

# GRANITO DE PESCADERO

» **Cordillera Oriental**  
**Departamento de Santander**

---

Gilberto Zapata, Ana María Correa Martínez,  
Gabriel Rodríguez y María Isabel Arango

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico

Citación: Zapata, G., Correa Martínez, A. M., Rodríguez, G. y Arango, M. I. (2020). Granito de Pescadero. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Macizo de Santander*. Vol. 1. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/9789585279445.2>

La actividad magmática del periodo Triásico-Jurásico en el Macizo de Santander está evidenciada por el emplazamiento de plutones graníticos, cuerpos hipoabisales riolítico-riodacíticos alargados, con dirección preferencial norte-noroeste, concordante con el rumbo de las fallas regionales, principalmente con el de la falla de Bucaramanga, que marcan la tectónica del macizo y delimitan las diferentes unidades (Ward *et al.*, 1973; Royero y Clavijo, 2001).

El Granito de Pescadero es uno de estos cuerpos, producto de la actividad magmática del Jurásico (Ward *et al.*, 1973; Van der Lelij *et al.*, 2016). En el *Catálogo del Granito de Pescadero* se presentan los análisis petrográficos, geoquímicos y geocronológicos U-Pb en circón por LA-ICP-MS de diferentes muestras de este plutón, junto con datos publicados por Van der Lelij (2013) y Van der Lelij *et al.* (2016). La información fue obtenida en el proyecto de investigación denominado “Magmatismo jurásico del Macizo de Santander”, que hace parte del macroproyecto “Magmatismo jurásico en Colombia”, llevado a cabo por el Grupo de Estudios Geológicos Especiales de la regional Medellín del Servicio Geológico Colombiano, y cuyo objeto es caracterizar geológicamente las principales unidades jurásicas de Colombia como un aporte al conocimiento geológico del país.

## 1. Origen del nombre

El nombre *Granito de Pescadero* fue utilizado inicialmente por Goldsmith *et al.*, en 1971, pero su definición como unidad litológica la presentaron Ward *et al.* en 1973.

Se conserva este nombre debido a que cumple con las recomendaciones de la International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS (1987, 1994).

La denominación *Granito de Pescadero* tiene en cuenta la litología dominante y mantiene el nombre geográfico con el que se describió originalmente. El componente geográfico del nombre proviene de la vereda Pescadero, en los alrededores de Umpalá, municipio de Piedecuesta, donde fue descrito inicialmente por Goldsmith *et al.* en 1971, pero la definición como unidad litológica la presentaron Ward *et al.* en 1973. Vargas *et al.*, (1981) también utilizan este nombre. Royero y Clavijo (2001) denominaron posteriormente este cuerpo como *Granito Rosado*. Estos autores consideraron la posibilidad de que el Granito de Pescadero hiciera parte del Batolito de Mogotes.

## 2. Distribución geográfica

Este plutón se localiza en el área correspondiente a las planchas 120-Bucaramanga, 121-Cerrito (Ward *et al.*, 1977) y 136-Málaga (Vargas *et al.*, 1984) del Ingeominas, sobre las respectivas bases topográficas del IGAC a escala 1:100.000. Aflora como un cuerpo de forma alargada al occidente de la falla de Bucaramanga, con orientación SE-NW, paralelo a ella. Su extensión es de aproximadamente 22 km y tiene un ancho máximo de 4 km (figura 1).

Los principales afloramientos de esta unidad se encuentran a lo largo de la carretera Piedecuesta-Cepitá.

Por el costado este, el Granito de Pescadero se encuentra en contacto intrusivo y fallado con el Neis de Bucaramanga, a lo largo de la falla de Bucaramanga. Al oeste y al sur se encuentra en contacto intrusivo con la Formación Silgará, de acuerdo con la presencia de diques pegmatíticos y aplíticos del Granito de Pescadero que cortan esta unidad (Ward *et al.*, 1973, y el presente estudio), como se muestra en la figura 2. También en el sur se encuentra en contacto con el Batolito de Mogotes. Hacia el sector norte, la masa principal de la unidad se encuentra en contacto con la Formación Jordán, cuyo conglomerado basal contiene fragmentos del Granito de Pescadero.

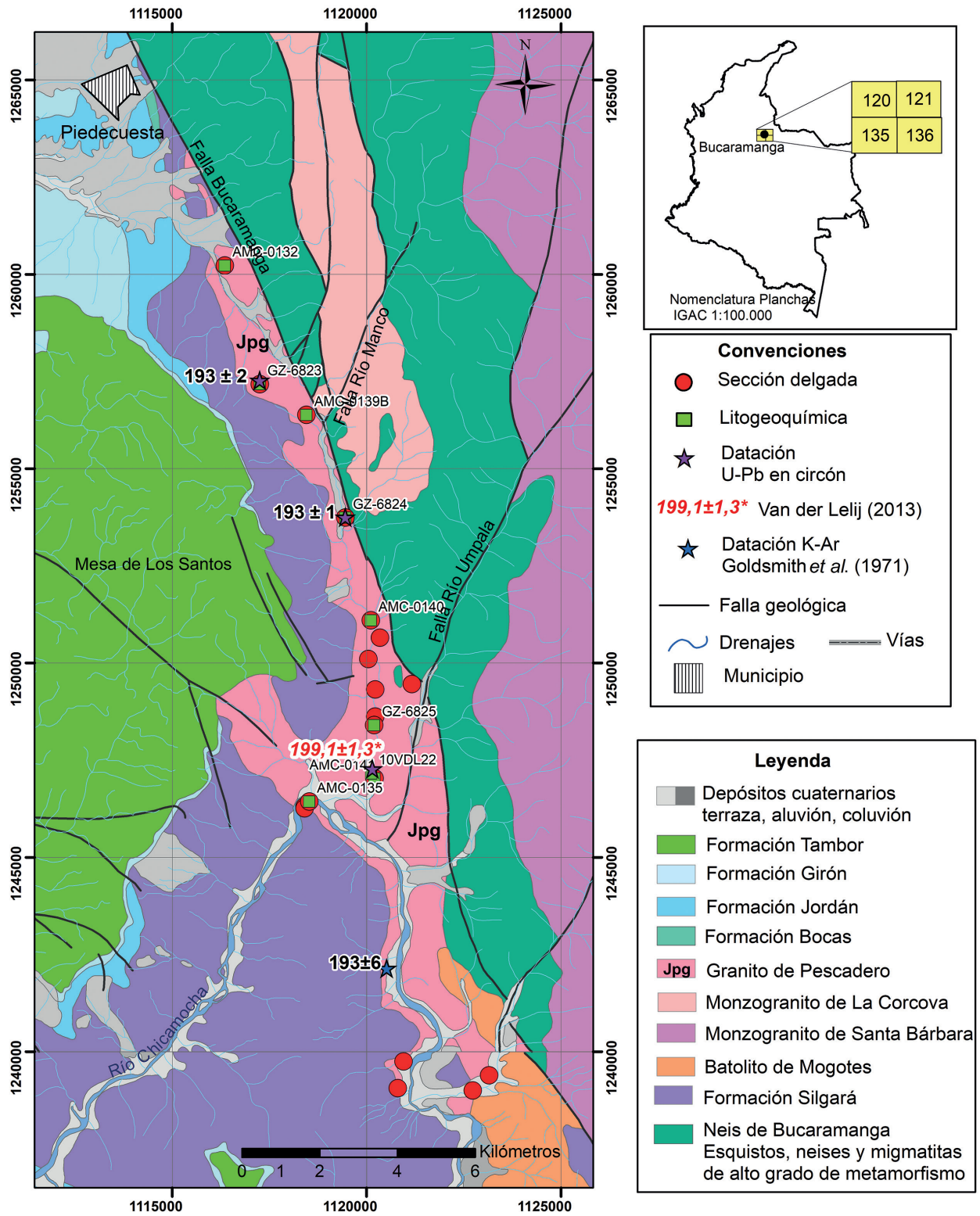


Figura 1. Mapa geológico del Granito de Pescadero

**Simbología:** círculos rojos: estaciones con secciones delgadas de este estudio y de proyectos anteriores del Ingeominas; cuadrados verdes: estaciones con análisis litogeoquímicos de este proyecto; estrellas: estaciones con dataciones radiométricas de otros autores y del presente estudio

Fuente: tomado y modificado de Plancha 120-Bucaramanga (Ward *et al.*, 1977), Plancha 121-Cerrito (Ward *et al.*, 1977) y Plancha 136. Málaga (Vargas *et al.*, 1984)



Figura 2. Afloramiento de un dique del Granito de Pescadero intrusivo en rocas de la Formación Silgará, vía a Cepitá

### 3. Reseña histórica

La denominación *Granito de Pescadero* fue utilizada inicialmente por Goldsmith *et al.* (1971), pero la definición como unidad litológica la presentaron Ward *et al.* (1973) en la *Memoria explicativa de los cuadrángulos H-12 y H-13*, donde lo describen como un granito leucocrático rosado naranja. Vargas *et al.* (1981), en la *Memoria explicativa del cuadrángulo I-13*, también utilizan este nombre. Royero y Clavijo (2001), en la *Memoria del mapa geológico de Santander*, denominaron este cuerpo como *Granito Rosado* y consideraron la posibilidad de que el Granito de Pescadero formara parte del Batolito de Mogotes, por las similitudes litológicas en el área de contacto entre ambos cuerpos.

### 4. Descripción geológica

Geológicamente, el Granito de Pescadero hace parte del sector occidental del Macizo de Santander. Dicho macizo corresponde a un bloque regional de forma triangular limitado por las fallas de Bucaramanga en el costado occidental, la falla de Oca en el norte y la falla de Boconó en el costado oriental.

El basamento del Macizo de Santander está conformado por unidades metamórficas como el Neis de Bucaramanga (Ward *et al.*, 1973), que incluye paraneises migmatíticos de alto grado, con edades del Proterozoico (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973; Restrepo-Pace *et al.*, 1997; García y Ríos, 1999; Cardona, 2003; Jordano *et al.*, 2005), aunque los resultados geocronológicos obtenidos por Van der Lelij (2013) y en este proyecto

indican edades ordovícicas en el Neis de Bucaramanga. Resultados U-Pb en circones obtenidos de migmatitas y ortoneises sincinemáticos muestran que las condiciones metamórficas máximas se alcanzaron hace ~477 Ma (Van der Lelij, 2013, Van der Lelij *et al.*, 2016), y corresponden a la orogenia Caparonensis, también denominada Caledoniana o Fatiniana (Pankhurst *et al.*, 1998, Rapela *et al.*, 2001).

El Neis de Bucaramanga está cubierto por la Formación Silgará, aunque las relaciones entre ambas unidades no son totalmente claras (Ward *et al.*, 1973, Restrepo-Pace, 1995). La Formación Silgará de Ward *et al.* (1973), compuesta por rocas metamórficas pelíticas y semipelíticas, ha sido dividida por Mantilla-Figueroa *et al.* (2016) en tres conjuntos. La edad máxima de deposición del protolito del primero, denominado *Esquistos del Silgará*, corresponde al Neoproterozoico Temprano, con metamorfismo en facies esquisto verde del Ordovícico Temprano, durante el evento orogénico Fatiniano Principal (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2016). El segundo corresponde a los Esquistos del Chicamocho, cuyo protolito tiene una edad máxima de deposición del Cámbrico y metamorfismo en facies anfibolita del Ordovícico Temprano. El tercer conjunto es el de las Filitas de San Pedro, con máxima edad de deposición de su protolito del Ordovícico Tardío y su metamorfismo, aún no determinado geocronológicamente, pero considerado como de finales del Ordovícico Tardío, durante el evento orogénico Fatiniano Menor (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2016).

Dataciones U/Pb en circones de diferentes unidades ígneas revelan eventos magmáticos posteriores al metamorfismo en el Macizo de Santander y en los Andes de Mérida. Estos magmatismos están representados por metavulcanitas y plutones que intruyen el basamento metamórfico, con edades del Silúrico, Devónico Inferior, Carbonífero y el límite Triásico-Jurásico (Goldsmith *et al.*, 1971; Mantilla Figueroa *et al.*, 2012; Van der Lelij, 2013; Van der Lelij *et al.*, 2016).

Los plutones del Triásico-Jurásico del Macizo de Santander corresponden a un magmatismo de arco continental, con el emplazamiento de granitoides de diferentes dimensiones (batolitos, *stocks*) y cuerpos riolíticos subvolcánicos.

Las unidades sedimentarias cretácicas reposan inconformemente sobre el basamento metamórfico y sobre los plutones triásico-jurásicos.

Por último, durante el Mioceno se emplazaron pequeños cuerpos de pórfidos a los que se encuentran relacionadas las mineralizaciones de oro de la zona (Leal-Mejía, 2011; Mantilla Figueroa *et al.*, 2013).

#### 4.1. Características macroscópicas

Los afloramientos de roca más fresca del Granito de Pescadero se localizan hacia las porciones central y meridional del cuerpo, donde gran parte corresponde a cortes de la carretera, a lo largo de la vía paralela al río Manco y cerca del río Chicamocha. En estos sectores las rocas son de tonalidad naranja (figura 3A), faneríticas de grano medio, equigranulares a inequigranulares (figura 4), moteadas de blanco y negro y, en menor proporción, de color rosa grisáceo, algunas con enclaves de tonalidad verdosa. Cerca del río Chicamocha son comunes las diaclasas y fallas (figura 3B). Hacia la porción norte del cuerpo (sur de Piedecuesta), las rocas exhiben moderada a alta meteorización, con desarrollo de saprolitos rosados y suelos arcillo-arenosos de colores claros (figura 3 C y D). Allí las rocas son de grano fino a muy fino, de color rosado, con texturas equigranulares a ligeramente porfiríticas (figura 4 E y F), con fenocristales de feldespato potásico y escasos nidos dispersos de minerales máficos.

El Granito de Pescadero está intruido por diques pegmatíticos, aplíticos, de riolitas y riocacitas. Estos no fueron muestreados en el presente proyecto, por lo que se describen sus características macroscópicas.



Figura 3. Afloramientos del Granito de Pescadero

A) Estación GZ-6825, afloramiento de roca fresca de tonalidad naranja en la parte central del cuerpo (cañón del río Manco). B) Estación AMC-0135, afloramiento de roca fresca de tonalidad rosa-grisácea con partes verdosas; obsérvese la falla (entre líneas rojas) y diaclasas, cerca del río Chicamocha, en la parte sur del cuerpo. C) Estación AMC-0133, afloramiento de roca saprolitizada, de color rosa-naranja claro, en el sector norte del Granito de Pescadero. D) Estación GZ-6823, afloramiento de roca moderadamente meteorizada de color rosa pálido, parte norte del Granito de Pescadero

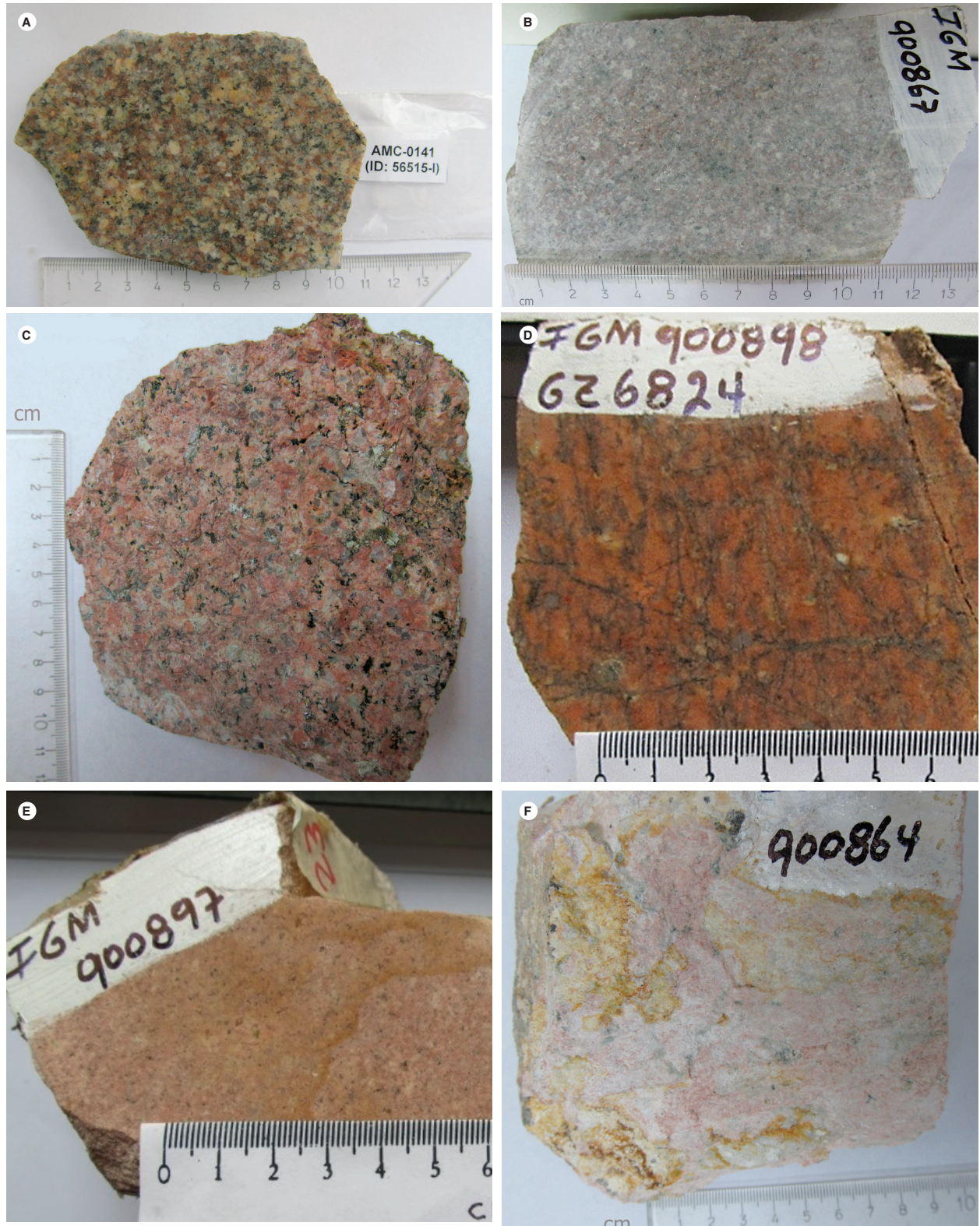


Figura 4. Aspecto macroscópico de las rocas del Granito de Pescadero  
 A) IGM-900873 (AMC-0141), con textura fanerítica inequigranular de grano medio, moteada. B) IGM-900867 (AMC-0135), roca fanerítica finogranular, de tonalidad rosa-grisácea. C) IGM-900872 (AMC-0140), roca fanerítica inequigranular de grano medio, de tonalidad rosa-anaranjada. D) IGM-900898 (GZ6824), roca fanerítica equigranular de grano medio, de tonalidad naranja, con abundantes fracturas. E) IGM-900897 (GZ-6823), roca fanerítica finogranular a microporfídica con microfenocristales de cuarzo y plagioclasa en matriz microcristalina feldespática, de tonalidad anaranjada. F) IGM-900864 (AMC-0132), roca fanerítica mediogranular a porfídica con fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico en matriz de grano medio, de tonalidad rosa, con parches de óxidos de hierro

