

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

**FACULTAD DE GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS**

**CARRERA DE GEOLOGÍA (RRA20)**

**CARACTERIZACIÓN DE NUEVAS OCURRENCIAS DEL  
BASAMENTO DE LA REGIÓN COSTA DEL ECUADOR**

**CARACTERIZACIÓN DE AFLORAMIENTOS PUNTUALES EN LA  
REGIÓN COSTA DEL ECUADOR**

**TRABAJO DE INTEGRACIÓN CURRICULAR PRESENTADO COMO  
REQUISITO PARA LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA EN  
GEOLOGÍA**

**DANIELA MISHHELL CAIZAPANTA URIBE**

[dmcu99@outlook.es](mailto:dmcu99@outlook.es)

**DIRECTOR: PhD. FABIÁN MARCELO VILLARES JIBAJA**

[fabian.villares@epn.edu.ec](mailto:fabian.villares@epn.edu.ec)

**AGOSTO, 2022**

## CERTIFICACIONES

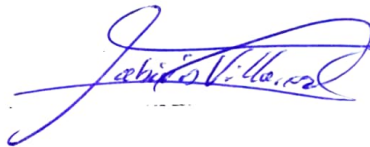
Yo, DANIELA MISHHELL CAIZAPANTA URIBE, declaro que el trabajo de integración curricular aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.



---

**DANIELA MISHHELL CAIZAPANTA URIBE**

Certifico que el presente trabajo de integración curricular fue desarrollado por DANIELA MISHHELL CAIZAPANTA URIBE, bajo mi supervisión.



---

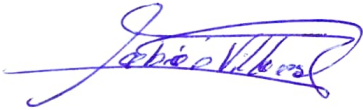
**FABIÁN MARCELO VILLARES JIBAJA**  
**DIRECTOR**

## DECLARACIÓN DE AUTORÍA

A través de la presente declaración, afirmamos que el trabajo de integración curricular aquí descrito, así como el (los) producto(s) resultante(s) del mismo, son públicos y estarán a disposición de la comunidad a través del repositorio institucional de la Escuela Politécnica Nacional; sin embargo, la titularidad de los derechos patrimoniales nos corresponde a los autores que hemos contribuido en el desarrollo del presente trabajo; observando para el efecto las disposiciones establecidas por el órgano competente en propiedad intelectual, la normativa interna y demás normas.



DANIELA MISHELL CAIZAPANTA URIBE



FABIÁN MARCELO VILLARES JIBAJA

## DEDICATORIA

*A*

*Mis padres Martha Susana y Héctor Manuel, por su apoyo y amor.*

*Mis hermanos, Johana, Fernando, Daniel y Karla,*

*Mis sobrinos Judy, Daniel, Isaac, Sebastián y Abigail.*

*Mis mascotas, Lucas, Martín y Michis,*

*Mi madrina Marcia, por su cariño y apoyo desde la distancia.*

*Mi abuelita Luisa, por sus consejos,*

*Mi grupo importante de amigos, Paola, Yannis, Yadira, Daniel, Sofía*

*Esteban, a mi compañero de aprendizajes, por su apoyo incondicional.*

*Nany*

## AGRADECIMIENTO

"El propósito de la educación es mostrar a la gente cómo aprender por sí mismos. El otro concepto de la educación es adoctrinamiento" - Noam Chomsky

Agradezco a mis padres, Martha Susana Uribe y Héctor Manuel Caizapanta, quiénes forjaron en mí, una persona de carácter, humildad, nobleza, gratitud, paciencia; mostrándome diferentes caminos que me ayudaron a ser mí misma, por estar conmigo en mis más grandes problemas y a poder superarlos en salud y en enfermedad, enseñándome a ser perseverante a través del amor y sus consejos, a Dios por mantenerlos conmigo y cuidar a mi familia.

A mis hermanos, Johana, Fernando, Daniel y Karla, por toda la vida llena de aprendizajes que los cuatro hemos tomado y formado, obteniendo recuerdos inolvidables, por el amor brindado por cada uno, demostrándome que estarán ahí para mí en todas las formas posibles, los amo.

A mis sobrinos, Judy, Daniel, Isaac, Sebastián y Abigail, mis pequeños niños, quiénes actualmente siguen sorprendiéndome, y apoyándome de una manera inimaginable, tengo el gusto de verlos crecer y formar parte de su vida, los adoro.

A mi compañero de vida y aprendizajes, Esteban, por formar parte de mi camino, altos y bajos, gracias a su apoyo, alientos y juegos, que me han permitido llegar a donde estoy, por darme su tiempo y paciencia, creciendo juntos e individualmente.

Les doy las gracias a los profesores de la facultad Ana Cabero del Río, Viviana Valverde, Alexandra Orozco, Pedro Reyes, Diego Narváez, Cristian Vallejo, Arturo Egúez, Sandra Procel, Stalin Pilatasig y sobre todo a mi tutor, Fabián Villares, cada uno me ha enseñado a entrar en el mundo de la Geología conociendo cada detalle, permitiendo que mi profesión sea parte de mí. Agradezco a mi tutor, por su paciencia, tiempo y dedicación para sacar adelante este trabajo, más aún por su enseñanza, a quién gracias, se me ha permitido expandir mi conocimiento a otras áreas que ahora forman parte de mi interés.

A mi segunda familia, mis amigos, compañeros y colegas de carrera: Paola, Jannis, Yadira, Daniel Viteri, Santiago, Diego, Daniel Maya, Emily, Fernanda, Miguel, Johan, Israel, con quiénes he forjado una bella amistad, además de experiencias inolvidables a lo largo de la carrera. A Sofía, Tommy, Elizabeth, David, Edison, Alejandro, Jack quiénes han formado parte de mi aprendizaje a lo largo de mi vida personal como académica, agradezco que sigan presentes, y cuiden de mí, los quiero mucho.

A mis maestros de secundaria, Sandra Aldás y Milton Usiña, debido a su confianza y dedicación, he escogido una carrera de ciencia.

