si se tiene en cuenta que la distribución de edades sugiere un comportamiento progresivamente oblicuo de la convergencia, la composición isotópica estaría reflejando esta condición. Por lo tanto, es la oblicuidad quien posiblemente estaría generando las mudanzas en el comportamiento del Sr con el tiempo, posiblemente debido a que hay un agotamiento de la fuente, o una disposición de sedimentos que entran en el canal de subducción cada vez menor, permitiendo que los magmas tengan un comportamiento más juvenil con el tiempo.

### **5.3 Relación entre las variaciones de la relación Sr/Y y los espesores de la corteza durante el Jurásico**

Los espesores de corteza calculados a partir de los valores de Sr/Y muestran que, durante el Jurásico, hay un incremento inicial en el espesor posiblemente asociado a la adición magmática que fue engrosando la corteza. Después de ca. 180 Ma hay una estabilización en el espesor de la corteza, alcanzando valores de máximo 40 km. Esto sugiere que durante el Jurásico debió operar un mecanismo tectónico que no involucrara la adición o remoción de corteza continental, que generara un incremento o decrecimiento del espesor respectivamente.

Este comportamiento en los espesores de la corteza continental durante el Jurásico, pone en duda la existencia de un régimen extensional asociado a un *slab rollback* durante gran parte

del Mesozóico (Spikings et al., 2015), ya que implicaría una atenuación progresiva del espesor cortical. A pesar de que el comportamiento de los isótopos de Nd con el tiempo muestra una tendencia a ser más juvenil (Spikings et al., 2015; Bustamante et al., 2016), lo que sería compatible con un proceso de *slab rollback*, una posibilidad adicional es que la convergencia oblicua entre la placa Farallón y el NW de Suramérica fuera la responsable de este comportamiento isotópico, el cual es también reflejado en el decrecimiento de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  con el tiempo (figura 12). Asociar este comportamiento a una menor asimilación de corteza supondría que la corteza tendría un espesor cada vez mayor, lo cual no ocurre como se observa en la figura 11.

## 6. CONCLUSIONES

La distribución de edades de cristalización U-Pb en circones de rocas plutónicas pertenecientes al arco magmático jurásico de los Andes colombianos, permite inferir que no hay evidencias para determinar que el proceso de *slab roll-back* fue dominante durante este período de tiempo, ni que haya una migración del arco hacia el océano asociada, demostrado por la dispersión espacial del magmatismo Jurásico.

Las características isotópicas de los intrusivos analizados muestran valores cada vez más bajos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y altos de  $\epsilon\text{Nd}$  con el tiempo, lo que permiten afirmar que fueron formados en un arco magmático continental producido por una subducción y que con el transcurso del tiempo a medida que los cuerpos son más jóvenes se vuelven menos radiogénicos, variando su composición desde cortical a mantélica. Esto pone en duda la existencia de un proceso de erosión por subducción, y, por ende, la migración del magmatismo hacia el este, ya que se esperarían patrones de evolución isotópica contrarios a los descritos en este trabajo.

Una oblicuidad en la zona de subducción, podría explicar por qué el magmatismo en el Jurásico se caracterizó por un alto volumen inicialmente, y que fue decreciendo progresivamente hasta extinguirse totalmente en el Cretácico inferior. Esto debido a que los datos de geoquímica compilados en este estudio muestran que la relación de Sr/Y es relativamente constante evidenciando que no hubo un engrosamiento ni adelgazamiento de la corteza durante la formación de estos cuerpos magmáticos.

El Batolito de Ibagué, para el cual se propone una construcción de Sur a Norte, pudo haber sido formado por sucesivos pulsos de magmatismo en un régimen de convergencia oblicua, según lo que muestra la distribución de sus edades de cristalización.