## 4.2. Características microscópicas

Se analizaron catorce secciones delgadas del Granito de Pescadero, de las cuales ocho son de este proyecto y seis de proyectos de cartografía realizados por el Ingeominas en la Plancha 120-Bucaramanga (Ward *et al.*, 1977), Plancha 121-Cerrito (Ward *et al.*, 1977) y Plancha 136-Málaga (Vargas *et al.*, 1984) (tabla 1). La clasificación modal se hizo a partir de conteo de puntos en las secciones delgadas, y se basó en los diagramas de Streckeisen (1974 y 1978). La abreviatura de minerales es la de Whitney y Evans (2010). Predominan los sienogranitos y monzogranitos (figura 4). De los diques que intruyen esta unidad se analizaron cuatro secciones delgadas, de los proyectos anteriores, de las cuales dos corresponden a cuarzotraquitas, una a dacita y una a basalto.

### 4.2.1. Sienogranitos, monzogranitos y granodioritas

El Granito de Pescadero está compuesto principalmente de sienogranitos, seguidos de monzogranitos, y esporádicamente se pueden encontrar granodioritas (tabla 1, figura 5).

En las rocas del Granito de Pescadero se aprecia una variación textural de sur a norte. Las rocas de la parte centro-meridional son hipidiomórficas y alotriomórficas inequigranulares (tabla 1, figura 6 A, B, C y D), y aquellas de la parte centro-septentrional son hipidio-

mórficas y alotriomórficas, localmente con textura micrográfica (tabla 1, figura 6 E y F), que son texturas de rocas plutónicas. Las muestras de la parte septentrional exhiben textura granofídica (tabla 1, figura 7 A y B) que son típicas de rocas subvolcánicas.

Los sienogranitos están conformados por feldespato potásico (39,3 a 64,1%), plagioclasa (10 a 22,4%), cuarzo (21 a 36,9%), biotita (1,5 a 4,2%) y moscovita (0,5 a 1,8%); como accesorios, opacos, apatito y circón en proporciones menores del 1% y trazas de titanita; los minerales de alteración son caolinita, epidota y calcita (tabla 1).

Los monzogranitos están compuestos por feldespato potásico (31,4 a 42%), plagioclasa (24 a 38,5%), cuarzo (25,5 a 33,67%), biotita (4,2 a 7%), moscovita ( $\leq 1,4\%$ ), ( $\leq 1,4\%$ ), opacos 1%, trazas de apatito, circón, titanita y epidota (tabla 1).

La granodiorita contiene 50% de plagioclasa, 27% de cuarzo y 23% de feldespato (tabla 1).

El feldespato potásico es ortosa en cristales de forma tabular, anhedrales con tamaño  $\leq 3$  mm, con pertitas en venas y parches parcialmente enmascarados y en ocasiones acentuados por la moderada alteración a caolín, de color marrón. Algunos son oikocristales que encierran cristales menores de plagioclasa alterada. En las muestras con texturas micrográficas, el feldespato aparece en intercrecimientos con cuarzo.

Tabla 1. Composición modal de las muestras del Granito de Pescadero

Código IGM	Código campo	Este	norte	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Ms	Op	Ap	Zrn	Clasificación
37317		1120950	1239750	24,55	10,82	64,1		0,5				Sienogranito
37308		1123150	1239390	29	22	45	1,5	0,5		1	1	Sienogranito
900867	AMC-0135	1118525	1246438	31	22,4	42,4	4,2		Tr	Tr	Tr	Sienogranito
900873	AMC-0141	1120201	1247032	25,5	38,5	28	7		1	Tr	Tr	Monzogranito
900899	GZ-6825	1120192	1248404	32,3	31,4	31,3	4,2		0,8			Monzogranito
37329		1121160	1249460	33,67	27,55	37,8		x	1,02			Monzogranito
37159		1120220	1249320	23,92	14,37	57,5	x	0,96	0,48		0,9	Sienogranito
37345		1120340	1250650	27	50	23						Granodiorita
37162		1120220	1248620	21	22	51					x	Sienogranito
900872	AMC-0140	1120105	1251098	26,5	13	58	1,5	0,7	0,3	Tr	Tr	Sienogranito
900898	GZ-6824	1119450	1253741	36,9	21,2	39,3		1,8	0,8			Sienogranito
900871	AMC-0139	1118451	1256383	33	24	42		1	Tr		Tr	Monzogranito
900897	GZ-6823	1117247	1257175	32,4	29,4	36,8		1,4	Tr			Monzogranito
900864	AMC-0132	1116348	1260230	30	10	59,5		0,5	Tr		Tr	Sienogranito

■ Textura hipidiomórfica-alotriomórfica

■ Textura localmente micrográfica

■ Textura granofídica

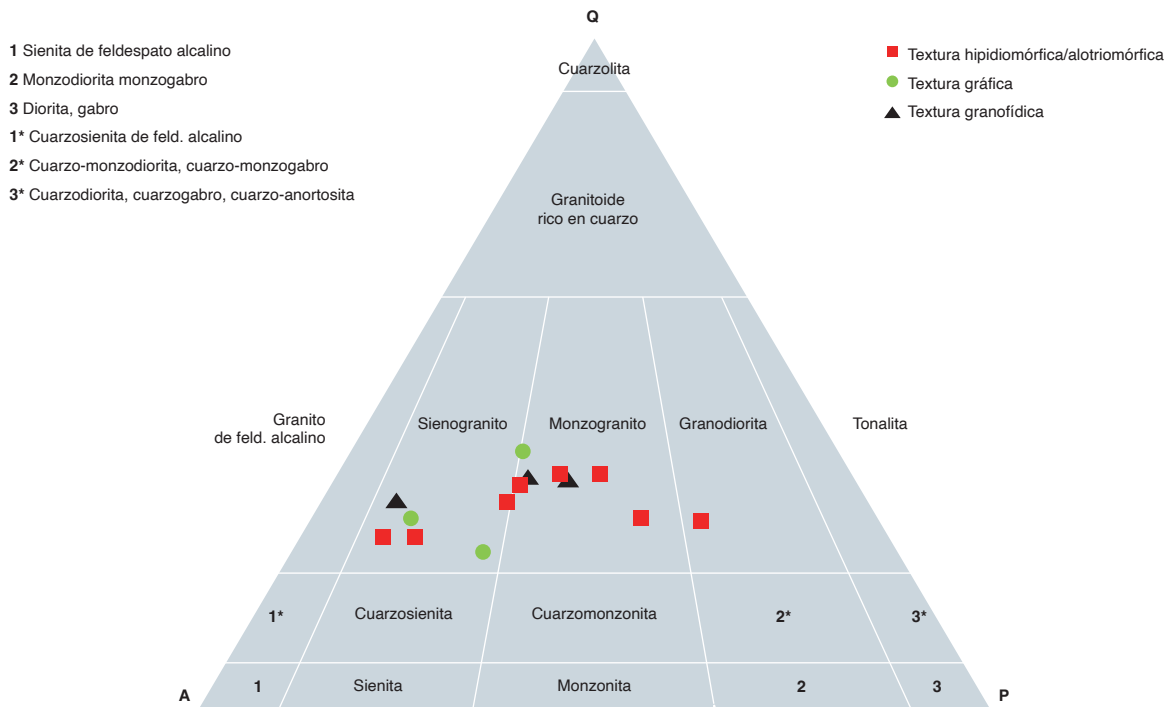


Figura 5. Clasificación modal en el diagrama de Strecheisen (1974) de las rocas del Granito de Pescadero

La plagioclasa se presenta como cristales anhedrales a euhedrales, inequigranulares, alterados a sericita y saussurita. Presentan maclas de albita y albita-Carlsbad. El tamaño de sus cristales es  $\leq 1,5$  mm, pero los chadocristales encerrados en el feldespato potásico o el cuarzo son de tamaño menor a 0,5 mm. Su composición por el método Michel-Lévy corresponde a oligoclasa-andesina ( $An_{30}$ ) (ángulo de extinción de  $12^\circ$ ).

El cuarzo se encuentra en cristales anhedrales con bordes irregulares, incoloros limpios o con caminos de finas inclusiones, con extinción levemente ondulatoria; algunos poiquilíticos que encierran cristales finos de plagioclasa. El tamaño de sus cristales es  $\leq 1,6$  mm.

La biotita se encuentra en láminas subhedrales, parcial o totalmente alterada a clorita y epidota. El tamaño de sus cristales es  $\leq 0,6$  mm, ocasionalmente hasta 0,9 mm. Presenta pleocroísmo de pardo claro a oscuro. Se observan inclusiones de opacos primarios, apatito y circón.

La moscovita se presenta en láminas subhedrales incoloras y de tonalidad verde muy tenue. En ocasiones tiene tinción en sus bordes por óxidos de color marrón. Se encuentra principalmente entre los cristales de feldespato potásico y cuarzo, con bordes bien definidos,

con alteración a clorita. El tamaño de los cristales es  $\leq 0,3$  mm. Presenta inclusiones de opacos.

Los minerales opacos se encuentran diseminados en la roca en cristales anhedrales finos de tamaños que van desde  $\leq 0,1$  mm hasta 0,5 mm, generalmente asociados a la biotita. Algunos de ellos, los de mayor tamaño, y posiblemente son primarios. Los cristales de magnetita finos se encuentran asociados a la alteración de las biotitas. La ilmenita está alterada, con formas rómbicas o de punta de lanza, euhedrales a anhedrales; tiene color marrón oscuro levemente translúcido, y sus cristales alcanzan hasta 1 mm.

El circón se presenta en cristales finos euhedrales prismáticos y subhedrales, asociados a los opacos primarios y también como inclusiones dentro de la biotita, con tamaños  $\leq 0,06$  mm.

La allanita, en cristales subhedrales pleocroicos diseminados en la roca, tiene un tamaño promedio de 0,35 mm.

El apatito, en cristales euhedrales con tamaño  $\leq 0,09$  mm, se presenta asociado a los opacos y como inclusiones dentro de biotita y feldespato; también en menor cantidad diseminado en la roca. La titanita se encuentra en cristales euhedrales en forma de rombo y en cristales anhedrales diseminados en la roca.



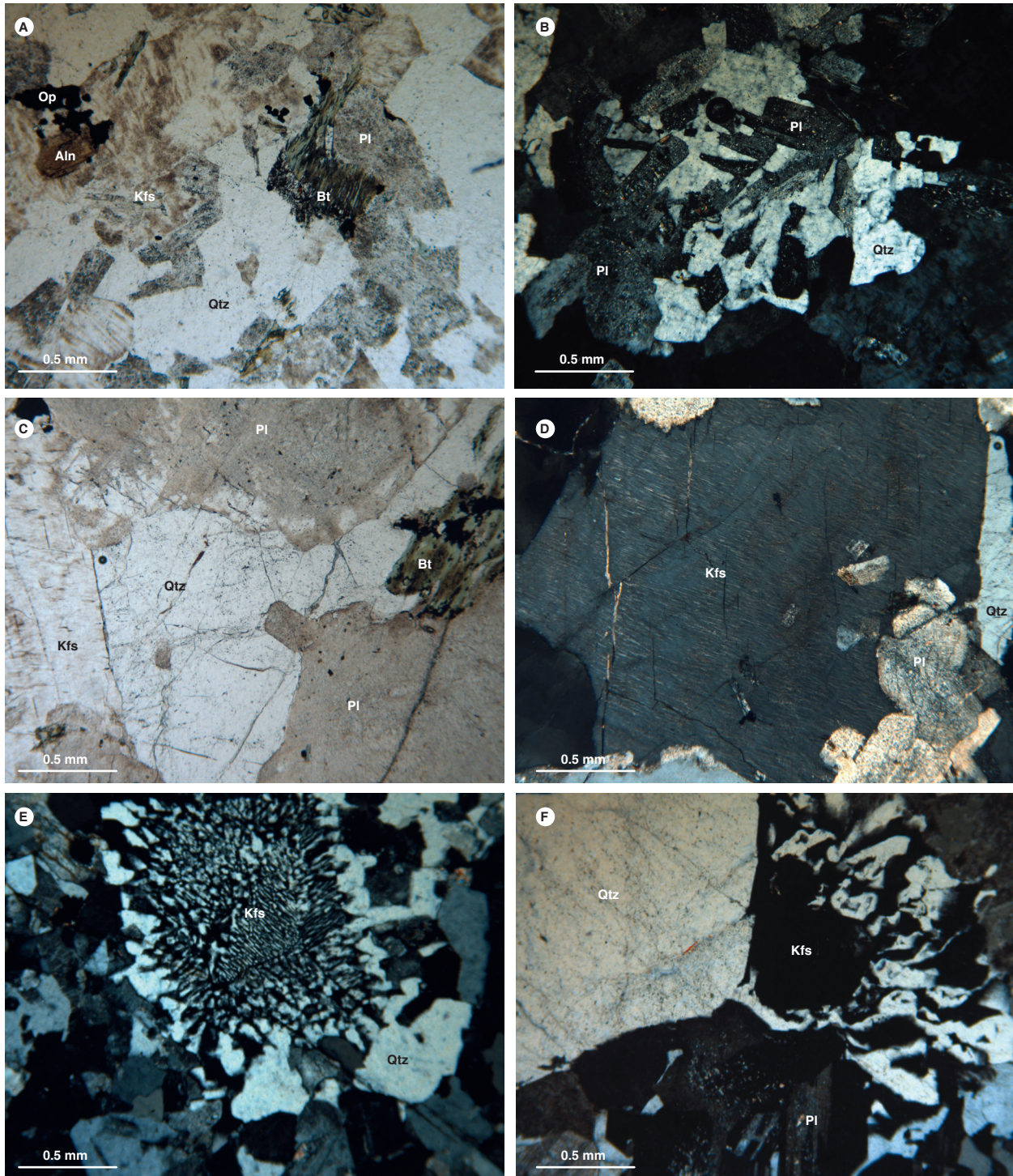


Figura 6. Microfotografías de rocas del Granito de Pescadero con texturas hipidiomórficas y alotriomórficas, algunas micrográficas locales A) y B) Si-nogranito. IGM-900867 (aumento: 40x). A) En Nícoles paralelos. B) Nícoles cruzados. Textura alotriomórfica inequigranular, poiquilitica con oiocristal de cuarzo que incluye plagioclasas finas. C y D) Monzogranito IGM-900873 (aumento: 40x) compuesto por feldespato potásico (Kfs), cuarzo (Qtz), plagioclasa (Pl) y biotita cloritizada (Bt). D) Feldespato potásico pertitizado. E) Monzogranito IGM900898 (aumento: 40x). Nícoles cruzados, textura hipidiomórfica inequigranular y micrográfica, cuarzo (Qtz), feldespato potásico (Kfs). F) Si-nogranito IGM-900872 (aumento: 40x), textura micrográfica alrededor de feldespato alcalino (Kfs) en roca con textura hipidiomórfica, localmente micrográfica

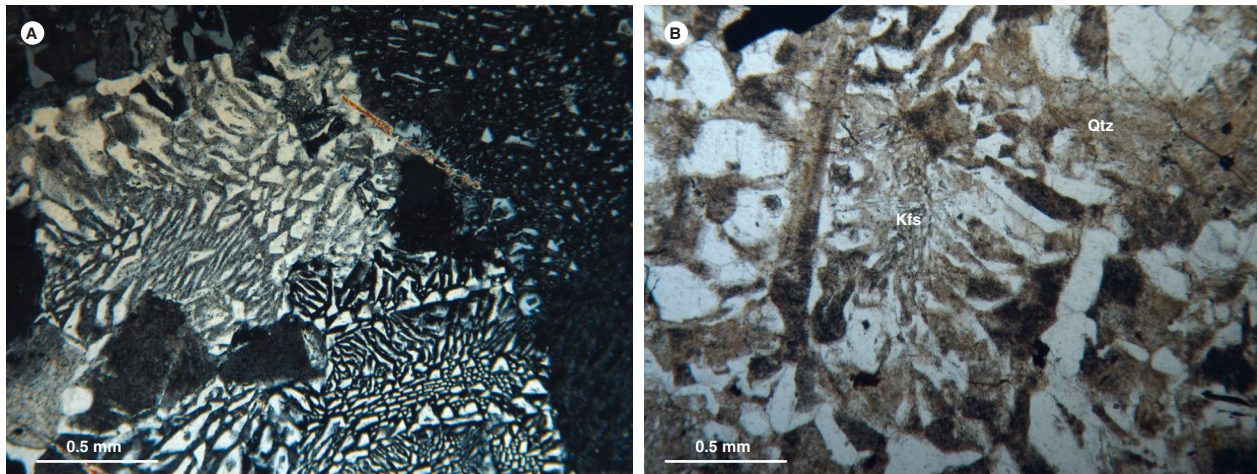


Figura 7. Microfotografías de rocas del Granito de Pescadero con textura granofídica  
 A) IGM-900864, sienogranito (aumento: 40x, nicoles cruzados). Textura micrográfica por intercrecimiento de Kfs con Qtz en una roca con textura general granofídica. B) IGM-900897, monzogranito (aumento: 40x, nicoles paralelos). Textura micrográfica por intercrecimiento de Kfs con Qtz en una roca con textura general granofídica

#### 4.2.2. Rocas de dique

La composición modal de los diques analizados se puede observar en la tabla 2, mientras que su clasificación

petrográfica está en la tabla 2 y en la figura 8, en el diagrama QAP (Streckeisen, 1978).