# ÍNDICE DE CONTENIDO

<b>CAPÍTULO I</b> .....	<b>1</b>
<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1 OBJETIVOS.....	2
1.1.1 Objetivo General .....	2
1.1.2 Objetivos Específicos .....	2
1.2 Área de Estudio .....	3
1.3 Estudios Previos.....	4
1.4 MARCO TEÓRICO.....	5
1.4.1 PLATEUS OCÉANICOS .....	5
1.4.2 OFIOLITAS .....	6
1.4.3 ROCAS TIPO OIB.....	6
1.4.4 ROCAS DE ARCO .....	7
<b>CAPÍTULO II</b> .....	<b>8</b>
<b>ENTORNO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	<b>8</b>
2.1 AMBIENTE GEODINÁMICO ACTUAL .....	8
2.2 GEOLOGÍA REGIONAL .....	8
2.3 TECTÓNICA REGIONAL .....	10
<b>CAPÍTULO III</b> .....	<b>11</b>
<b>METODOLOGÍA</b> .....	<b>11</b>
3.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA .....	11
3.2 MUESTREO .....	11
3.3 DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE MANO Y MICROSCÓPICA.....	12
3.4 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	12
3.4.1 Preparación de Muestras .....	12
3.4.2 Determinación de elementos mayores por fluorescencia de Rayos X (XRF) .....	12
3.4.3 Determinación de elementos traza por ICP-MS .....	13
3.4.4 Evaluación y Análisis de Resultados .....	13
<b>CAPÍTULO IV</b> .....	<b>14</b>

<b>RESULTADOS .....</b>	<b>14</b>
4.1 Petrografía, características mineralógicas y texturales .....	14
de las Formaciones Piñón y Orquídeas - San Lorenzo.....	14
4.1.1 Formación Piñón .....	14
Gabros.....	14
Relaciones de Campo.....	14
Descripción de muestras de mano.....	15
Descripción Microscópica .....	15
Basaltos.....	16
Relaciones de Campo.....	16
Descripción de muestras de mano.....	16
Descripción Microscópica .....	16
4.1.2 Formación Orquídeas .....	18
Relaciones de campo .....	18
Descripción de muestras de mano.....	18
Descripción Microscópica .....	18
4.1.3 Formación San Lorenzo .....	19
Relaciones de Campo.....	20
Descripción de muestras de mano.....	20
Descripción Microscópica .....	20
4.1.4 Formación Cayo.....	21
Relaciones de campo .....	21
Descripción de muestras de mano.....	22
4.2 Geoquímica .....	24
4.2.1 Análisis de la movilidad de los elementos .....	24
4.2.2 Clasificación Geoquímica.....	28
Elementos Mayores .....	28
Elementos Traza.....	30
<b>CAPÍTULO V .....</b>	<b>33</b>

<b>DISCUSIÓN.....</b>	<b>33</b>
5.1 Afinidades Geoquímicas.....	33
5.2 Ambiente Tectónico.....	36
5.3 Correlaciones regionales e implicaciones tectónicas.....	38
<b>CAPÍTULO VI.....</b>	<b>40</b>
<b>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....</b>	<b>40</b>
6.1 Conclusiones.....	40
6.2 Recomendaciones.....	41
<b>CAPÍTULO VII.....</b>	<b>42</b>
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>42</b>
<b>CAPÍTULO VIII.....</b>	<b>49</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>49</b>
ANEXO I. EQUIPOS PARA PREPARACIÓN DE MUESTRAS.....	50
ANEXO II. FICHAS DESCRIPTIVAS.....	53



## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Mapa de Ubicación de la zona de estudio y de muestras recolectadas .....	3
<b>Figura 2.</b> Fotografías representativas de las muestras de campo recolectadas de la Formación Piñón (A (Guayaquil), C (La Rinconada), E (Vía a El Carmen)), con sus respectivas secciones delgadas (B, D, F); mostrando la mineralogía correspondiente. A. Afloramiento sector de Guayaquil. B. Gabro. C. Afloramiento sector Salango D. Gabro. E. Afloramiento Vía a El Carmen desde pedernales. F.G.H. Basalto. Pl-Plagioclasa, Opx-Ortopiroxeno, Chl-Clorita, Matriz-Matriz. (Abreviaciones de Whitney & Evans, 2010). .....	17
<b>Figura 3.</b> Fotografías representativas de la muestra de campo recolectada de la Formación Orquídeas (Cantera Vía a El Carmen desde Pedernales). A. Afloramiento. B. Andesita-Brechificada. Opx-Ortopiroxeno, Pl-Plagioclasa- Matriz-Matriz vítrea. (Abreviaciones de Whitney & Evans, 2010).....	19
<b>Figura 4.</b> Fotografías representativas de la muestra de campo recolectada de la Formación San Lorenzo (Sector San Lorenzo). A. con su respectiva sección delgada B. Mostrando la mineralogía correspondiente a Basalto. Opx-Ortopiroxeno, Pl-Plagioclasa- Matriz-Matriz vítrea. (Abreviaciones de Whitney & Evans, 2010).....	21
<b>Figura 5.</b> Fotografías representativas de la muestra de campo recolectada de la Formación Cayo, Comuna Agua Blanca (A). .....	22
<b>Figura 6.</b> a) Diagrama de Multi-elementos Normalizados a NMorb. (Gale et al., 2013). b. LOIS vs SiO <sub>2</sub> (wt. %). c. CCPI vs IA. Movilidad de los elementos. d. Diagrama Na <sub>2</sub> O-CaO-MgO (wt. %) mostrando las tendencias de alteraciones (espilitización, epidotización y cloritización) (Después de Starr & Pattison, 2019). También se presentan los datos geoquímicos publicados de Plateau (Sombra gris, Complejo Ultramáfico de Bolívar de Colombia Kerr et al., 2004, y Plateau de Ecuador;(Cordillera Occidental) Hughes & Pilatasig, 2002; (Costa) Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003) y Rocas de Arco (Línea entrecortada, Arco Naranjal, Río Cala de la Cordillera Occidental, Hoja Geológica Jijón-Caamaño 1: 50 000, 2013, Arco San Lorenzo y Arco Orquídeas). .....	25
<b>Figura 7.</b> a) Diagrama TAS Alkali-Silica (K <sub>2</sub> O+N <sub>2</sub> O (wt. %) vs SiO <sub>2</sub> (wt. %)) (Le Bas et al., 1986), b) Diagrama K <sub>2</sub> O (wt. %) vs SiO <sub>2</sub> (wt. %) (Peccerillo & Taylor, 1976), c) Diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y de clasificación de rocas volcánicas, según Pearce (1996) basado en Winchester & Floyd (1977) y d) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), mostrando el límite entre las toleíticas y calco-alcalinos. También se presentan los datos geoquímicos publicados de Plateau (Sombra gris, Complejo Ultramáfico de Bolívar de Colombia Kerr et al., 2004, y Plateau de Ecuador;(Cordillera Occidental) Hughes & Pilatasig, 2002; (Costa) Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003) y Rocas de Arco (Línea entrecortada, Arco Naranjal,	