## 7. REFERENCIAS

- Alfonso, R., 2000, *Catálogo de unidades ígneas de Colombia – Batolito de Mocoa: Bogotá, INGEOMINAS, 79 p.*
- Alvarez Galindez, M.J. *Petrologia, geoquímica isotópica e metalogenia dos depósitos de ouro El Silencio e La Gran Cólombia, distrito mineiro Segovia-Remedios, Colômbia. 2013. 178 f., il. Dissertação (Mestrado em Geologia)—Universidade de Brasília, Brasília, 2013.*
- Arango, M.I., Rodríguez, G., Bermúdez, J.G., Zapata, G., 2015a. *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: Cuarzomonzonita de Anchique. Servicio Geológico Colombiano.*
- Arango, M.I., Rodríguez, G., Bermúdez, J.G., Zapata, G., 2015b. *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: Cuarzomonzonita de Los Naranjos. Servicio Geológico Colombiano.*
- Arango, M.I., Rodríguez, G., Bermúdez, J.G., Zapata, G., 2015c. *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: Monzodiorita de Las Minas. Servicio Geológico Colombiano.*
- Arango, M.I., Rodríguez, G., Zapata, G., Bermúdez, J.G., 2015d. *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: Monzogranito de Altamira. Servicio Geológico Colombiano.*
- Arango, M.I., Rodríguez, G., Zapata, G., Bermúdez, J.G., 2015e. *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: Monzogranito de Mocoa. Servicio Geológico Colombiano.*
- Aspden, J.A., McCourt, W.J., and Brook, M., 1987, *Geometrical control of subduction-related magmatism: The Mesozoic and Cenozoic plutonic history of western Colombia: Journal of the Geological Society of London, v. 144, p. 893–905, doi: 10.1144 /gsjgs .144 .6 .0893 .*
- Bayona, G.; Rapalini, V.; and Constazo-Alvarez, V. 2006. *Paleomagnetism in Mesozoic rocks of the northern Andes and its implications in Mesozoic tectonics of northwestern South America. Earth Planets Space 58: 1255–1272.*
- Bermúdez, J.G., Arango, M.I., Rodríguez, G., Zapata, G., 2015. *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: Cuarzomonzonita de San Cayetano. Servicio Geológico Colombiano.*
- Blanco-Quintero, I. F.; García-Casco, A.; Toro, L. M.; Moreno, M.; Ruiz, E. C.; Vinasco, C. J.; Cardona, A.; Lázaro, C.; and Morata, D. 2014. *Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca Complex, eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). Int. Geol. Rev. 56:1852–1872.*
- Bustamante, C., Archanjo, C. J., Cardona, A., Bustamante, A., & Valencia, V. A. (2017). *U-Pb Ages and Hf Isotopes in Zircons from Parautochthonous Mesozoic Terranes in the Western Margin of Pangea: Implications for the Terrane Configurations in the Northern Andes. The Journal of Geology, 125(5), 487-500.*

- Bustamante, C., Archanjo, C.J., Cardona, A., Vervoort, J.D., 2016. Late Jurassic to Early Cretaceous plutonism in the Colombian Andes: A record of long-term arc maturity. *Bull. Geol. Soc. Am.* 128, 1762–1779. doi:10.1130/B31307.1
- Bustamante, C., Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V., Gehrels, G., Vervoort, J., 2010. U-Pb LA-ICP-MS and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from the Garzon Massif, upper Magdalena Valley and Central Cordillera, southern Colombia. *Boletín Geol.* 32, 93–109.
- Cediel, F., R. P. (2018). *Geology and Tectonics of Northwestern South America*. Springer.
- Chapman, J. B., Ducea, M. N., DeCelles, P. G., & Profeta, L. (2015). Tracking changes in crustal thickness during orogenic evolution with Sr/Y: An example from the North American Cordillera. *Geology*, 43(10), 919-922.
- Chiaradia, M., 2015, Crustal thickness control on Sr/Y signatures of recent arc magmas: An Earth scale perspective: *Science*, v. 5, p. 8115.
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Winkler, W., Ulianov, A., Mora, A., and Chiaradia, M., 2014a, Distinguishing between in-situ and accretionary growth of continents along active margins: *Lithos*, v. 202–203, p. 382–394, doi: 10.1016/j.lithos.2014.05.031.
- Cochrane, R.; Spikings, R.; Gerdes, A.; Ulianov, A.; Mora, A.; Villagómez, D.; Putlitz, B.; and Chiaradia, M. 2014b. Permo-Triassic anatexis: continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos* 190/191:383–402.
- Cordani, U.; Cardona, A.; Jimenez, D. M.; Liu, D.; and Nutman, A. 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 246:329–346.
- Cuadros, F.A., Botelho, N.F., Ordóñez-Carmona, O., Matteini, M., 2014. Mesoproterozoic crust in the San Lucas Range (Colombia): An insight into the crustal evolution of the northern Andes. *Precambrian Res.* 245, 186–206. doi:10.1016/j.precamres.2014.02.010
- Dörr, W., Grösser, J., Rodríguez, G., and Kramm, U., 1995. Zircon U-Pb age of the Páramo Rico tonalitegranodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 187-194.
- Ducea, M. N., & Barton, M. D. (2007). Igniting flare-up events in Cordilleran arcs. *Geology*, 35(11), 1047-1050.
- Ducea, M. N., Saleeby, J. B., & Bergantz, G. (2015). The architecture, chemistry, and evolution of continental magmatic arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43, 299-331.
- Gaschnig, R.M., Vervoort, J.D., Lewis, R.S., Tikoff, B., 2011. Isotopic evolution of the Idaho batholith and Challis Intrusive Province, Northern US Cordillera. *Journal of Petrology* 52 (12), 2397–2429.
- Gómez J, Montes NE, Nivia A, Diederix H (2015a) Mapa Geológico de Colombia 2015. Servicio Geológico Colombiano, Bogotá
- Gómez J, Montes NE, Alcárcel FA, Ceballos JA (2015b) Catálogo de dataciones radiométricas de Colombia en ArcGIS y Google Earth. In: Gómez J, Almanza MF (eds) *Compilando la*