Tabla 2. Composición modal de las muestras de diques del Granito de Pescadero

Código IGM	Qtz	Pl	Kfs	Hbl	Bt	Ms	Op	Ap	Zrn	Ttn	Vidrio	Matriz	Otros	Clasificación
37163	12,9	3,8	82,3			Tr	x	Tr				1		Cuarzotraquita
37164	11,82	2,96	83,72										Al 1,5	Cuarzotraquita
37306	25	49		9	12		1	1	1	2				Dacita porfírica
37314		35		15			x				50			Basalto

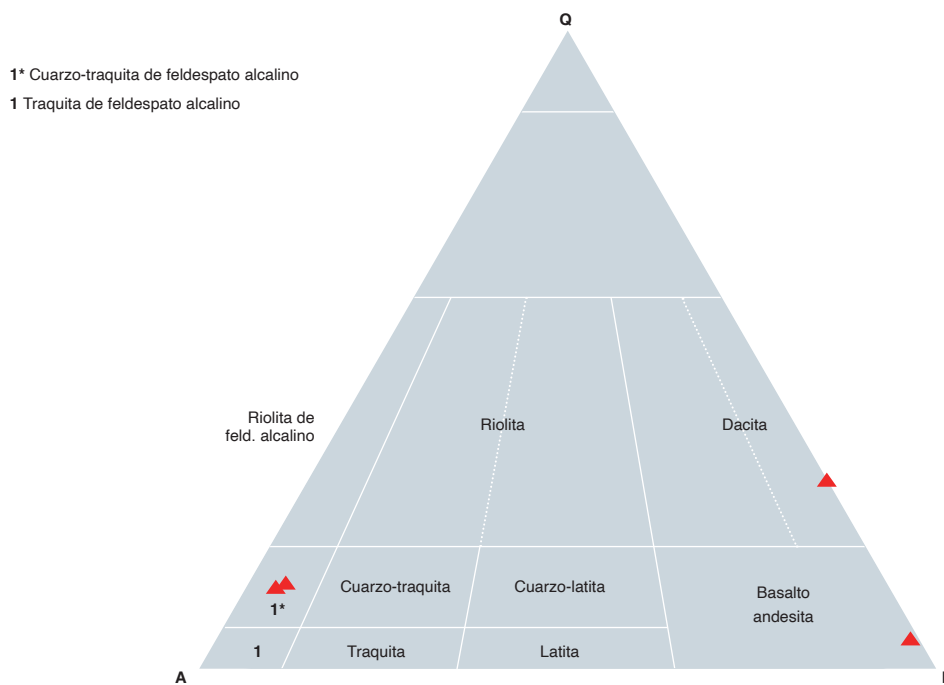


Figura 8. Clasificación modal de los diques del Granito de Pescadero en diagrama de Streckeisen (1978)

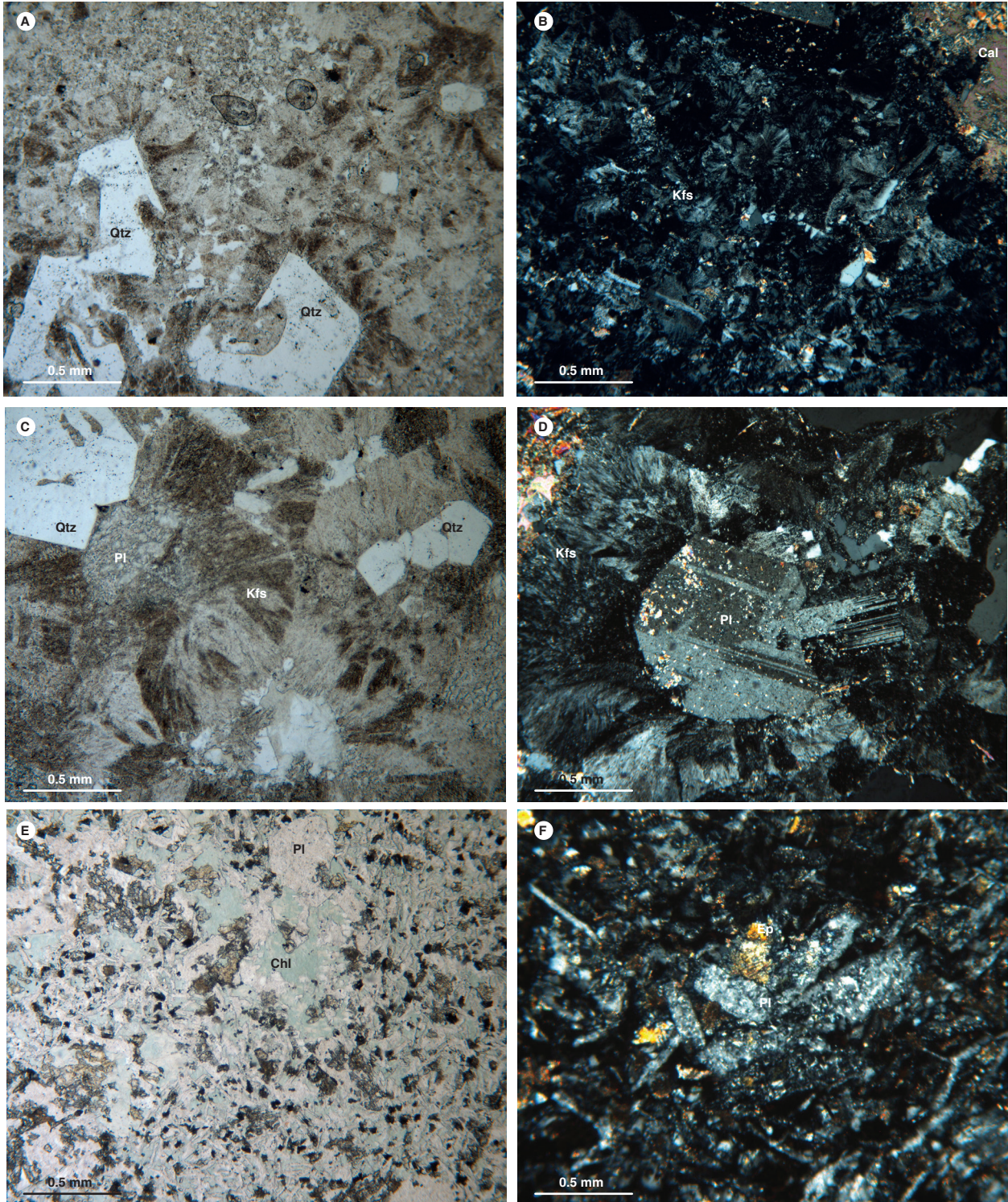


Figura 9. Microfotografías que muestran la composición y las texturas en algunos diques del Granito de Pescadero (aumento de todas: 40 x)  
 A) Cuarzotraquita de feldespato alcalino IGM-37163. Cuarzos bipiramidales con bahías de corrosión, rodeados por esferulitas. B) Esferulitas con feldespato potásico (Kfs), cavidades rellenas con calcita (Cal), cuarzo y prehnita (?). C) y D) Cuarzotraquita IGM-37164. C) Textura esferulítica y cuarzo bipiramidal. D) Fenocristal de plagioclasa rodeado por esferulitas. E) Basalto IGM-37314. Textura intersertal hialocrystalina, con cristales de plagioclasa (Pl) y matriz cloritizada (Chl). F) Agregado glomeroporfidico de plagioclasa (Pl), con epidota (Ep)

#### 4.2.2.1. Cuarzotraquitas de feldespato alcalino

Están compuestas por feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa, y apatito como minerales primarios, con trazas de moscovita como mineral secundario. Las cuarzotraquitas presentan texturas microporfídica y esferulítica (figura 9 A, B, C y D).

El feldespato potásico (82 a 85%) se presenta como fenocristales y microlitos. También se encuentra en las esferulitas producto de devitrificación de la matriz. Los fenocristales y microlitos son subhedrales a euhedrales, tabulares no maclados, con tamaños de hasta 1,8 mm, y presentan alteración a caolín y algo de sericita. Las esferulitas con diámetros entre 0,2 y 1 mm están constituidas principalmente por intercrecimientos de feldespato potásico y cuarzo, y localmente pasan a textura granofídica.

El cuarzo (12 a 13%), es subhedral bipiramidal con bahías de corrosión y anhedral. Se presenta como fenocristales de hasta 1,6 mm, y también como microcristales en la textura granofírica, y en las esferulitas, con el feldespato potásico. En general, muestra extinción levemente ondulante.

La plagioclasa (3 a 4%) se presenta como fenocristales y microlitos subhedrales, tabulares, con macla de Carlsbad o localmente de periclina y albita, moderadamente alterada a sericita y calcita. Su tamaño varía entre 0,2 y 2 mm.

#### 4.2.2.2. *Dacita porfídica*

Está compuesta por plagioclasa (49%), cuarzo (25%), biotita (12%), hornblenda (9%), titanita (2%), opacos (1%), apatito (1%) y circón (1%). La matriz es fina cuarzofeldespática. Como minerales de alteración se reconocieron trazas de prehnita y calcita. La dacita exhibe textura porfídica (no se muestra microfotografía de esta).

La plagioclasa es subhedral a euhedral y aparece como fenocristales con maclas de albita y albita-Carlsbad, alterada a sericita y minerales arcillosos. También se encuentra como microlitos en la matriz. El cuarzo se halla como microcristales en la matriz. La biotita es euhedral y presenta pleocroísmo X: amarillo pálido, Z: marrón rojizo, Y: naranja; las láminas están dobladas y tienen extinción ondulante. La hornblenda es subhedral, con pleocroísmo de verde pálido a verde azulado.

#### 4.2.2.3. *Basalto*

Conformado por plagioclasa (35%), hornblenda alterada a epidota (15%), trazas de opacos y matriz (50%) cloritizada que posiblemente corresponde a vidrio devitrificado. La textura es hialocristalina intersertal (figura 9 E y F).

La plagioclasa se presenta como fenocristales asociados en glomerofenocristales, pero predomina como microlitos, euhedrales parcialmente alterados a sericita.

Los minerales de alteración son abundantes. La epidota es subhedral, y en ocasiones aparece rellenando fracturas de la roca; la clorita es de color verde pálido. Compone gran parte de la matriz, donde probablemente corresponde a vidrio devitrificado. También hay clorita que se dispone entre los cristales de plagioclasa, de color café anómalo de interferencia, y esta debe corresponder a alteración de ferromagnesianos primarios. La calcita se encuentra en cristales anhedrales asociados a la epidota.

## 5. Química mineral

Se analizó la composición química de feldespato potásico, plagioclasa e ilmenita en una muestra de monzogranito AMC-0141 (IGM-900873) colectada sobre la carretera Piedecuesta-Pescadero. Los análisis se realizaron con una microsonda electrónica marca JEOL JXA-8230 de la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá, utilizando un diámetro de haz de 1 a 10  $\mu\text{m}$  y un tiempo en el pico de 20 ms, con una intensidad de 20 nA y voltaje de aceleración de 15 kV. Los conteos obtenidos con la microsonda fueron transformados a porcentajes de óxidos mediante comparaciones con estándares naturales y sintéticos. Los datos se sometieron a la corrección ZAF (Z: número atómico, A: absorción de masas, F: fluorescencia) mediante el programa de JEOL.

La sección delgada se metalizó con una película de grafito. Se obtuvieron imágenes de electrones retrodispersados de los cristales seleccionados y se realizaron análisis puntuales a lo largo del cristal, en áreas sin alteración ni fracturas.

Dada su alteración a minerales arcillosos y sericita, solo se obtuvieron análisis puntuales en diferentes cristales de plagioclasa (figura 10), que no permitieron interpretar variaciones a lo largo de perfiles núcleo-bordes. La composición de la plagioclasa (tabla 3, figura 11) corresponde a oligoclasa ( $\text{Ab}_{72-81}\text{An}_{15-25}\text{Or}_{3-4}$ ).

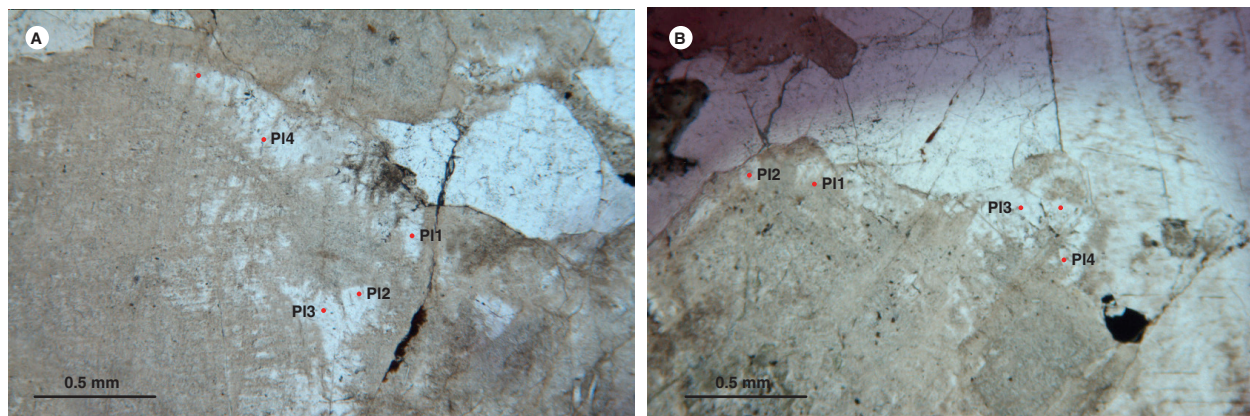


Figura 10. Microfotografía de cristal alterado de plagioclasa (aumento: 40 x). Análisis puntuales en las zonas limpias de la muestra AMC-0141  
 A) Campo de análisis 4. B) Campo de análisis 9