Río Cala de la Cordillera Occidental, Hoja Geológica Jijón-Caamaño 1: 50 000, 2013, Arco San Lorenzo y Orquídeas). ..... 29

**Figura 8.** Elementos de Tierras raras normalizados a Condrita (Sun & McDonough, 1989). a) Plateau y Pallatanga-Cordillera Occidental b) Rocas de Arco y Granitoides. También se presentan los datos geoquímicos publicados de Plateau para a) (Sombra azul oscuro, Complejo Ultramáfico de Bolívar de Colombia Kerr et al., 2004, y Sombra celeste Costa-Pallatanga-Cordillera Occidental; Hughes & Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003) y para b) Rocas de Arco (Sombra celeste, Arco Naranjal y Río Cala de la Cordillera Occidental, Hoja Geológica Jijón-Caamaño 1: 50 000, 2013, Arco San Lorenzo y Arco Orquídeas, y sombra naranja los granitoides de Pascuales, Seyler et al., 2021). ..... 31

**Figura 9.** Diagramas de Multi-Elementos normalizados a Manto Primitivo y Condrita (Gale et al., 2013; Sun & McDonough, 1989). a), c) También se presentan los datos geoquímicos publicados de Plateau para a) (Sombra azul oscuro, Complejo Ultramáfico de Bolívar de Colombia Kerr et al., 2004, y Sombra celeste Costa-Pallatanga-Cordillera Occidental; Hughes & Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003) y para b), d) Rocas de Arco (Sombra celeste, Arco Naranjal y Río Cala de la Cordillera Occidental, Hoja Geológica Jijón-Caamaño 1: 50 000, 2013, Arco San Lorenzo y Arco Orquídeas, y sombra naranja los granitoides de Pascuales, Seyler et al., 2021). ..... 32

**Figura 10.** Diagrama esquemático Y-Zr utilizado para la determinación de la afinidad magmática. (Después de MacLean & Barrett, 1993). También se presentan los datos geoquímicos publicados de Plateau (Sombra azul oscuro, Complejo Ultramáfico de Bolívar de Colombia Kerr et al., 2004, y Sombra celeste Costa-Pallatanga-Cordillera Occidental; Hughes & Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003) y Rocas de Arco (Sombra celeste, Arco Naranjal de la Cordillera Occidental, Hoja Geológica Jijón-Caamaño 1: 50 000, 2013, Arco San Lorenzo y Arco Orquídeas, y sombra naranja los granitoides de Pascuales, Seyler et al., 2021). ..... 33

**Figura 11.** a) Diagrama Cr vs Y (Pearce, 1982). b) Y-La-Nb (Cabani & Lecolle, 1989), mostrando una afinidad similar a NMORB de magmas BackArc. c) V vs Ti/1000 (Shervais 1982). También se presentan los datos geoquímicos publicados de Plateau (Sombra azul oscuro, Complejo Ultramáfico de Bolívar de Colombia Kerr et al., 2004, y Sombra celeste Costa-Pallatanga-Cordillera Occidental; Hughes & Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003) y para Rocas de Arco (Sombra celeste, Arco Naranjal de la Cordillera Occidental, Hoja Geológica Jijón-Caamaño 1: 50 000, 2013, Arco San Lorenzo y Arco Orquídeas; y sombra naranja los granitoides de Pascuales, Seyler et al., 2021). ..... 37

**Figura 12.** Modelo 2D propuesto, donde se observa la subducción en sentido oeste y este. Modificado de: Vallejo et al., (2019) y Villares et al., (2021). ..... 39

## ÍNDICE DE TABLA

<b>Tabla 1.</b> Ficha descriptiva general de las muestras seleccionadas para el trabajo de investigación .....	23
<b>Tabla 2.</b> Tabla de muestras de análisis químicos. (Elementos Mayores wt. % y Elementos traza ppm).....	26
<b>Tabla 3.</b> Tabla comparativa entre datos de Kerr et al. (2000) y este trabajo. MP: Normalizado a Manto Primitivo, n: Normalizado a Condrita.....	35

## ÍNDICE DE ECUACIONES

<b>Ecuación 1.</b> Índice de alteración de Ishikawa (AI, Ishikawa et al., 1976) .....	25
<b>Ecuación 2.</b> Índice Clorita-Carbonato-Pirita (CCPI, Large et al., 2001) .....	25
<b>Ecuación 3.</b> Número de Magnesio .....	28
<b>Ecuación 4.</b> Fórmula Índice de Saturación Alumínica (ASI, cálculo en moles). .....	29
<b>Ecuación 5.</b> Número de Europio. Para su cálculo, sus componentes se normalizan a Condrita. ....	31

## RESUMEN

El presente proyecto se basó en la caracterización petrográfica y geoquímica de afloramientos puntuales de las formaciones del basamento de la costa ecuatoriana Piñón, Orquídeas y San Lorenzo.