- Gonzalez, H.; Londoño, A. (2002). *Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Diorita de Segovia*. INGEOMINAS. 19p.
- Haschke, M., Siebel, W., Günther, A., & Scheuber, E. (2002). *Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21–26 S)*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B1).
- Hincapié-Gómez, S., Cardona, A., Jiménez, G., Monsalve, G., Hoyos-Ramírez, L., & Bayona, G. (2017). *Paleomagnetic and gravimetric reconnaissance of Cretaceous volcanic rocks from the Western Colombian Andes: Paleogeographic connections with the Caribbean Plate*. *Studia Geophysica et Geodaetica*. <https://doi.org/10.1007/s11200-016-0678-y>
- Isacks BL. 1988. *Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline*. *J. Geophys. Res.* 93(B4):3211–3
- Kay, S. M., Godoy, E., & Kurtz, A. (2005). *Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes*. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2), 67-88.
- Kerr, A. C.; Marriner, G. F.; Tarney, J.; Nivia, A.; Saunders, A. D.; Thirlwall, M. F.; and Sinton, C. W. 1997. *Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis*. *J. Petrol.* 38:677–702.
- Kidder, S., Ducea, M., Gehrels, G., Patchett, P. J., & Vervoort, J. (2003). *Tectonic and magmatic development of the Salinian Coast Ridge belt, California*. *Tectonics*, 22(5).
- Leal-Mejía, H. 2011. *Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: a tectono-magmatic approach*. PhD dissertation, Universitat de Barcelona.
- Leal-Mejia H, Shaw RP, Melgarejo JC (2018) *Spatial/temporal migration of granitoid magmatism and the phanerozoic tectono-magmatic evolution of the Colombian Andes*. In: Cediél F and Shaw RP (eds). *Geology and Tectonics of Northwestern South America: The Pacific-Caribbean-Andean Junction*, Springer, pp 253–397
- Mamani, M., Wörner, G., & Sempere, T. (2010). *Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13 S to 18 S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space*. *Bulletin*, 122(1-2), 162-182.
- Mantilla Figueroa, L.C., Bissig, T., Valencia, V., Hart, C.J.R., 2013. *The magmatic history of the Vetás-California mining district, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia*. *J. South Am. Earth Sci.* 45, 235–249. doi:10.1016/j.jsames.2013.03.006
- Martens, U., Restrepo, J.J., Ordóñez-Carmona, O., and Correa-Martinez, A.M., 2014, *The Tahamí and Anacona terranes of the Colombian Andes: Missing links between the South American and Mexican Gondwana margins: The Journal of Geology*, v. 122, p. 507–530, doi: 10.1086/677177
- Quandt, D., Trumbull, R. B., Altenberger, U., Cardona, A., Romer, R. L., Bayona, G., ... & Guzman, G. (2018). *The geochemistry and geochronology of Early Jurassic igneous rocks from the*