Tabla 3. Composición química de la plagioclasa en la muestra AMC-0141

Análisis	AMC-0141-C9-PI-1	AMC-0141-C9-PI-2	AMC-0141-C9-PI-3	AMC-0141-C9-PI-4	AMC-0141-C4-PI-1	AMC-0141-C4-PI-2	AMC-0141-C4-PI-3	AMC-0141-C4-PI-4
SiO <sub>2</sub>	63,257	64,624	64,163	62,654	64,348	61,882	61,912	64,039
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,010	0,005	0,000	0,010	0,011	-0,018	0,000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,456	21,624	21,947	22,981	21,868	23,480	23,205	21,618
FeO	0,189	0,122	0,147	0,172	0,178	0,182	0,162	0,137
MgO	0,000	0,007	0,000	0,000	0,004	0,006	0,000	0,003
CaO	4,277	3,325	3,675	4,717	3,705	5,244	5,281	3,480
Na <sub>2</sub> O	9,235	9,848	9,505	9,044	9,656	8,616	8,549	9,861
K <sub>2</sub> O	0,538	0,640	0,553	0,481	0,679	0,530	0,504	0,609
Total (% en peso)	99,952	100,2	99,995	100,049	100,448	99,951	99,595	99,747
Si	11,2305	11,4174	11,359	11,129	11,358	11,0155	11,0554	11,3788
Al	4,6992	4,503	4,5797	4,8114	4,5497	4,9265	4,8841	4,5276
Ti	0	0,0013	0,0007	0	0,0013	0,0014	0	0
Fe	0,0281	0,018	0,0217	0,0255	0,0262	0,0271	0,0242	0,0204
Mg	0	0,0018	0	0	0,0011	0,0016	0	0,0007
Na	3,1791	3,3735	3,2629	3,1148	3,3048	2,974	2,9602	3,3975
Ca	0,8137	0,6294	0,6972	0,8977	0,7007	1,0003	1,0105	0,6626
K	0,1218	0,1442	0,1249	0,1089	0,1529	0,1205	0,1148	0,138
Total cationes (a.p.f.u.)	20,0724	20,0886	20,0461	20,0873	20,0947	20,0669	20,0492	20,1256
O	32	32	32	32	32	32	32	32
Ab	77,264	81,346	79,875	75,576	79,473	72,629	72,456	80,929
An	19,776	15,177	17,067	21,781	16,850	24,429	24,734	15,783
Or	2,960	3,477	3,058	2,642	3,677	2,943	2,810	3,287

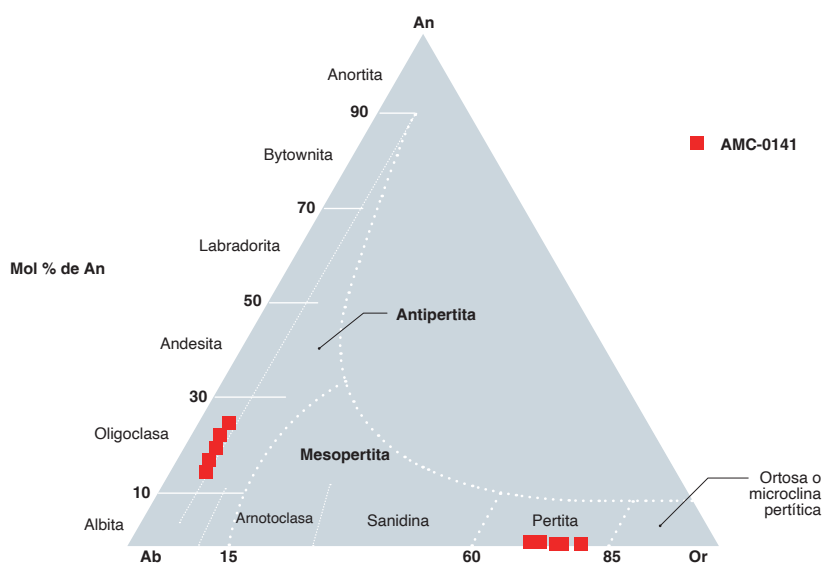


Figura 11. Composición de la plagioclasa y el feldespato potásico en diagrama de Smith y Brown (1988) correspondiente a la muestra de monzogranito AMC-0141 del Granito de Pescadero

Los cristales de feldespato potásico también presentan alteración (figura 12), pero dieron buenos resultados. Exhiben micropertitas en filoncillos (figura 13) y

corresponden a pertita ( $Or_{70.3-79.6} Ab_{29.3-20} Or_{0.4-0.1}$ ) (tabla 4, figura 11).

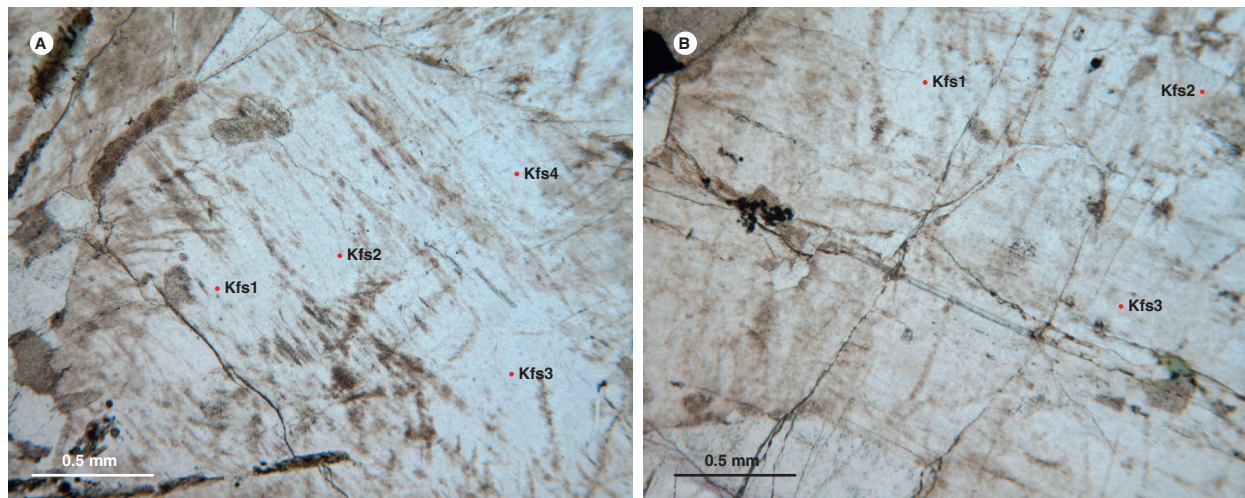


Figura 12. Microfotografía de cristal de feldespato potásico alterado. Análisis puntuales en las zonas limpias de la muestra de monzogranito AMC-0141 (aumento: 40x). A) Campo de análisis 8. B) Campo de análisis 6

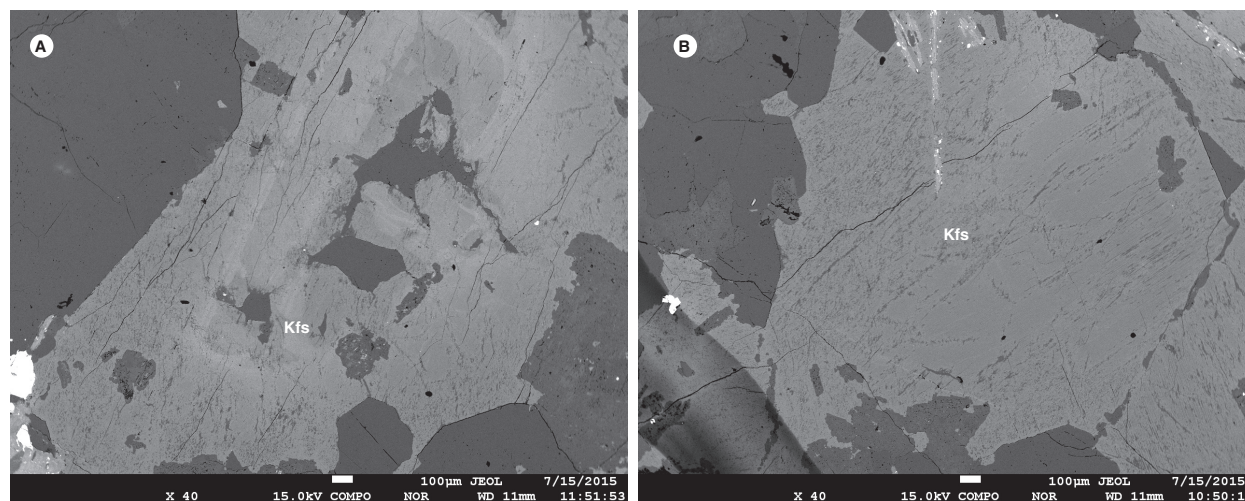


Figura 13. Imágenes de electrones retrodispersados de cristales de feldespato potásico. Se observan micropertitas en filoncillos. A)  $Or_{74.8} Ab_{25} An_{0.2}$  B)  $Or_{74.7} Ab_{25} An_{0.3}$

Tabla 4. Composición química del feldespato potásico en la muestra AMC-0141

Análisis	AMC-0141-C8	AMC-0141-C8-Kfs-2	AMC-0141-C8-Kfs-3	AMC-0141-C8-Kfs-4	AMC-0141-C6-Kfs-1	AMC-0141-C6-Kfs-2	AMC-0141-C6-Kfs-3	AMC-0141-C6-Kfs-4	AMC-0141-C6-Kfs-5
SiO <sub>2</sub>	65,962	65,982	66,143	66,142	65,647	64,001	64,963	65,243	64,139
TiO <sub>2</sub>	0,024	0,014	0,007	0,009	0,011	0,066	0,004	0,011	0,082
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,673	18,817	18,713	18,614	18,665	18,883	18,927	18,742	19,005
FeO	0,058	0,083	0,087	0,123	0,087	0,11	0,086	0,069	0,106
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0,079	0,063	0,064	0,054	0,045	0,052	0,06	0,025	0,037
Na <sub>2</sub> O	3,287	3,133	2,678	2,868	2,816	2,178	3,175	2,648	2,613
K <sub>2</sub> O	11,982	12,383	13,123	13,007	12,765	13,094	11,944	12,798	12,462
Total (% en peso)	100,07	100,48	100,82	100,82	100,04	98,38	99,16	99,54	98,44

Análisis	AMC-0141-C8	AMC-0141-C8-Kfs-2	AMC-0141-C8-Kfs-3	AMC-0141-C8-Kfs-4	AMC-0141-C6-Kfs-1	AMC-0141-C6-Kfs-2	AMC-0141-C6-Kfs-3	AMC-0141-C6-Kfs-4	AMC-0141-C6-Kfs-5
Si	11,998	11,9747	11,9928	11,996	11,983	11,901	11,932	11,968	11,891
Al	4,003	4,0248	3,9989	3,979	4,016	4,138	4,097	4,052	4,153
Fe	0,003	0,0019	0,0010	0,001	0,002	0,009	0,001	0,002	0,011
Ti	0,006	0,0084	0,0088	0,012	0,009	0,011	0,009	0,007	0,011
Mg	0	0,0000	0,0000	0	0	0	0	0	0
Na	1,159	1,1024	0,9415	1,009	0,997	0,785	1,131	0,942	0,939
Ca	0,015	0,0123	0,0124	0,010	0,009	0,010	0,012	0,005	0,007
K	2,780	2,8670	3,0355	3,009	2,973	3,106	2,799	2,995	2,947
Total cationes (a. p. f. u.)	19,9645	19,9915	19,9909	20,0165	19,9875	19,9611	19,9794	19,9697	19,9595
O	32	32	32	32	32	32	32	32	32
32Z	16,00	16,00	15,99	15,98	16,00	16,05	16,03	16,02	16,05
X	3,96	3,99	4,00	4,04	3,99	3,91	3,95	3,95	3,90
Or	70,30	72,00	76,09	74,70	74,73	79,61	71,01	75,98	75,69
Ab	29,31	27,69	23,60	25,03	25,05	20,13	28,69	23,89	24,12
An	0,39	0,31	0,31	0,26	0,22	0,27	0,30	0,12	0,19

Tabla 5. Composición química de la magnetita en la muestra AMC-0141

Análisis	AMC-0141-C1-Mt-1	AMC-0141-C1-Mt-2	AMC-0141-C1-Mt-3	AMC-0141-C2-Ilm-4
SiO <sub>2</sub>	0,014	0	ND	ND
TiO <sub>2</sub>	1,585	0,677	0,746	9,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,045	0,036	0,107	ND
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,044	0,011	0,006	ND
FeO	93,978	95,269	92,647	85,34
MnO	0,038	0,011	0,020	0,652
MgO	0,007	0,068	ND	ND
CaO	ND	ND	ND	ND
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ND	ND	ND	0,086
Total (% en peso)	95,711	96,072	93,526	95,098
Si	0,004	0	0	0
Ti	0,358	0,152	0,172	2,067
Al	0,016	0,013	0,039	0
Cr	0,010	0,003	0,001	0
V	ND	ND	ND	0,0217
Fe <sup>3+</sup>	11,616	11,839	11,805	9,653
Fe <sup>2+</sup>	11,983	11,961	11,977	12,091
Mg	0,003	0,030	0	0
Mn	0,010	0,003	0,005	0,168
Total cationes (a. p. f. u.)	24	24	24	24
Clasificación	Magnetita	Magnetita	Magnetita	Magnetita titanífera

ND: no detectado en el análisis

También se analizaron cristales de minerales opacos del monzogranito, correspondientes a magnetita e ilmenita parcialmente alterada (figura 14). Los contenidos de Fe<sup>3+</sup> y Fe<sup>2+</sup> se calcularon usando la fórmula de Droop (1987).

Los cristales de magnetita tienen una composición aproximada de FeO (92 a 95% en peso) y TiO<sub>2</sub> (0,68 a 1,59% en peso) (tabla 5). La ilmenita tiene partes preservadas con una composición de TiO<sub>2</sub> de entre 69,5 y 75% en peso y FeO entre 21,5 y 26% en peso (columnas 1 y 2 de la tabla 6) y partes alteradas a magnetita titanífera (columna 4 de la tabla 5) con FeO (85,34% en peso), alto contenido de TiO<sub>2</sub> (9,02% en peso), V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,086% en peso) y MnO (0,65% en peso) y a rutilo con TiO de 95,6% en peso y FeO de 2% en peso (columna 3 en la tabla 6).

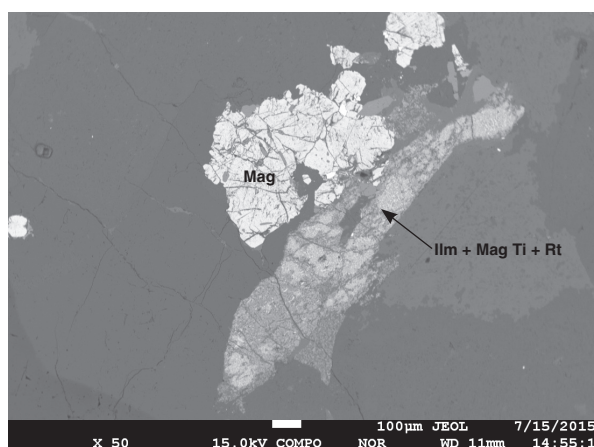


Figura 14. Imagen de electrones retrodispersados de óxidos en la muestra AMC-0141

En la imagen se muestra cristal de magnetita (Mag) analizado, cuyos resultados tienen el código AMC-0141-C1, y cristal de ilmenita (Ilm) parcialmente alterado a magnetita titanífera (Mag Ti) y a rutilo (Rt), con resultados identificados como AMC-0141-C2

Tabla 6. Composición de la ilmenita y el rutilo en la muestra AMC-0141

Análisis	AMC-0141-C2-Ilm-1	AMC-0141-C2-Ilm-2	AMC-0141-C2-Ilm-3
SiO <sub>2</sub>	0,004	ND	ND
TiO <sub>2</sub>	69,535	75,081	95,651
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,014	0,005	0,015
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,015	ND	ND
FeO	26,217	21,597	2,013
MnO	0,204	0,147	0,015
MgO	0,003	0,011	0,017
CaO	ND	ND	0,079
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,432	0,499	0,632
Total (% en peso)	96,424	97,34	98,422
Si	0,0002	ND	ND
Ti	2,7998	3,0114	3,8791
Al	0,0009	0,0003	0,0010
Cr	0,0006	ND	ND
V	0,0153	0,0176	0,0225
Fe <sup>+2</sup>	1,1737	0,9632	0,0908
Mg	0,0002	0,0009	0,0014
Mn	0,0093	0,0066	0,0007
Ca	ND	ND	0,0046
Total cationes (a. p. f. u.)	4,0000	4,0000	4,0000
Clasificación	Ilmenita	Ilmenita	Rutilo

ND: no detectado en el análisis

## 6. Geoquímica

La caracterización litogeoquímica de las rocas del Granito de Pescadero se realizó a partir de nueve análisis en granitoides del plutón (muestras con previo análisis petrográfico). Se incluyó el análisis de la muestra 10VDL22 de Van der Lelij (2013) y Van der Lelij *et al.* (2016).

Los análisis químicos de todas las muestras del proyecto se hicieron en los laboratorios del Servicio Geológico Colombiano (Bogotá). Los análisis de los óxidos de elementos mayores y los elementos trazas (V, Mo, Nb, Ta, W, Zr y Hf) se realizaron con un espectrómetro de fluorescencia de rayos X, FRX, Panalytical AXIOS Mineral; el resto de elementos traza y tierras raras se determinaron con un equipo de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). La concentración de los óxidos de elementos mayores se recalculó teniendo

en cuenta los valores de pérdidas por ignición (LOI). En las tablas 6 y 7 se agruparon las muestras y se resaltaron con colores, de acuerdo con los diferentes patrones que presentan, considerando la posibilidad de que estos representen pulsos magmáticos de diferente edad.

### 6.1. Óxidos de elementos mayores

Las concentraciones de los óxidos de elementos mayores se presentan en la tabla 7. Los resultados geoquímicos de las muestras se agrupan de acuerdo con las características texturales de las rocas.

Se hizo un análisis de alteración química de las muestras, dadas las evidencias petrográficas de alteración de los minerales. Según el diagrama de Hughes (1972), la única muestra que presenta una alteración potásica significativa es la IGM-900864.