Las litologías analizadas consistieron en basaltos, gabros para la Formación Piñón cuya mineralogía es de plagioclasa+piroxenos en los gabros, plagioclasa+piroxenos+matriz+olivino en los basaltos. Se identificó andesitas en la Formación Orquídeas, con una composición de plagioclasa+piroxenos. Para la Formación San Lorenzo se observaron basaltos cuya composición consiste en plagioclasa+piroxenos. Puntualmente, las rocas sedimentarias de la Formación Cayo tienen una composición de plagioclasas+cuarzo y matriz arcillosa.

Para el tratamiento geoquímico de las muestras seleccionadas, se dividieron en tres grupos, Grupo 1-Basaltos de la Formación Piñón, Grupo 2- Gabros de la Formación Piñón y Grupo 3- Andesitas de la Formación Orquídeas, por lo que, geoquímicamente, (en donde pertenecen lo gabros y basaltos), de acuerdo con las relaciones establecidas con los datos, los Grupos 1 y 2 presentan un patrón plano en las REE<sub>n</sub> (Rare Earth Elements, por sus siglas en inglés) normalizado a Condrita, similar al de un plateau oceánico, mientras que el Grupo 3, posee una afinidad con influencia de una zona de subducción, mostrando similitud al Arco Naranjal, Río Cala (de la Cordillera Occidental) y similar geoquímicamente a la Formación Orquídeas.

Por lo que a priori, se distingue a la Formación Orquídeas en la zona norte de la Región Costa del Ecuador.

**PALABRAS CLAVE:** Caribbean Large Igneous Province, Plateau, Arco de Islas, Gabros, Basaltos.

## ABSTRACT

The present project was based on the petrographic and geochemical characterization of outcrops of the Piñon, Orquideas and San Lorenzo basement formations of the Ecuadorian coast.

The lithologies analyzed consisted of basalts, gabbros for the Piñon Formation whose mineralogy is plagioclase+pyroxenes in the gabbros, plagioclase+pyroxenes+matrix+olivine in the basalts. Andesites were identified in the Orquideas Formation, with a composition of plagioclase+pyroxenes. For the San Lorenzo Formation, basalts whose composition consists of plagioclase+pyroxenes were observed. Specifically, the sedimentary rocks of the Cayo Formation have a composition of plagioclase + quartz and a clay matrix.

For the geochemical treatment of the selected samples, they were divided into three groups, Group 1- Basalts from the Piñon Formation, Group 2- Gabbros from the Piñon Formation and Group 3- Andesites from the Orquideas Formation, so that, geochemically, (in where gabbros and basalts belong), according to the relationships established with the data, Groups 1 and 2 present a flat pattern in REEn (Rare Earth Elements) normalized to Chondrite, similar to that of a plateau oceanic, while Group 3 has an affinity with the influence of a subduction zone, showing similarity to the Naranjal Arch, Río Cala (of the Western Cordillera) and geochemically similar to the Orquideas Formation.

Therefore, a priori, the Orquideas Formation is distinguished in the northern zone of the Coastal Region of Ecuador.

**KEY WORDS:** Caribbean Large Igneous Province, Plateau, Arc Islands, Gabbros, Basalts.

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

El Ecuador se divide en distintas franjas geomorfológicas como la Cuenca Oriente, Cordillera Real, Cordillera Occidental, la Región Costa y la Región Insular, cada una de estas zonas tienen su historia y composición característica, además de los procesos geológicos evolutivos que llevaron a su formación.

El presente trabajo se enfoca en la Geología del basamento de la Costa, la cual se encuentra principalmente caracterizada por la Formación Piñón y formaciones como: San Lorenzo y Orquídeas (Reynaud et al., 1999); la composición de la Formación Piñón consiste en basaltos y gabros, la Formación San Lorenzo a lo igual que la Formación Orquídeas está compuesta por andesitas y basaltos con estructura de pillow lavas. La petrografía de las formaciones ha permitido caracterizar y conocer las secuencias que afloran en la región Costa, cuyo resultado establece la relación también existente entre los distintos terrenos de la Cordillera Real, Cordillera Occidental y la Región Costa, además que estos estudios confirmaron la presencia de un arco volcánico sobre la Formación Piñón, denominado como la Formación Orquídeas, nombrado por primera vez por Benítez (1995), describiendo a las rocas volcánicas que afloraban al norte de Guayaquil.

Este proyecto surge de la necesidad de caracterizar afloramientos puntuales del basamento de la costa ecuatoriana, además que trata de resolver y ayudar con información que permita aclarar algunas de las incertidumbres que forman parte de esta zona en estudio como parte de la Geología del Ecuador. En el presente trabajo además de la petrografía se busca establecer la composición química de las Formaciones Piñón y Orquídeas a través del análisis de los elementos mayores, elementos de Tierras Raras (REE) y traza, aplicando métodos de estudio geoquímicos como la fluorescencia de rayos X (XRF) e ICP-MS. Como trabajo preliminar al desarrollo de este proyecto de investigación, se utilizó la información de trabajos previos recopilados del área de interés, se incluyeron resultados de geoquímica de la Hoja Jijón y Caamaño escala 1:50 000 (2013), que corresponden a la Unidad Naranjal, más la recopilación de 132 datos de unidades del basamento de la Costa (Formación Piñón, San Lorenzo y Orquídeas) y de la Cordillera Occidental (Kerr et al., 2002; Hughes & Pilatasig, 2002; Mamberti et al., 2003; Kerr et al., 2004; Berrezueta et al., 2021; Seyler et al., 2021) que permitieron el análisis y comparación con las formaciones que compete a este trabajo.

## **1.1 OBJETIVOS**

### **1.1.1 Objetivo General**

- Caracterizar afloramientos de rocas del basamento de la Región Costa del Ecuador, a través de estudios petrográficos, mineralógicos y geoquímicos (elementos mayores y trazas), lo que permitirá dilucidar su entorno geodinámico de formación.