- Sierra Nevada de Santa Marta, NW Colombia, and tectono-magmatic implications. Journal of South American Earth Sciences*, 86, 216-230.
- Ramos, V. 2009 *Anatomy and global context of the Andes: main geologic features and the Andean orogenic cycle. In Kay, S. M.; Ramos, V. A.; Dickinson, W. D., eds. Backbone of the Americas: shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision. Geol. Soc. Am. Mem. 204:31–66.*
- Restrepo, J.J., Ordóñez-Carmona, O., Armstrong, R., and Pimentel, M.M., 2011, *Triassic metamorphism in the northern part of the Tahamí terrane of the Central Cordillera of Colombia: Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, p. 497–507, doi: 10.1016/j.jsames.2011.04.009
- Restrepo, J.J., Toussaint, J.F., 1988. *Terranes and continental Accretion in the Colombian Andes. Episodes. 11(3): 189-193*
- Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G., & Bermúdez, J. G. (2018). *Petrotectonic characteristics, geochemistry, and U-Pb geochronology of Jurassic plutons in the Upper Magdalena Valley-Colombia: Implications on the evolution of magmatic arcs in the NW Andes. Journal of South American Earth Sciences*, 81, 10-30.
- Rodríguez, G., Arango, M.I., Bermúdez, J.G., Zapata, G., 2015a. *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: Granito de Garzón. Servicio Geológico Colombiano.*
- Rodríguez, G., Arango, M.I., Zapata, G., Bermúdez, J.G., 2015b. *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: Cuarzomonzodiorita de El Astillero. Servicio Geológico Colombiano.*
- Rodríguez, G., Zapata, G., Arango, M.I., Bermúdez, J.G., 2015c. *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: Monzogranito de Algeciras. Servicio Geológico Colombiano*
- Rodríguez, G., Arango, M.I., Zapata, G., Correa Martínez, A.M., 2017a. *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Tonalita de San Martín. Servicio Geológico Colombiano.*
- Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., and Chandler, M., 2012. *Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. Earth-Science Reviews, 113, 3-4.*
- Spikings, R.; Cochrane, R.; Villagómez, D.; van der Lelij, R.; Vallejo, C.; Winkler, W.; and Beate, B. 2015. *The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). Gondwana Res. 27:95–139.*
- Stern, R.J., 2002. *Subduction Zones. Reviews of Geophysics 40, 1012, doi:10.1029/2001RG000108.*
- Toselli, A. J. (2009). *Elementos básicos de petrología ígnea. Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO).*
- Tschanz, C.M., Marvin, R.F., Cruz, J., Mehnert, H.H., Cebula, G.T., 1974. *Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, northeastern Colombia. Geol. Soc. Am. Bull. 85, 273–284.*

- 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. Thèse de doctorat. Université de Geneve.*
- Van der Lelij, R.; Spikings, R.; Ulianov, A.; Chiaradia, M.; and Mora, A. 2016. Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. Gondwana Res. 31:271–294, doi:10.1016/j.gr.2015.01.011.*
- Villagómez, D.; Spikings, R.; Magna, T.; Kammer, A.; Winkler, W.; and Beltrán, A. 2011. Geochronology: geochemistry and tectonic evolution of Western and Central Cordilleras of Colombia. Lithos 125:875–896.*
- Winter, J., 2010. An Introduction to igneous and metamorphic petrology, 1st ed. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J.*
- Zapata, G., Rodríguez, G., Arango, M.I., Bermúdez, J.G., 2015. Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: Cuarzomonzodiorita de Páez. Servicio Geológico Colombiano.*
- Zapata, S., Cardona, A., Jaramillo, C., Valencia, V., Vervoort, J., 2016. U-Pb LA-ICP-MS geochronology and geochemistry of Jurassic volcanic and plutonic rocks from the Putumayo region (southern Colombia): Tectonic setting and regional correlations. Rev. Boletín Geol. 38, 21–38. doi:10.18273/revbol.v38n2-2016001*