Tabla 7. Concentración de óxidos de elementos mayores, expresados en porcentaje en peso (% en peso), en rocas del Granito de Pescadero

Código IGM	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	LOI
900867	74,44	0,20	13,05	1,22	0,33	0,88	3,20	5,01	0,05	0,48	0,66
900873	68,86	0,80	16,73	2,31	0,41	1,47	3,77	3,83	0,00	0,12	1,70
900899	68,60	0,21	16,90	2,39	0,40	1,45	4,37	4,32	0,00	0,10	1,26
10VDL22-	71,30	0,38	14,66	2,26	0,72	1,94	3,62	4,03	0,12	0,13	0,84
900872	72,53	0,46	16,18	1,51	0,08	0,28	3,83	4,54	0,00	0,05	0,54
900898	76,77	0,16	12,55	0,76	0,06	0,08	3,19	4,88	0,02	0,71	0,68
900871	76,74	0,14	13,76	0,70	0,02	0,15	3,05	4,96	0,00	0,01	0,47
900897	72,35	0,08	17,15	0,84	0,05	0,20	3,46	5,00	0,00	0,03	0,84
900864	77,24	0,11	12,80	0,47	0,04	0,05	2,48	5,35	0,01	0,42	0,90

■ Textura hipidiomórfica-alotriomórfica

■ Textura granofídica

■ Textura localmente gráfica

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>T: contenido de hierro total

10VDL22, muestra de Van der Lelij (2013)



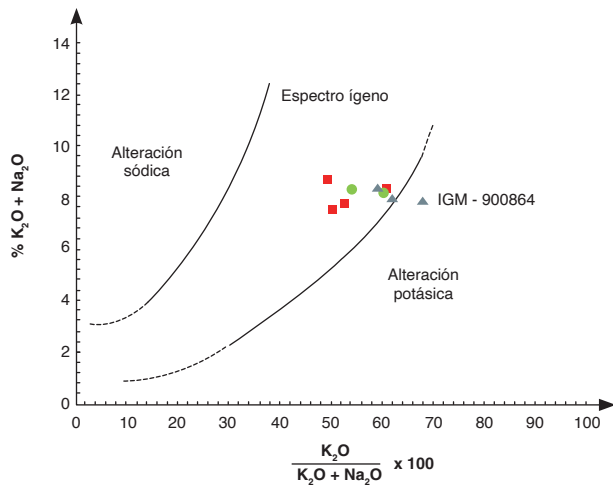


Figura 15. Muestras del Granito de Pescadero en el diagrama de Hughes (1972) con campos de composición ígnea y de alteraciones potásica y sódica  
 Símbolos: cuadrados rojos: rocas con texturas hipidiomórfica-alotriomórfica; círculos verdes: rocas con texturas hipidiomórfica-alotriomórfica localmente gráfica; triángulos grises: rocas con textura granofídica

Utilizando el diagrama de Middlemost (1994) se puede observar que las rocas analizadas del Granito de Pescadero pertenecen al campo de los granitos (figura 16A), resultado que concuerda con las clasificaciones petrográficas. Teniendo en cuenta el contenido de  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , las rocas pertenecen a la serie subalcalina. En el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) se puede observar que las muestras corresponden a rocas calco-alcalinas ricas en potasio (figura 16B).

En el diagrama de alcalinidad-aluminosidad (Shand, 1943), las muestras analizadas (excepto la IGM-900864, que se descartó por mostrar alteración de la composición química) del Granito de Pescadero pertenecen al campo de las rocas peraluminosas, con valores de  $A/NK > 1$  y  $A/CNK > 1$  (figura 17). Las muestras con  $A/CNK > 1,1$  pueden deber su alta peraluminosidad a alteración de los minerales (sericitización, argilización de los feldespatos), a pesar de que no se hayan definido como muestras con alteración o movilidad química en el diagrama de la figura 15.

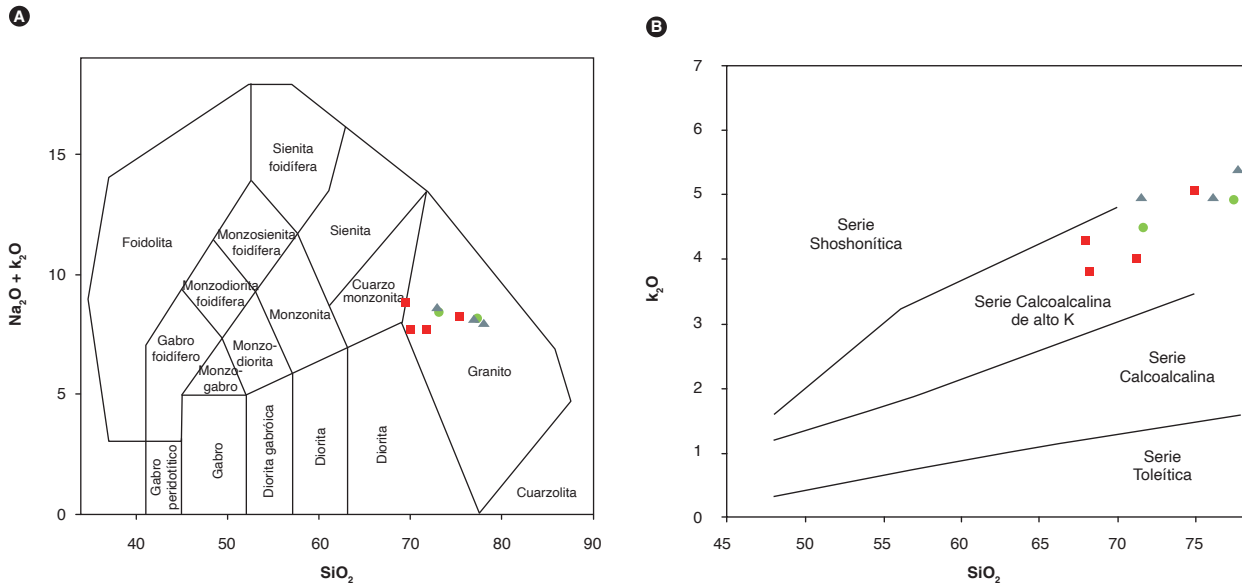


Figura 16. Diagramas de clasificación química. A) Diagrama de Middlemost (1994) correspondiente a rocas del Granito de Pescadero. B) Diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Peccerillo y Taylor, 1976). Símbolos como en la figura 15

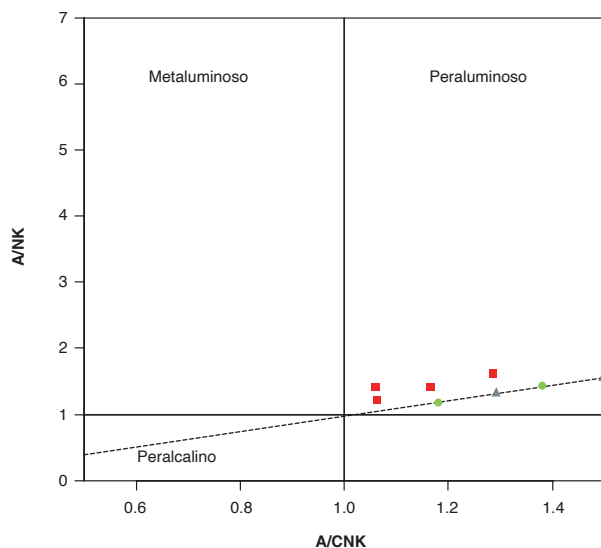


Figura 17. Diagrama de alcalinidad-aluminosidad (Shand, 1943) correspondiente a rocas del Granito de Pescadero. Símbolos como en la figura 15

### 6.2. Elementos traza y tierras raras

Los resultados de los análisis de elementos traza y tierras raras de las rocas plutónicas del Granito de Pescadero se presentan en la tabla 8.

En el diagrama de las tierras raras (REE) normalizadas con respecto a condrito según los valores de Nakamura (1974) se observa que las muestras analizadas del Granito de Pescadero exhiben dos patrones (figura 18 A, B y C). Un patrón es el exhibido por las muestras IGM-900867, 900899 y 10VDL22 (figura 18 A y B); estas muestras se caracterizan por presentar textura hipidiomórfica o alotriomórfica inequigranular. Este grupo se caracteriza por presentar un patrón más empinado debido a un mayor contenido de tierras raras livianas (LREE) y menor concentración de tierras raras pesadas (HREE), donde exhiben un patrón plano y anomalía negativa de Eu ( $Eu/Eu^* < 1$ ) muy leve.

Tabla 8. Concentración de elementos traza y tierras raras expresados en partes por millón (ppm) de rocas del Granito de Pescadero. Código de colores como en la tabla 7

Código IGM/elemento	900867	900873	900899	10VDL22-	900872	900898	900871	900897	900864
Be	1,91	3,41	2,98	4,37	2,25	3,16	2,45	3,92	2,10
Sc	2,90	14,04	5,57	6,52	7,42	7,64	6,21	7,96	4,82
V	10,60	10,60	16,40	24,00	13,64	6,19	1,50	2,89	1,59
Cr	1,82	9,49	2,40	7,00	10,99	1,82	<0,5	1,50	0,95
Co	11,74	20,52	15,65	3,06	20,79	18,08	11,75	6,09	9,89
Ni	2,47	6,52	2,82	6,41	9,48	0,26	1,20	0,33	1,47
Cu	4,11	6,58	4,26	4,80	5,70	3,87	3,41	4,81	3,71
Zn	23,30	22,64	34,50	46,00	36,08	18,78	10,88	24,35	24,68
Ga	15,37	21,81	16,92	16,37	18,01	16,05	16,58	17,26	16,49
As	1,51	2,70	1,78	2,81	2,24	2,29	2,13	1,64	1,61
Rb	177,32	181,46	173,84	131,22	188,11	198,42	206,12	197,33	174,06
Sr	142,12	81,67	199,48	261,65	76,99	32,11	28,22	23,77	31,62
Cs	2,20	1,86	2,06	1,53	1,90	1,94	2,38	1,83	3,12
Ba	974,07	1127,95	1277,18	962,73	716,50	432,73	305,76	336,63	472,12
Pb	13,99	11,16	15,03	12,01	5,62	10,51	6,00	24,10	5,59
Th	20,02	19,19	13,62	19,66	19,12	20,10	16,44	15,10	13,13
U	2,70	3,83	2,52	2,65	3,21	2,89	2,36	3,76	2,98
Zr	124,70	181,00	161,20	229,55	139,00	121,50	82,10	77,50	66,80
Nb	10,20	22,10	14,00	16,70	23,40	27,90	24,40	28,00	20,90
W	41,80	69,50	53,40	0,28	64,70	69,90	48,50	30,30	43,40
La	42,03	47,39	42,67	56,70	52,02	31,32	26,67	19,17	22,26
Ce	67,31	102,77	73,00	94,82	102,88	92,80	60,42	34,57	43,30
Pr	6,62	12,15	7,78	9,36	12,70	8,84	6,95	5,88	6,38
Nd	18,06	39,48	25,49	32,13	37,45	28,91	22,45	20,63	20,33
Sm	2,63	9,11	4,00	5,26	7,88	6,61	4,71	4,91	4,95
Eu	0,70	1,26	1,08	0,95	0,87	0,63	0,38	0,53	0,56
Gd	2,22	6,81	3,11	3,73	5,64	4,44	3,13	3,00	3,20
Tb	0,34	1,32	0,53	0,55	1,03	0,84	0,54	0,64	0,60
Dy	1,61	7,29	2,72	3,55	5,36	4,11	2,79	3,48	2,95
Ho	0,31	1,33	0,55	0,73	1,01	0,79	0,51	0,66	0,54
Er	1,03	3,78	1,77	2,12	3,18	2,35	1,73	2,05	1,68
Tm	0,14	0,47	0,25	0,32	0,42	0,34	0,24	0,30	0,24
Yb	0,98	2,97	1,72	2,54	2,72	2,36	1,74	2,07	1,72
Lu	0,15	0,39	0,27	0,38	0,40	0,37	0,26	0,32	0,25

10VDL22, muestra de Van der Lelij (2013)

El otro patrón lo exhiben las muestras IGM-900871, 900897, 900864, 900898, 900872 y 900873. Las tres primeras tienen textura granofídica; las dos siguientes, textura hipidiomórfica y localmente gráfica, y la última, textura hipidiomórfica inequigranular. Las muestras están enriquecidas en LREE entre cincuenta y doscientas veces con respecto al condrito y empobrecidas en las pesadas (HREE), donde muestran un patrón plano y exhiben anomalías negativas de Eu (figura 18 A y C), probablemente debidas al fraccionamiento de la plagioclasa en el magma. Este patrón se diferencia del anterior por la anomalía negativa de Eu bien pronunciada y por la mayor concentración en HREE.

Las relaciones  $La_N/Yb_N$ ,  $La_N/Sm_N$ ,  $Ce_N/Yb_N$ ,  $Ce_N/Sm_N$ ,  $Eu_N/Yb_N$ ,  $Sm_N/Yb_N$  y  $Eu/Eu^*$  de las rocas analizadas del Granito de Pescadero se presentan en la tabla 8. En las

nueve muestras de rocas graníticas, la relación  $Eu/Eu^* < 1$  podría indicar un origen con afinidad continental o fusión parcial de la corteza que subduce, en la que el Eu es retenido, lo cual genera un patrón empobrecido en este elemento.

En el diagrama multielemental normalizado con respecto a NMORB (Sun y McDonough, 1989), las rocas del Granito de Pescadero analizadas (figura 19) muestran un patrón paralelo, con empobrecimiento de los elementos inmóviles Nb, Zr y Ti que pueden corresponder a la separación de fases minerales accesorias como titanita, rutilo y apatito, lo que reflejaría una evolución característica de arcos magmáticos relacionados con ambientes de subducción, con empobrecimiento progresivo de los elementos pesados (Winter, 2001).

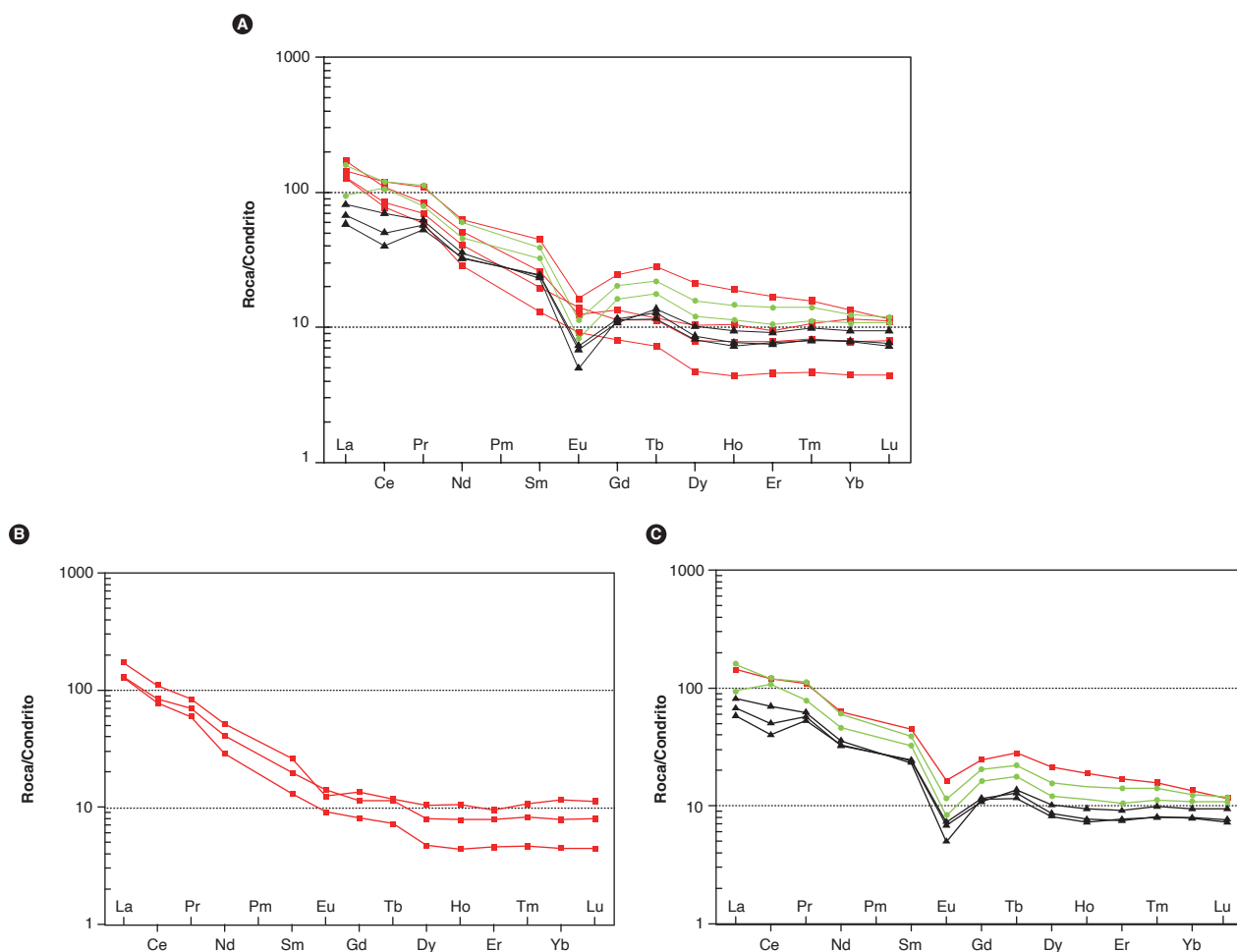


Figura 18. Diagrama de REE normalizado respecto al condrito de Nakamura (1974)