### **1.1.2 Objetivos Específicos**

-Establecer las asociaciones minerales y características petrográficas de las rocas en la zona de estudio.

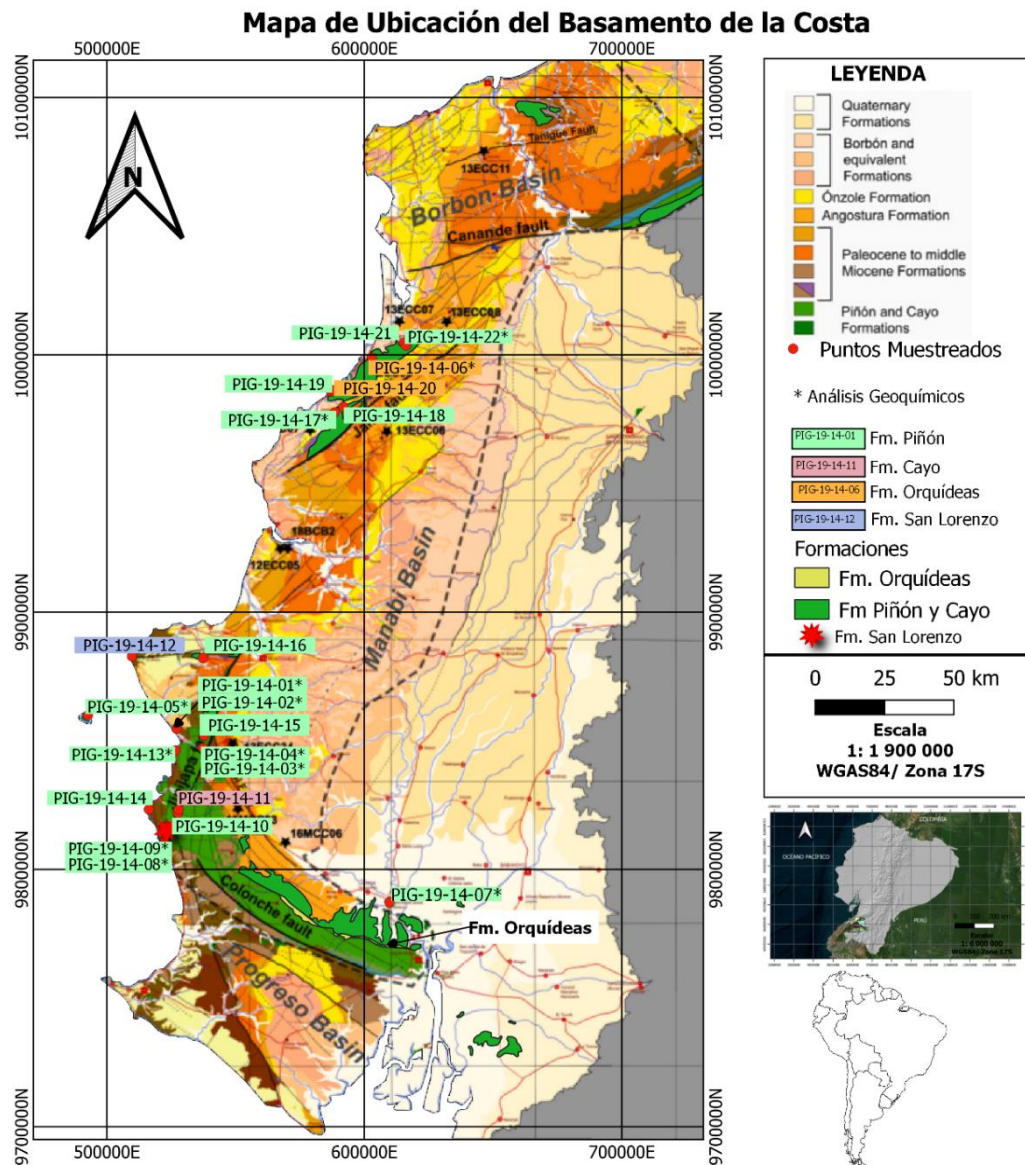
-Estudiar las características geoquímicas de las formaciones del basamento de la Región Costa del Ecuador.

-Comparar los datos obtenidos en esta investigación con datos publicados del área de estudio.

-Comprender la evolución geodinámica del basamento de la Costa Ecuatoriana.

## 1.2 Área de Estudio

El área de estudio de este trabajo se enfoca en la Región Costa del Ecuador, específicamente la zona entre las ciudades de Guayaquil al Sur de la zona costera y Pedernales al norte, en las unidades litológicas que conforman su basamento.



**Figura 1.** Mapa de Ubicación de la zona de estudio y de muestras recolectadas

*Elaborado por:* Daniela Caizapanta

*Modificado de:* Reyes & Michaud (2012)



### 1.3 Estudios Previos

Los primeros estudios geológicos de la Costa Ecuatoriana fueron realizados por Wolf (1892) para la elaboración cartográfica del primer mapa geológico del Ecuador. Sinclair & Berkey (1924) realizaron el primer boletín Geológico de Guayaquil. A esto, se incluyen los levantamientos geológicos del siglo XX, enfocados a la exploración de hidrocarburos en la costa, durante la primera mitad del siglo XX. Los primeros estudios geológicos que condujeron el estudio de la evolución geológica de la costa iniciaron con las contribuciones de Sauer (1965).