A) Patrones correspondientes a todas las muestras del Granito de Pescadero, incluyendo la muestra 10DVL22 de Van der Lelij (2013). B) Muestras del primer patrón de REE. C) Muestras del segundo patrón de REE. Símbolos como en la figura 15

Tabla 9. Valores de elementos (La, Ce, Sm, Eu e Yb) y relaciones normalizadas de rocas del Granito de Pescadero (valores de normalización son los del condrito de Nakamura, 1974)

Código IGM	La <sub>N</sub>	Ce <sub>N</sub>	Sm <sub>N</sub>	Eu <sub>N</sub>	Yb <sub>N</sub>	Eu/Eu*	La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	La <sup>3</sup> /Sm <sub>N</sub>	Ce <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	Ce <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	Eu <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	Sm <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>
900867	127,37	77,82	12,96	9,07	4,45	0,89	28,63	9,83	17,49	6,00	2,04	2,91
900873	143,59	118,81	44,90	16,33	13,52	0,49	10,62	3,20	8,79	2,65	1,21	3,32
900899	129,31	84,39	19,69	13,98	7,84	0,94	16,50	6,57	10,77	4,29	1,78	2,51
10VDL22-	71,82	109,62	25,91	12,34	11,55	0,66	14,88	6,63	9,49	4,23	1,07	2,24
900872	157,63	118,94	38,82	11,25	12,37	0,40	12,74	4,06	9,61	3,06	0,91	3,14
900898	94,92	107,28	32,56	8,19	10,75	0,36	8,83	2,92	9,98	3,29	0,76	3,03
900871	80,82	69,85	23,19	4,96	7,91	0,31	10,22	3,49	8,83	3,01	0,63	2,93
900897	58,10	39,97	24,20	6,84	9,42	0,42	6,17	2,40	4,24	1,65	0,73	2,57
900864	67,45	50,06	24,36	7,30	7,81	0,43	8,63	2,77	6,41	2,05	0,93	3,12

10VDL22, muestra de Van der Lelij (2013). Código de colores como en la tabla 7

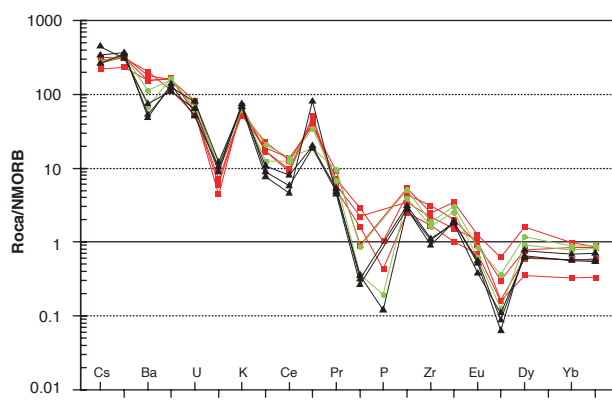


Figura 19. Diagrama multielemental normalizado con respecto a NMORB (Sun y McDonough, 1989) correspondiente a rocas del Granito de Pescadero. Símbolos como en la figura 18

Los valores más altos de los elementos Cs y Th, litófilos de radio iónico grande (LILE), indican una afinidad con rocas de corteza continental (márgenes convergentes), donde abundan estos elementos altamente incompatibles. Las anomalías positivas de K, y Rb podrían provenir de la movilización de fluidos que en la zona de subducción interactúan con el magma.

Los patrones multielementales de las muestras con textura hipidiomórfica-alotriomórfica inequigranular (figura 19) se diferencian de los otros en que no presentan anomalías de Ba y Zr.

### 6.3. Discriminación de ambiente tectónico y tipo de granitoides

Las muestras del Granito de Pescadero tienen afinidad con granitos tipo I, según se muestra en la figura 20. La muestra IGM-900864 grafica en el campo de los granitos tipo S, pero esta no es una característica primaria del magma original, sino que probablemente se debe a la alteración potásica de la roca. La muestra IGM-900871 grafica cerca del límite entre los dos campos, lo que

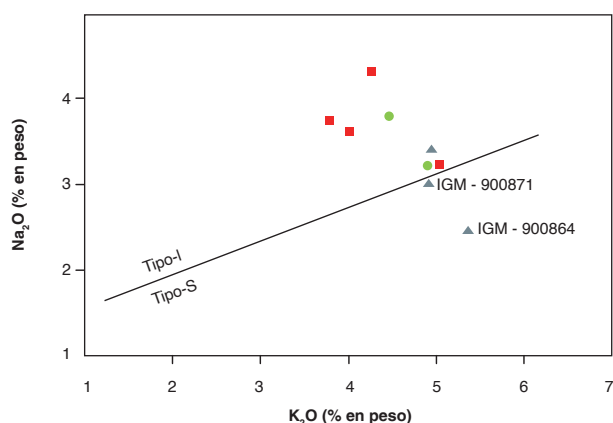


Figura 20. Muestras del Granito de Pescadero en el diagrama K<sub>2</sub>O vs. Na<sub>2</sub>O de Chappell y White (1974) para discriminar entre granitos tipo I y tipo S. Símbolos como en la figura 15

sugiere que también puede tener algún grado de enriquecimiento en potasio por alteración.

## 7. Posición estratigráfica y edad

La primera datación radiométrica de las rocas del Granito de Pescadero fue realizada por Goldsmith *et al.* (1971), y corresponde a un análisis K-Ar en biotita de la muestra IMN-11547. La edad obtenida fue de 193 ± 6 Ma. Van der Lelij (2013) obtuvo una edad de 199,1 ± 1,3 Ma con el método U-Pb en circón por LA-ICP-MS en la muestra 10VDL22 de una granodiorita del Granito de Pescadero.

En este proyecto se dataron con el método U/Pb dos muestras: una con textura hipidiomórfica localmente gráfica (GZ-6824) colectada en la vía Piedecuesta-Pescadero, y otra con textura granofídica (GZ-6823) colectada sobre la carretera Piedecuesta-Mesa de los Santos. La ubicación de las muestras se puede visualizar en la figura 1.

Los circones de la muestra GZ-6824 se obtuvieron de un concentrado de triturado de esquilas de roca,

mientras que los de la muestra GZ-6823 se seleccionaron a partir de un concentrado de circones de un saprolito. Las dataciones fueron realizadas en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Geológico Colombiano, mediante el método *laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry* (LA-ICP-MS). El gráfico de concordia y los histogramas se elaboraron en el software de Isoplot/Ex vers. 3.75-4.15 (Ludwig, 2012).

El resumen de los resultados obtenidos se muestra en la tabla 10, y todos los resultados están en los anexos 1 y 2. Las edades reportadas menores de 800 Ma corresponden a las obtenidas a partir de la relación  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , mientras que las mayores de 800 Ma son las arrojadas por la relación  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

De la muestra GZ-6824 (IGM-900898) se separaron 73 cristales de circones subhedrales a euhedrales de diferente tamaño, prismáticos cortos o alargados, unos pocos de formas subsféricas, translúcidos, con pátinas de óxidos de hierro e inclusiones de opacos. Presentaban fracturas internas y zonación, y sus tamaños oscilaban entre 50 y 220  $\mu\text{m}$ . Varios granos corresponden a fragmentos de cristales. No se consideraron en la interpretación los resultados con discordias mayores del 11% y discordancias inversas menores de -6%. La mayor parte de los circones exhiben zonación oscilatoria (figura 21) y algunos contienen núcleos heredados que cuando corresponden a xenocristales exhiben contactos tajantes con los bordes zonados.

Tabla 10. Resultados de geocronología en muestras del Granito de Pescadero por el método U-Pb en circón por LA-ICP-MS

Código IGM	N.º de campo	Norte	Este	Plancha	Clasificación	Edad (Ma)	Herencias (Ma)
900898	GZ-6824	1119450	1253741	120	Monzogranito	192,9 ± 1,3 MSWD = 2,0	940 ± 190; 860 ± 110; 760 ± 170; 754 ± 45; 324 ± 19; 209-200 (n = 9, antecristales)
900897	GZ-6823	1117247	1257175	120	Monzogranito	192,9 ± 2 MSWD = 1,3	741 ± 410; 493 ± 10; 466 ± 10 (n = 2); 457 ± 10; 448 ± 10 (n = 2); 422 ± 15; 405 ± 19; 381 ± 16; 229 ± 9; 219 ± 8; 212 ± 5; 206 ± 5

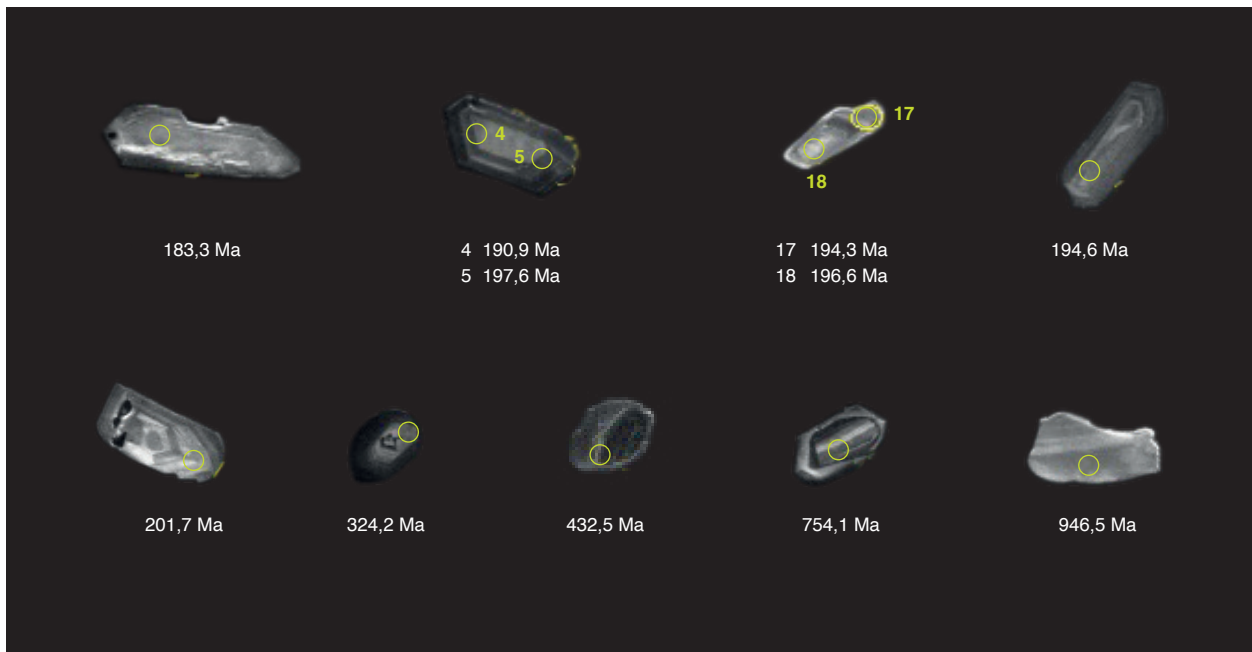


Figura 21. Imágenes de catodoluminiscencia de algunos cristales de la muestra GZ-6824 (IGM-900898) con los puntos de análisis y su respectiva edad U-Pb

Las edades de los circones de la muestra GZ-6824 se resumen en la tabla 10. Los resultados se pueden visualizar en los diagramas de concordia y de densidad de probabilidad relativa (figura 22 A, B, C y D), donde la mayor parte de los datos se agrupan alrededor de los 200 Ma, con edades heredadas del Neoproterozoico y una edad heredada del Carbonífero. El diagrama de densidad de probabilidad de la figura 22C sugiere que los datos del Triásico Tardío-Jurásico representan varias poblaciones, y por tal motivo no se usan todos estos para calcular la edad promedio ponderada final de cristalización. Se interpreta que la edad de cristalización final de la muestra corresponde a la del pico más representativo de la figura 22C, que abarca

datos comprendidos entre 198 y 188 Ma, mientras que los datos más antiguos que 198 Ma hasta 210 Ma deben corresponder a antecristales que son circones solidificados en etapas iniciales del magmatismo o parcialmente solidificados en el sistema magmático (Miller *et al.*, 2007). La edad promedio obtenida para el conjunto coherente de datos que se interpretan como representativos del último pulso de cristalización es de  $192,9 \pm 1,3$  Ma con un MSWD de 2 (figura 23).

Las relaciones Th/U en los circones datados entre 198 y 188 Ma oscilan entre 0,81 y 3,6, la mayor parte por encima de 1, valores que son típicos de circones ígneos, según Rubatto (2002).

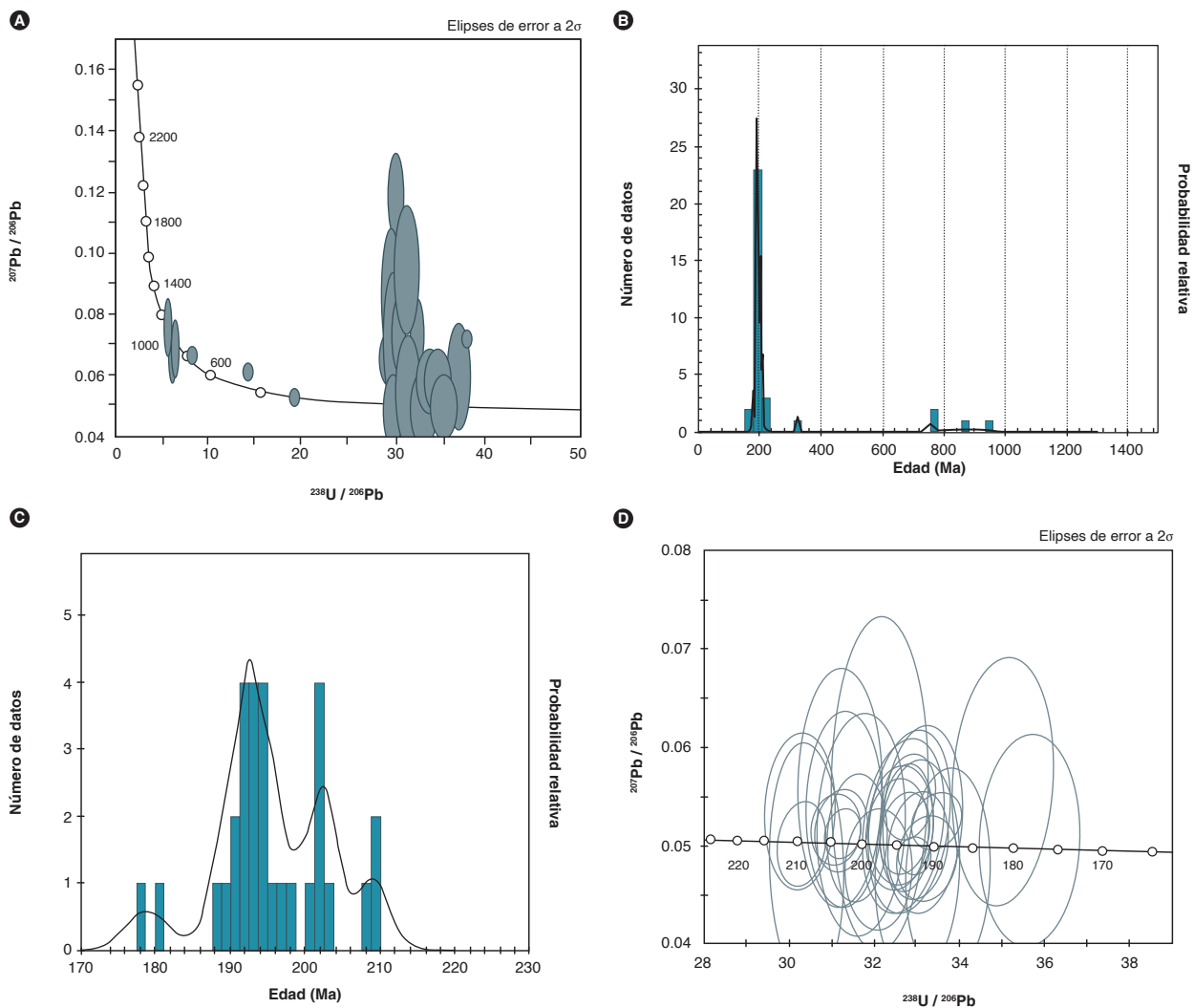


Figura 22. Resultados geocronológicos de la muestra GZ-6824(IGM-900898) Diagrama de la concordia Tera-Wasserburg con todos los resultados obtenidos en los circones de la muestra GZ-6824 (IGM-900898). B) Diagrama de densidad de probabilidad con los resultados aceptados en circones de la muestra GZ-6824. C) Diagrama de densidad de probabilidad con los resultados del Triásico-Jurásico en circones de la muestra GZ-6824. D) Diagrama de la concordia Tera-Wasserburg en el que están los datos del Triásico Tardío-Jurásico aceptados de la muestra GZ-6824

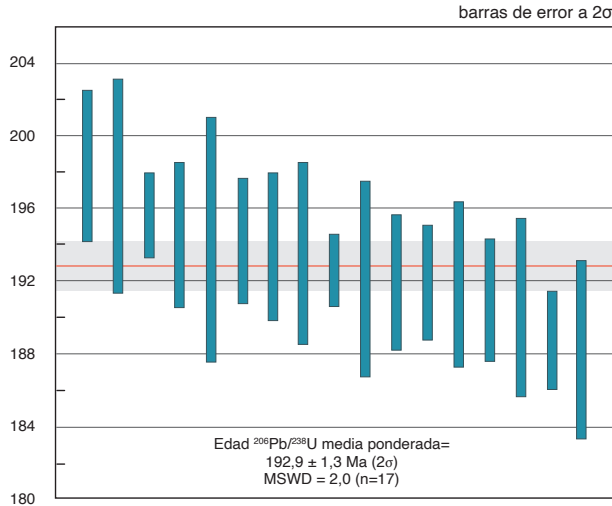


Figura 23. Edad promedio ponderada de la muestra GZ-6824

De la muestra GZ-6823 se extrajeron 34 circones con formas prismáticas euhedrales, transparentes y de color pardo, con inclusiones de puntos negros, algunos fracturados. En las imágenes de catodoluminiscencia (CL) se observa que los circones son euhedrales a subhedrales, si bien predominan los prismáticos alargados,

algunos homogéneos y otros zonados con núcleos más oscuros. La ablación en estas muestras se hizo en los núcleos y en algunos cristales en el límite entre el núcleo zonado y los bordes (figura 24).