Las primeras dataciones radiométricas en los plutones de la costa ecuatoriana fueron realizadas por Snelling (1970) quién obtuvo la edad del intrusivo Pascuales (edad K-Ar de 12.5 Ma). Pichler & Aly (1983) realizaron nuevos estudios al intrusivo de Pascuales por el método K-Ar, obteniendo edades de  $73.3 \pm 4.8$  Ma y en Pedro Pablo Gómez de  $76.9 \pm 6.9$  Ma; sin embargo, Macías (2018) estableció una edad (U-Pb en zircones) entre 98 a 86 Ma, similar a la edad U-Pb en zircones obtenida por Seyler et al. (2021) entre 89 a 87 Ma, quien sugiere que tanto las rocas félsicas del intrusivo de Pascuales como de la Formación Orquídeas representan magmatismo silíceo como resultado del derretimiento parcial de la corteza más profunda de la meseta oceánica durante la etapa final de su formación.

En cambio, las edades obtenidas para las unidades máficas varían entre 110-154 Ma (método K-Ar; Goossens & Rose, 1973) y 107-113 Ma (Método K-Ar; Kennerly, 1980), y 72,7 Ma (Método Ar-Ar; Kennerly, 1980, para la Formación San Lorenzo).

Los primeros estudios con datos geoquímicos reportaron el denominado Complejo ígneo de la Costa (Formación Piñón), con un origen oceánico y afinidad geoquímica tipo MORB (Middle Ocean Ridge Basalt) (Goossens & Rose, 1973; Lebrat, 1985; Reynaud et al., 1999). Mientras que otros estudios relacionaron a los basaltos y doleritas como rocas originadas en una pluma del manto con afinidad de plateau oceánico (Mamberti et al., 2003; Luzieux, 2007), como parte del plateau oceánico Colombiano Caribeño o CCOP por sus siglas en inglés. Se identificaron además rocas con afinidad de arco de isla (Formaciones Orquídeas y San Lorenzo) (Luzieux, 2007; Van Melle et al., 2008; Allibon et al., 2008).

La Formación Piñón representa parte de uno o diferentes plateaus, el cual se extiende también en la Cordillera Occidental de Colombia y en el Caribe. Kerr et al. (2002) menciona la acreción de un plateau diferente al de Pallatanga, esto por la diferencia geoquímica existente, estableciendo que Piñón se encuentra ligeramente empobrecida en los LREE (Low Rare Earth Elements) por sus siglas en inglés.

Witt et al., (2018) estudió la Formación Azúcar del Paleoceno estableciendo que el Sur-Oeste de Ecuador representa un bloque oceánico acrecentado contra el margen continental hace aproximadamente 61 a 55 Ma.

Aizprua et al., (2020), desarrolló un modelo a través de métodos geofísicos, en donde explica tres dominios basado en el análisis aerogravitatorio/magnético: un dominio interno que se caracteriza principalmente por longitudes de onda largas y anomalías negativas, un dominio externo caracterizado por anomalías de Bouguer positivas cortas y alargadas en dirección NNW-SSE que caracterizan la costa suroeste y un dominio en la sutura del sur donde se observan las anomalías positivas de Bouguer sobre el bloque Santa Elena y decrece hacia el sur donde se vuelve negativo sobre la Esperanza (Golfo de Guayaquil).

Berrezueta et al., (2021) investigó la petrología y la geoquímica de las rocas ofiolíticas que afloran al sur de Nobol (Guayas, Ecuador), además de estudiar la petrogénesis, intentó establecer el contexto tectónico y las relaciones con la geología regional.

Alemán et al., (2021) en base a estudios cinemáticos de pliegues y fallas propone una vergencia N-NE, sin la sindeposición de los grupos Ancón y Azúcar, además de las orientaciones de trincheras y prismas de acreción.

## **1.4 MARCO TEÓRICO**

### **1.4.1 PLATEUS OCÉANICOS**

Las mesetas oceánicas son áreas de la corteza oceánica que son considerablemente más gruesas que la corteza oceánica normal formada en los puntos calientes en el manto superior (Coffin & Eldholm, 2000), por ende, su afinidad química se verá asociada a las plumas mantélicas (manto superior) con un valor aproximado a 10 al ser normalizado a Condrita. La corteza oceánica (que comprende lavas, rocas intrusivas y rocas sedimentarias) se genera en un centro de expansión (dorsal) que tiene un espesor promedio de 7 km, mientras que las mesetas oceánicas son comúnmente más gruesas que 10 km y localmente más gruesas que 30 km (p. e., el Ontong Java Meseta; Gladczenko et al., 1997). La mayoría de las mesetas oceánicas que se encuentran en las cuencas oceánicas actuales son del Cretácico.

Las principales mesetas del Océano Pacífico son Ontong Java Plateau, Hess Rise, Shatsky Rise, la meseta de Manihiki y las montañas del Pacífico Medio (Mahoney et al., 1993; Pringle & Dalrymple, 1993). Otros ejemplos incluyen el Kerguelen Meseta, la Meseta Naturaliste y Broken Ridge en el Océano Índico (Mahoney et al., 1995; Weis et al., 2001) y la meseta oceánica del caribe-colombiano (CCOP) (Donnelly et al., 1990; Frey et al., 2000; Kerr et al., 2003).

### 1.4.2 OFIOLITAS

Dilek & Furnes (2014) definen a las ofiolitas como los restos de antigua corteza oceánica y de manto superior que fueron emplazados tectónicamente en márgenes continentales, mostrando así evidencia de procesos magmáticos, tectónicos e hidrotermales asociados con la expansión del suelo marino “Middle Ocean Ridge Basalt (MORB, también puede estar asociado a EMORB-Enriched Middle Ridge Basalt, P-MORB- (Plume Type MORB))”, cuya característica de estos cuerpos es el empobrecimiento en LREE<sub>n</sub> (Tierras raras ligeras, por sus siglas en inglés, normalizado a condrita) mientras que en los HREE se observa un patrón plano y valores aproximados a 10.

La estratigrafía o secuencia de una ofiolita consiste en (abajo hacia arriba):

Manto, es decir peridotitas incluyendo una secuencia de dunita (principalmente olivino) y lherzolita (olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno), algunas harzburgitas (Olivino y ortopiroxeno); estas rocas son claramente estratificadas y algunas son cizalladas y serpentinizadas.