Las edades de cristalización y heredadas de la muestra GZ-6823 se resumen en la tabla 10. Los resultados se pueden visualizar en los diagramas de concordia y de densidad de probabilidad relativa (figura 25 A, B, C y D). Se obtuvieron edades heredadas entre el Cámbrico y Devónico (principalmente del Ordovícico), una edad heredada del Neoproterozoico, una del Carbonífero y cuatro del Triásico tardío, y un grupo representativo de edades entre 200 Ma y 188 Ma, con relaciones Th/U en los circones entre 1,10 y 3,62. En este último intervalo de edades se obtuvo una edad promedio ponderada de  $192,9 \pm 2 \text{ Ma}$  con un MSWD de 1,3 (figura 26), y se interpreta como la edad final de cristalización de la roca. Algunas edades del Triásico tardío deben corresponder a xenocristales, y otras a antecristales, según las definiciones de Miller *et al.* (2007).

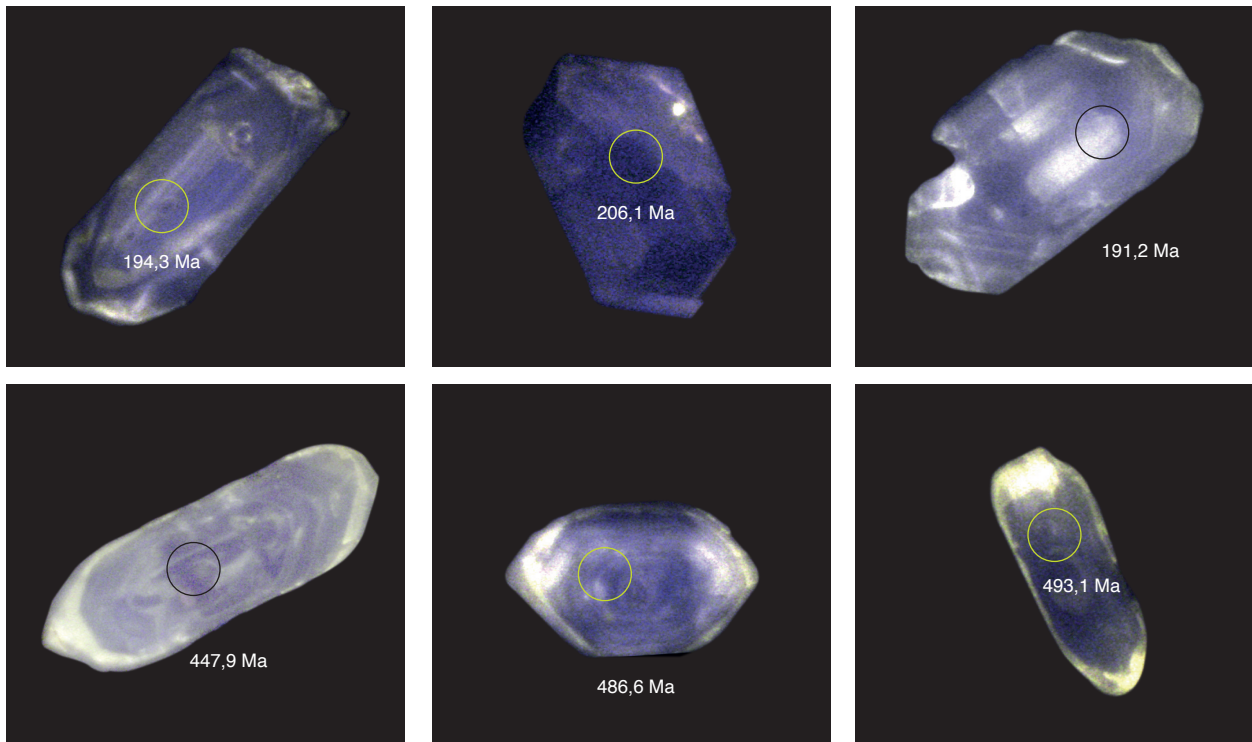


Figura 24. Imágenes de catodoluminiscencia de la muestra GZ-6823 (IGM-900728). Se muestran los cristales de circon y los puntos donde se realizaron los análisis

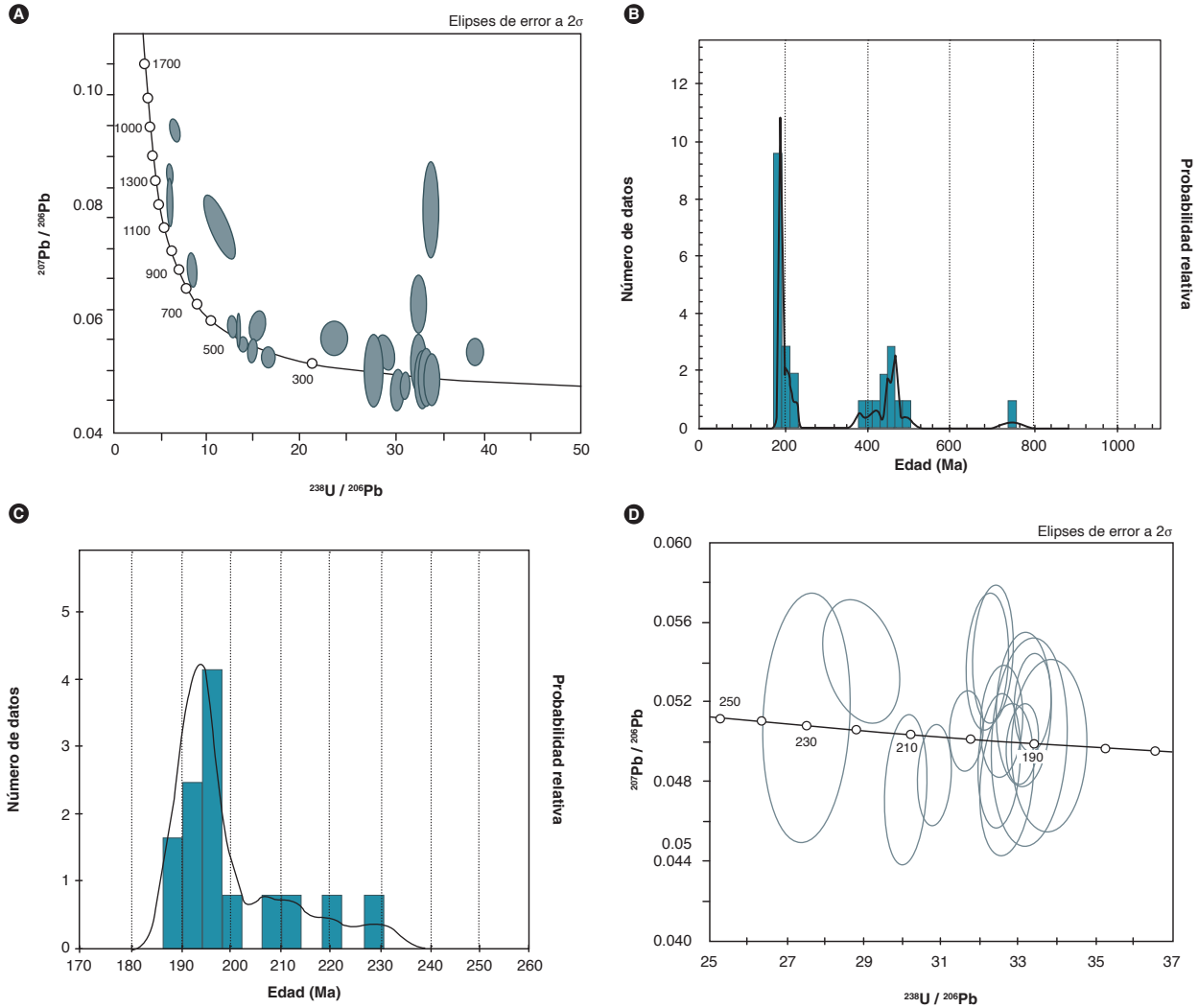


Figura 25. Resultados geocronológicos de la muestra GZ-6828 (IGM-900897). A) Diagrama de la concordia Tera-Wasserburg con todos los resultados obtenidos en los circones de la muestra GZ-6823 (IGM-900897). B) Diagrama de densidad de probabilidad con los resultados aceptados en circones de la muestra GZ-6823. C) Diagrama de densidad de probabilidad con los resultados del Triásico-Jurásico en circones de la muestra GZ-6823. D) Diagrama de la concordia Tera-Wasserburg en el que están los datos del Triásico Tardío-Jurásico aceptados de la muestra GZ-6823

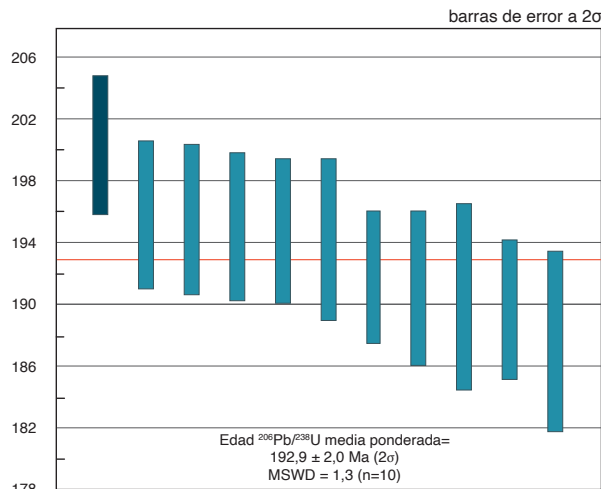


Figura 26. Edad promedio ponderada de la muestra GZ-6823

### 8. Correlaciones

Las rocas del Granito de Pescadero se pueden correlacionar por edad, composición litológica, química y posición tectónica con una serie de plutones que afloran en el Macizo de Santander, generados en el mismo evento magmático entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano. Entre los plutones con los que se pueden correlacionar se encuentran el Monzogranito de Santa Bárbara, con edades U/Pb de  $203,8 \pm 2,7$ ;  $195,1 \pm 1,9$ ;  $198,0 \pm 2,7$  y  $196,0 \pm 2,0$  Ma (Rodríguez *et al.*, 2018); el Monzogranito de La Corcova, con edades U/Pb de  $204,8 \pm 6,1$ ;  $202,7 \pm 1,2$ ;  $199,5 \pm 4,6$ ; y  $192,5 \pm 2,6$  Ma (Rodríguez *et al.*, 2016); el Monzogranito de Rionegro, con edades de  $196 \pm 1,1$  y  $195,8 \pm 1,5$  Ma (Van der Lelij,



2013),  $214,5 \pm 2,7$ ;  $197,2 \pm 1,5$ ;  $196,6 \pm 2,1$ ;  $195,9 \pm 1,6$  y  $184,1 \pm 2,3$  (Arango *et al.*, 2016); con la tonalita y granodiorita de páramo Rico, con edades U/Pb de  $199,8 \pm 1,2$  (Van der Lelij, 2013),  $210,6 \pm 3,5$  a  $199,0 \pm 2,5/-2,6$  (Mantilla *et al.*, 2013) y  $206,84 \pm 0,97$  Ma (Rodríguez *et al.*, 2017) y con el Batolito de Mogotes, que tiene edades de 201 a 198 Ma (Van der Lelij, 2013) y de 203 a 189 Ma (2020a).

El Granito de Pescadero se diferencia de las otras unidades mencionadas en que contiene rocas subvolcánicas.

Un cuerpo de riolitas dentro del Batolito de Mogotes que fue reportado por Ward *et al.* (1973) y cartografiado por Ward *et al.* (1977) como una parte del Granito de Pescadero fue recientemente definido como una nueva unidad denominada *Riolitas del Alto Los Cacaos*, con una edad de  $201,6 \pm 2,1$  Ma (Correa Martínez *et al.*, 2020b). Las riolitas tienen una edad semejante a las rocas plutónicas del Granito de Pescadero con las cuales pueden ser correlacionables, pero son más antiguas que los granófidios del Granito de Pescadero, con los que tienen semejanzas geoquímicas (Correa Martínez *et al.*, 2020b).

## 9. Localidad tipo

Se propone como localidad tipo para el Granito de Pescadero los afloramientos a lo largo de la carretera Piedecuesta y la vereda Los Llanitos hasta el puente de Pescadero, en el municipio de Piedecuesta (planchas 120-Bucaramanga y 121-Cerrito). En este sector la unidad muestra afloramientos continuos y de fácil acceso.

## 10. Génesis

Las características composicionales y las diferencias texturales en las muestras del Granito de Pescadero sugieren cristalización en condiciones desde mesozonales hasta subvolcánicas.

Las rocas presentan empobrecimiento de elementos inmóviles Nb, P, Zr y Ti que pueden reflejar una evolución característica de arcos magmáticos relacionados con ambientes de subducción (Winter, 2001). Los valores altos de Cs y Th indican afinidad con corteza continental (márgenes convergentes), donde abundan estos elementos altamente incompatibles. El Granito de Pescadero posiblemente se generó en un arco de margen continental activa.

En arcos continentales, las rocas derivan de la fusión parcial de la cuña del manto y, en menor medida, de la corteza oceánica subducente, con mayor o menor

interacción y asimilación de corteza continental inferior. Según Van der Lelij (2013) y Van der Lelij *et al.* (2016) los granitoides del Triásico-Jurásico de Santander, de acuerdo con sus composiciones isotópicas de Nd, Hf y Sr, sugieren asimilación cortical.

El carácter peraluminoso de las muestras del Granito de Pescadero puede sugerir que las rocas provienen de la fusión de corteza continental o que los magmas experimentaron contaminación con las rocas de caja, aunque magmas peraluminosos que generan granitos tipo I pueden derivarse por fusión parcial de rocas metaluminosas (Chappell *et al.*, 2012).

En las muestras analizadas del Granito de Pescadero, los circones heredados abundantes del Paleozoico y escasos del Neo-proterozoico, indican la fusión de rocas de la corteza continental en la que se emplazó el cuerpo plutónico. Las edades U/Pb ordovícicas obtenidas en los núcleos heredados de los circones son comparables con edades U/Pb obtenidas del Neis de Bucaramanga, los ortogneises graníticos del Macizo de Santander y otros granitoides ordovícicos de los macizos de Santander y Floresta.

La presencia de dos patrones de REE en las rocas del Granito de Pescadero, cada uno con edades diferentes, sugiere por lo menos dos eventos o pulsos magmáticos diferentes. Las rocas del patrón con leve anomalía negativa de Eu tienen una edad de  $199 \pm 1$  Ma (edad reportada por Van der Lelij, 2013), mientras que las rocas del patrón con anomalía negativa de Eu bien pronunciada tienen una edad de  $193 \pm 2$  Ma.

## 11. Recursos minerales

Sobre la vía Piedecuesta-Pescadero existen varias canteras de gravas y arenas provenientes de las rocas del Granito de Pescadero.

Otero y Angarita (1975) y Royero y Clavijo (2001) mencionan explotaciones de granitos como piedras ornamentales en las áreas de Umpalá y Pescadero, municipio de Piedecuesta. Royero y Clavijo (2001) señalan que los problemas de la explotación del Granito de Pescadero son la meteorización y la densidad de fracturamiento.

Otero y Angarita (1975) reportan la mina de fluorita Lomas de Ventorrillo, localizada aproximadamente a 800 m de la inspección de policía de Pescadero, por el camino que cruza la quebrada Chinavega. Según estos autores, se presenta como un filón de fluorita blanca

a verde pálido con cuarzo, con rumbo N 80°E y un espesor que oscila entre 0,2 y 2 m. Igualmente, reporta filones de este mismo material encajados en diques de pegmatita dentro del Granito de Pescadero. Existen también minas de fluorita en cercanías de Umpalá y en la vía a Cepitá.

Otero y Angarita (1975) también mencionan diques de feldespato que cortan este plutón.

No se conocen otros tipos de mineralizaciones asociadas al Granito de Pescadero.

### Conclusiones

Petrográficamente, las muestras analizadas de esta unidad litológica tienen una composición ácida que varía desde sienita a monzogranitos, con muy pocas muestras de composición intermedia granodiorítica. Las rocas están constituidas principalmente por feldespato alcalino (23 a 64%), cuarzo (21 a 37%) y plagioclasa (10 a 38,5%), con porcentajes de biotita  $\leq 7\%$  y moscovita  $\leq 2\%$ , y ausencia de hornblenda.

Químicamente, las rocas son de la serie calco-alcalina alta en K, peraluminosas, afines con granitos tipo I. De acuerdo con el enriquecimiento general en K, Rb, Th y Cs y las anomalías negativas de Nb, P, Zr y Ti, se interpreta que fueron generadas en ambientes relacionados a subducción. La unidad posiblemente se originó en un arco de margen continental activa.

Los elementos de las tierras raras del Granito de Pescadero permiten dividirlo en dos grupos con diferentes tendencias del patrón geoquímico de REE, que a su vez coinciden con la clasificación textural: un grupo con mayor pendiente negativa y una incipiente anomalía negativa de Eu, exhibido por muestras con texturas hipidiomórfica y/o alotriomórfica inequigranular; el otro grupo, con una pendiente del patrón de REE menos inclinada, con menor concentración de LREE, en comparación con el anterior, pero con una anomalía de Eu negativa muy bien definida, donde las muestras que presentan este patrón son las que tienen texturas gráficas locales y texturas granofídicas, exceptuando una muestra que es de textura alotriomórfica. Una muestra del primer grupo presenta una edad de  $199 \pm 1$  Ma, que fue reportada por Van der Lelij (2013) y Van der Lelij *et al.* (2016), mientras que dos muestras del segundo grupo arrojaron edades de  $193 \pm 1$  y  $193 \pm 2$  Ma. Las características texturales, geoquímicas y geocronológicas de los dos grupos sugie-

ren que el Granito de Pescadero se generó a partir de por lo menos dos eventos o pulsos magmáticos.

Al igual que en otros cuerpos del Macizo de Santander, hay registro de magmatismo desde los 210 Ma, aproximadamente. Es posible que los circones con edades de entre 210 y 200 Ma correspondan a antecristales, y los más antiguos, a xenocristales. El último evento de cristalización del Granito de Pescadero se reconoce hacia la parte centro-septentrional y septentrional, y ocurrió alrededor de los 193 Ma.

### Referencias

- Arango, M. I., Rodríguez, G., Zapata G. y Correa M, A. M. (2016). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia. Monzogranito de Rionegro, cordillera Oriental, departamento de Santander*. Medellín: Servicio Geológico Colombiano.
- Cardona, A. (2003). *Correlações entre fragmentos do embasamento Pre-Mesozoico da terminação setentrional dos Andes Colombianos, com base em dados isotópicos e geocronológicos* (tesis de maestría). Universidade de São Paulo.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J. y Wyborn, D. (2012). Peraluminous I-type granites. *Lithos*, 153, 142-153. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.008>.
- Chappell, B. W. y White, A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8 (2), 173-174.
- Clavijo, J. (1994). *Mapa geológico generalizado de norte de Santander. Escala 1:250.000. Mapa interno*. Bucaramanga: Ingeominas.
- Cordani, U. G., Cardona, A., Jiménez, D. M., Liu, D. y Nutran, A. P. (2005). *Geochronology of Proterozoic basement inliers from the Colombian Andes: Tectonic history of remnants from a fragmented Grenville belt*. Londres: Geological Society. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.246.01.13>.
- Correa Martínez, A. M., Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez J. G. (2020a). Batolito de Mogotes. *En Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Macizo de Santander*. Vol. 1. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Correa Martínez, A. M., Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez J. G. (2020b). Riolitas del Alto Los Cacaos. *En Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Macizo de Santander*. Vol. 1. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

- Droop, G. T. R. (1987). A general equation for estimating  $Fe^{3+}$  concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51 (361), 431-435. <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>.
- García, C. y Ríos, C. (1999). *Metamorfismo y metalogenia asociada del Macizo de Santander, cordillera Oriental, Colombia. Informe final Proyecto de Investigación 1102-05-083-95*. Bucaramanga: Colciencias-Universidad Industrial de Santander.
- Goldsmith, R, Marvin, R. F. y Maner, H. H. (1971). *Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes*. U.S. Geological Survey Professional Paper 750-D, D44-D49.
- Hughes, C. J. (1972). Spilites, keratophyres and the igneous spectrum. *Geological Magazine*, 109 (6), 513-527. <https://doi.org/10.1017/S0016756800042795>.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification. (1987). Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. *GSA Bulletin*, 99 (3), 440-442. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99<440:SCANOB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<440:SCANOB>2.0.CO;2).
- International Subcommission on Stratigraphic Classification. (1994). *International stratigraphic guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure* (2.<sup>a</sup> ed.). Amos Salvador (ed.). The International Union of Geological Sciences – The Geological Society of America.
- Leal-Mejía, H. (2011). *Phanerozoic Gold Metallogeny in the Colombian Andes: A tectono-magmatic approach* (tesis de doctorado). Universitat de Barcelona, España.
- Ludwig, K. R. (2012). *User's manual for Isoplot 3.75-4.15. A Geochronological Toolkit Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center.
- Mantilla Figueroa, L. C, Bissig, T, Cottle, J. M, y Hart, C. J. (2012). Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). *Journal of South American Earth Sciences*, 38, 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.03.001>.
- Mantilla Figueroa, L. C, Bissig, T, Valencia, V. y Hart, C. (2013). The magmatic history of the Vetas-California Mining District, Santander Massif Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 235-249. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.006>.
- Mantilla-Figueroa, L. C, García-Ramírez, C. A. y Valencia, V. A. (2016). Propuesta de escisión de la denominada “formación Silgará” (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detriticos. *Boletín de Geología*, 38 (1), 33-50. <https://doi.org/10.18273/revbol.v38n1-2016002>.
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37 (3-4), 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).
- Miller, J. S, Matzel, J. E, Miller, C. F, Burgess, S. D. y Miller, R. B. (2007). Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167 (1-4), 282-299. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.04.019>.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38 (5), 757-775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5).
- Otero, A. y Angarita, L. (1975). *Ocurrencias minerales en el departamento de Santander del Sur*. Informe 1686. Bogotá: Ingeominas.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C. M. (1998). The Famatinian magmatic arc in the Central Sierras Pampeanas: An Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En R. J. Pankhurst y C. W. Rapela (eds.), *The ProtoAndean Margin of Gondwana*. Londres: Geological Society.
- Peccerillo A. y Taylor, T. S. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
- Rapela, C. W., Casquet, C., Baldo, E., Dahlquist, J., Pankhurst, R. J., Galindo, C. y Saavedra, J. (2001). Las orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen proto-andino de América del Sur, sierras pampeanas, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 27 (1), 23-41.
- Restrepo-Pace, P. A. (1995). *Late Precambrian to early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data* (tesis Ph. D.), Univ. of Ariz, Tucson, EE. UU.
- Restrepo-Pace, P., Ruiz, J., Gehrels, G. y Cosca, M. (1997). Geochronology and Nd isotopic data of the Grenville-age rocks in the Colombian Andes: New con-

- straints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, 150 (3-4), 427-441. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00091-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00091-5).
- Rodríguez, G., Zapata, G., Arango, M. I. y Correa, A. M. (2018). *Catálogo Monzogranito de Santa Bárbara, cordillera Oriental, departamento de Santander*. Medellín: Servicio Geológico Colombiano.
- Rodríguez, G., Correa, A. M., Zapata, G. y Arango, M. I. (2016). *Catálogo Monzogranito de La Corcova, cordillera Oriental, departamento de Santander*. Medellín: Servicio Geológico Colombiano.
- Rodríguez, G., Zapata, G., Correa-Martínez, A. M. y Arango, M. I. (2017). *Caracterización del magmatismo triásico-jurásico del Macizo de Santander*. Medellín: Servicio Geológico Colombiano.
- Royero, J. M. y Clavijo, J. (2001). *Mapa Geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1: 400.000*. Bogotá: Informe Ingeominas.
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184(1-2), 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2).
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- Smith, J. V. y Brown, W. L. (1988). *Feldspar minerals. I. Crystal Structures, Physical, Chemical and Microtextural Properties* (2.<sup>a</sup> ed.). Berlín: Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-72594-4>.
- 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*, 63 (2), 773-785.
- Streckeisen, A. (1978). IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks; recommendation and suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 134, 1-14.
- Sun, S. S. y McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. D. Sanders y M. J. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Oxford: Geological Society of London.
- Van Der Lelij, R. (2013). *Reconstructing North-Western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: A geochronological, thermochronological and geochemical study* (tesis de doctorado), Université de Genève, n.º 4581, Suiza.
- Van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M. y 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 Research*, 31, 271-294. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.011>.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L. y Téllez, N. (1981). Geología del cuadrángulo I-13, Málaga. *Boletín Geológico*, 24 (3), 1-76.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L., y Téllez, N. (1984). *Geología de la Plancha 136-Málaga*. Mapa, escala: 1:100.000. Bogotá: Ingeominas.
- Ward, D. E., Goldsmith, R., Jimeno, A., Cruz, J., Restrepo, H. y Gómez, E. (1973). Cuadrángulo H-12 Bucaramanga. Planchas 109-Rionegro, 120-Bucaramanga. Cuadrángulo H-13 Pamplona. Planchas 110-Pamplona, 121-Cerrito. Escala 1:100.000. *Boletín Geológico*, 21 (1-3).
- Ward, D. E., Goldsmith, R., Cruz, J., Téllez, N. y Jaramillo, L. (1977). *Mapa geológico San Gil y Málaga (parte de los cuadrángulos I-12 y I-13), Colombia*. Escala: 1:100.000. Bogotá: Ingeominas.
- Whitney, D. L. y Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95 (1), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. New Jersey: Prentice Hall.



**Anexo 2. Edades U-Pb del Granito de Pescadero, muestra GZ-6823 (IGM-900897)**

Punto	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	± 2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	± 2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 2σ	Correlación de errores	Edad <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U (Ma)	± 2σ	Edad <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U (Ma)	± 2σ	Edad <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (Ma)	± 2σ
GZ_6823_18	837,00	984,00	1,18	0,05420	0,00190	0,1952	0,0077	0,02604	0,00048	0,4152	164,72	4,51	181,10	6,40	365,00	73,00
GZ_6823_19	896,00	3370,00	3,76	0,08390	0,00960	0,3240	0,0300	0,02958	0,00051	0,1000	179,97	5,36	277,00	22,00	960,00	180,00
GZ_6823_3	228,00	251,00	1,10	0,05090	0,00380	0,2030	0,0150	0,02958	0,00070	0,2768	187,67	5,82	189,00	12,00	190,00	120,00
GZ_6823_24	559,00	988,00	1,77	0,05190	0,00200	0,2147	0,0085	0,02994	0,00038	0,2432	189,70	4,47	197,40	7,10	281,00	78,00
GZ_6823_8	214,00	674,00	3,15	0,05030	0,00450	0,2070	0,0180	0,03002	0,00074	0,2147	190,58	6,10	192,00	15,00	210,00	150,00
GZ_6823_4	1009,00	1297,00	1,29	0,04910	0,00170	0,2072	0,0071	0,03018	0,00030	0,1450	191,87	4,28	191,20	5,90	147,00	67,00
GZ_6823_30	227,00	475,00	2,09	0,05240	0,00340	0,2150	0,0130	0,03019	0,00049	0,0836	191,15	4,94	197,00	11,00	240,00	120,00
GZ_6823_16	237,00	341,00	1,44	0,04950	0,00340	0,2030	0,0130	0,03058	0,00052	0,0501	194,29	5,20	186,00	11,00	140,00	120,00
GZ_6823_21	406,00	1061,00	2,61	0,05070	0,00230	0,2160	0,0100	0,03073	0,00040	0,2314	194,95	4,66	197,80	8,30	246,00	89,00
GZ_6823_26	201,50	441,00	2,19	0,06250	0,00420	0,2650	0,0190	0,03073	0,00062	0,2947	192,09	5,54	234,00	15,00	590,00	130,00
GZ_6823_9	340,00	1006,00	2,96	0,04910	0,00280	0,2080	0,0120	0,03078	0,00044	0,1380	195,65	4,87	189,90	9,80	150,00	100,00
GZ_6823_14	429,00	1390,00	3,24	0,05510	0,00310	0,2320	0,0120	0,03093	0,00042	0,0506	195,13	4,80	210,00	10,00	370,00	110,00
GZ_6823_27	470,00	1080,00	2,30	0,05440	0,00280	0,2310	0,0120	0,03102	0,00044	0,1920	195,86	4,85	208,40	9,40	308,00	91,00
GZ_6823_13	987,00	3570,00	3,62	0,05060	0,00160	0,2201	0,0071	0,03159	0,00030	0,1836	200,37	4,40	201,10	5,90	219,00	66,00
GZ_6823_17	552,00	2400,00	4,35	0,04850	0,00210	0,2159	0,0093	0,03242	0,00038	0,1328	206,12	4,79	192,00	7,70	128,00	81,00
GZ_6823_29	225,00	582,00	2,59	0,04760	0,00300	0,2180	0,0140	0,03325	0,00052	0,0769	211,57	5,45	199,00	12,00	80,00	110,00
GZ_6823_32	379,00	248,00	0,65	0,05280	0,00260	0,2580	0,0160	0,03460	0,00100	0,6939	218,66	7,57	229,00	13,00	322,00	99,00
GZ_6823_6	990,00	1660,00	1,68	0,05280	0,00430	0,2560	0,0260	0,03630	0,00120	0,1820	229,28	8,86	236,00	18,00	290,00	150,00
GZ_6823_25	664,00	31,70	0,05	0,05550	0,00220	0,3350	0,0210	0,04270	0,00210	0,7595	268,27	13,69	291,00	16,00	415,00	83,00
GZ_6823_15	1570,00	1320,00	0,84	0,05380	0,00120	0,4480	0,0220	0,06080	0,00230	0,8249	380,69	16,05	370,00	15,00	341,00	46,00
GZ_6823_11	605,00	273,00	0,45	0,05790	0,00250	0,5300	0,0260	0,06510	0,00280	0,6133	405,07	19,02	430,00	18,00	524,00	87,00
GZ_6823_2	1351,00	205,00	0,15	0,05500	0,00190	0,5120	0,0200	0,06770	0,00200	0,5240	422,41	14,79	418,00	13,00	394,00	74,00
GZ_6823_22	667,00	428,00	0,64	0,05680	0,00130	0,5540	0,0160	0,07190	0,00120	0,6897	447,09	11,71	447,00	11,00	457,00	51,00
GZ_6823_10	1393,00	2235,00	1,60	0,05598	0,00099	0,5530	0,0110	0,07196	0,00064	0,3878	447,90	9,90	447,20	6,80	453,00	39,00
GZ_6823_28	1025,00	859,00	0,84	0,05690	0,00110	0,5680	0,0120	0,07358	0,00092	0,4247	457,26	10,49	458,20	7,50	479,00	41,00
GZ_6823_7	497,00	288,00	0,58	0,05800	0,00140	0,6040	0,0150	0,07518	0,00067	0,2493	466,37	9,90	481,80	9,80	510,00	54,00
GZ_6823_31	227,00	120,70	0,53	0,05820	0,00200	0,6070	0,0230	0,07520	0,00100	0,3173	466,38	11,12	479,00	14,00	517,00	76,00
GZ_6823_12	492,00	722,00	1,47	0,05800	0,00160	0,5930	0,0180	0,07555	0,00077	0,3740	468,62	10,50	473,00	11,00	516,00	58,00
GZ_6823_23	1940,00	980,00	0,51	0,05910	0,00140	0,6450	0,0330	0,07970	0,00330	0,8630	493,13	21,87	502,00	20,00	580,00	51,00
GZ_6823_5	255,00	114,00	0,45	0,07190	0,00390	0,9200	0,1400	0,08790	0,00930	0,9706	534,28	55,88	605,00	62,00	920,00	110,00
GZ_6823_33	492,00	77,00	0,16	0,06610	0,00210	1,1560	0,0820	0,12210	0,00650	0,8484	740,83	41,33	742,00	39,00	777,00	65,00
GZ_6823_1	729,00	268,00	0,37	0,08730	0,00240	2,0400	0,1900	0,15900	0,01300	0,9872	933,01	73,87	1031,00	73,00	1346,00	57,00
GZ_6823_20	80,80	37,70	0,47	0,08050	0,00340	1,8530	0,0790	0,16830	0,00220	0,1226	993,60	23,65	1057,00	28,00	1192,00	88,00
GZ_6823_34	1279,00	239,00	0,19	0,08350	0,00130	1,9990	0,0890	0,16980	0,00610	0,9361	998,65	40,06	1096,00	30,00	1278,00	30,00