Complejo de gabro, observándose capas de anortosita (ricos en plagioclasas cálcicas), dunitas y troctolita (roca de plagioclasa-olivino), donde se puede observar máficos acumulados, continuando gabros de estructura masiva.

Diques de basalto, pillow lavas y finalmente sedimentos pelágicos.

Las ofiolitas son por tanto los mejores archivos de la historia evolutiva de las cuencas oceánicas a partir de la expansión del fondo marino.

Para profundizar sobre este tema, puede leer “Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites”, Pearce (2014).

### 1.4.3 ROCAS TIPO OIB

Los basaltos tipo Ocean Island Basalt (OIB) son un tipo de basalto producto de erupciones intraplaca. Así, el vulcanismo OIB se diferencia pues no ocurre a lo largo de los límites de las placas como es el tipo MORB que se forman en límites divergentes (dorsales). Los OIB entran en erupción en puntos calientes volcánicos, que corresponden a la ubicación superficial de las plumas del manto (anomalías de temperatura del manto), por lo que su afinidad geoquímica característica es enriquecida en los LILE, pero empobrecidos en elementos como Ti, Zr, Hf, Nb y Ta, su afinidad es similar a las rocas de arco, pero sin las

características directas que sugiere la influencia de una subducción como las anomalías negativas de Nb.

Para profundizar este tema, se recomienda al lector el artículo “Oceanic Island Basalts” de Matthew Gerard Jackson (2016).

#### **1.4.4 ROCAS DE ARCO**

Las rocas de arco se originan por magmatismo en ambientes convergentes en zonas de subducción (placa oceánica-placa continental, placa oceánica-placa oceánica).

En comparación con MORB, las rocas de arco se caracterizan por estar enriquecidos en LILE (Large Ion Lithophile Elements, (K, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb) pero empobrecidos en elementos (Ti, Zr, Hf, Nb, Ta) en relación con REE. Estos parámetros son netamente consistentes con las ideas de que el manto hidratado, los basaltos y sedimentos se subducen debajo de los arcos de islas, lo que permite la liberación de fluidos geoquímicamente distintos en la cuña del manto suprayacente que luego se funde para formar magmas de arco.

Para complementar la lectura de rocas de arco, se recomienda “An Introduction to Igneous and Metamorphic petrology” de Winter (2010) e “Igneous Petrogenesis” de Wilson (1989).

## CAPÍTULO II

### ENTORNO GEOLÓGICO REGIONAL

#### 2.1 AMBIENTE GEODINÁMICO ACTUAL

El borde occidental del Ecuador corresponde a un margen convergente, el cual se caracteriza por la subducción de la placa de Nazca (litósfera oceánica) bajo la placa Sudamericana (litósfera continental), a una velocidad promedio de 5–7 cm/año (Trenkamp et al., 2002). Los procesos geodinámicos como la evolución y la subducción de las placas de Farallón-Nazca y la cordillera asísmica de Carnegie, bajo la gran placa continental, han influido en la tectónica y en el desarrollo de cuencas de antearco a lo largo del margen costero (Hernández et al., 2020).

El Ecuador se localiza en la parte occidental de Sudamérica, y su área geográfica ocupa parte de los Andes septentrionales (Norte).

El origen de la cordillera de los Andes está íntimamente relacionado con la geodinámica de la placa de Nazca, Cocos, Caribe (litósferas oceánicas) bajo la placa Sudamericana (litósfera continental), siendo este un sistema de subducción Mesozoico-Cenozoico, responsable de la actual morfología de esta región, la cual está conformada por tres zonas que de oeste a este, corresponden a la Región Litoral o Costa, Región Sierra (Cordillera Occidental, Valle Interandino y Cordillera Real) y la Región Amazónica o Cuenca Oriente.

#### 2.2 GEOLOGÍA REGIONAL

La Costa ecuatoriana es el resultado de la acreción de al menos un terreno de afinidad oceánica, formado en el Aptiano- Albiano contra el margen continental (Mamberti et al., 2003), y cubierta por depósitos sedimentarios (Lebras et al., 1987).

La Formación Piñón es la principal unidad del basamento de la Costa (Feininger & Bristow, 1980; Mamberti et al., 2003; Luzieux et al., 2006; Vallejo et al., 2009), está constituido por rocas máficas como basaltos y gabros cuyas características geoquímicas indican un ambiente de MORB (Middle Ocean Ridge Basalt) tipo E (basaltos enriquecidos), sugiriendo así, que provienen de la erupción de una pluma mantélica (Lapierre et al., 2000; Hughes & Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003). La edad de la Formación Piñón fue inicialmente restringida al Cenomaniano-Coniaciano temprano mediante el estudio de foraminíferos y nanofósiles obtenidos de lutitas negras suprayacentes a las lutitas de la Formación Calentura (Reynaud et al., 1999). Van Melle et al., (2008) basándose en un

conjunto de datos estratigráficos propusieron una edad Coniaciense, mientras que edades Ar-Ar en rocas basálticas indican un rango entre 90 –87 Ma (Luzieux et al., 2006).

La Formación Piñón está cubierta por material volcanoclástico turbidítico de la Formación Cayo de edad Cretácico tardío, el cual pasa lateralmente a turbiditas volcanoclásticas, coladas basálticas y capas de ceniza de la Formación San Lorenzo, que se extiende hasta el Paleoceno temprano (Jaillard et al. 1995 y 1997).

La Formación Piñón está sobrepuesta e intruída por rocas con afinidad de arco de islas como lo son las Formaciones Orquídeas y San Lorenzo (Kerr et al., 2002) e intrusiones de composición intermedia a ácida (p.e. intrusivos de Pascuales) (Macías, 2018). Además, se han identificado diques y flujos de lava intercalados hasta el eoceno; compuesta en su mayoría por rocas extrusivas de composición basáltica y andesítica con presencia de piroclastos no estratificados y lavas, brechas y aglomerados basálticos, que en ocasiones conservan estructuras de “pillow lavas”. (Luzieux et al.,2006; Kerr et al., 2003).

Reynaud et al., (1999), confirmaron la presencia de un arco volcánico sobre la Formación Piñón, denominado como la Formación Orquídeas, nombrado por primera vez por Benítez (1995) con el fin de describir a las rocas volcánicas que afloraban al Norte de Guayaquil. La Formación Orquídeas está compuesta por microgabros y basaltos con estructura de pillow lavas, la edad asignada a esta formación corresponde al Cretácico superior (Reynaud et al., 1999).

La Formación San Lorenzo se ubica al occidente de la Formación Piñón, está delimitado por las fallas Jipijapa, Jama y Canandé (Aizprua et al., 2020). En esta formación se pueden observar rocas máficas expuestas conformadas por basaltos, hialoclastitas y pillow lavas con afinidad de arco de islas, con sedimentos intercalados (Luzieux et al. 2006). Tomando en cuenta su afinidad geoquímica de arco de isla podría considerarse una fuente magmática del Campaniano-Maastrichtiano. Las edades obtenidas por el método de K-Ar dan un rango de  $87 \pm 10$  y  $66 \pm 5$  Ma (Kennerly, 1980); sin embargo, varios autores informan un rango de edad que oscila entre 87 y 54 Ma (Luzieux et al., 2006; Jaillard et al., 1997; Goossens & Rose, 1973).

Las intrusiones, situadas al norte de Guayaquil, son conocidas como los intrusivos de Pascuales, el Pórfido Redondo, San Francisco, Cerro Colorado y Dique Chivería, cuya localización va desde la Loma de San Nicolás hasta el Cerro Totoral y Cerros la Urbanización La Joya (Macías, 2018). Estos intrusivos corresponden a un sistema como resultado del magmatismo de composición intermedio-ácido la cual se denomina serie diorítica-granodiorítica de Pascuales, de afinidades calco-alcalinias, cuyo análisis de ambiente geotectónico sugiere su desarrollo en arcos volcánicos. Las intrusiones nombradas presentan

edades U-Pb en circones de 98 a 86 Ma (Macías, 2018). En cambio, en la Cordillera Occidental también se han reportado intrusiones con características similares, como por ejemplo el granito de Pujilí, ubicado dentro de la Melange de Pulijí, el cual se formó en un entorno de zona de subducción hace  $85.5 \pm 1.4$  Ma (edad U-Pb) (Hughes & Bermudez, 1997; Vallejo, 2007).

El desarrollo de este trabajo se centra en la Región Costa ecuatoriana, específicamente en las unidades del basamento, en donde existe incertidumbres en la caracterización y discriminación entre rocas de diferentes entornos tectónicos como son las unidades de afinidad de plateau oceánico, piso oceánico y arco de islas. Este trabajo se centrará en caracterizar afloramientos puntuales del basamento de esta región mediante el análisis de muestra de mano, bajo el microscopio óptico y geoquímica, con el fin de establecer su entorno geodinámico y realizar comparaciones con datos publicados.

## **2.3 TECTÓNICA REGIONAL**

La Costa ecuatoriana se compone de un basamento oceánico (Formación Piñón) y forma parte del Bloque Nor-Andino (NAB por sus siglas en inglés) (Cediell et al., 2003) el cual incluye también parte de la Cordillera Occidental. El NAB se limita al oeste por la zona de subducción, al sur y al oeste con un Sistema Mayor Dextral (DMS) (Gutscher et al., 1999) Chigual-Cosanga-Pallatanga-Puná o CCPP por sus siglas en inglés y se extiende en el norte hacia Colombia y Venezuela (Yepes et al., 2016). Las rocas que conforman al basamento de la costa se encuentran confinadas por este sistema de fallas (Alvarado et al., 2016).

El margen activo del Ecuador es altamente sísmico debido a la interacción entre la placa Nazca, el NAB y el resto del conjunto de la placa Sudamericana. La placa Nazca está limitada al Norte por el rift de Malpelo, que la separa de la placa Cocos. La placa Nazca frente a la costa central ecuatoriana se encuentra engrosada por el Ridge de Carnegie y disminuye su espesor al sur por la Zona de Fracturas de Grijalva (Gutscher et al., 1999).

El basamento de la región costa consiste en bloques oceánicos (Luzieux et al., 2006; Vallejo et al., 2009; Aizprua et al., 2019), estos bloques se encuentran limitados por fallas superficiales (Reyes & Michaud, 2012) como Canandé, Jama, Jipi Japa, Colonche y La Cruz (Figura 1), además que la geomorfología de la zona sugiere que las fallas de Canandé y Jama están activas (Reyes, 2013; Reyes et al., 2018). Reyes (2013) describe a estructuras anticlinales y sinclinales que afectan a las formaciones y cuencas que forman parte de la región costera como el antiformal de Tosagua, un anticlinal cortado por las fallas que se observa en el sector de Jama, un sinclinal que está asociado a la Cuenca del Progreso y finalmente un anticlinal que afecta a las rocas de cretácico a eoceno y se encuentra limitado por la falla de Colonche (Figura 1).

## **CAPÍTULO III**

### **METODOLOGÍA**

En esta sección se detallan las actividades que se ejecutaron durante el desarrollo del trabajo de titulación.

El desarrollo de este trabajo constó de dos fases, una fase de diseño cuyo objetivo se basó en recopilar información, planificación de actividades, y una de implementación que incluyó el muestreo de rocas, análisis de laboratorio, interpretación de los resultados y redacción del trabajo final. Las fases, se cumplieron de acuerdo con la programación del proyecto.

#### **3.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA**

Se realizó un compendio de investigaciones, informes sobre la Geología de la Costa ecuatoriana, publicaciones científicas que establecen la petrografía, geoquímica, etc.; que fueron utilizadas para el análisis correspondiente en el apartado de discusión.

Se incluyeron los resultados de geoquímica de la Hoja Jijón y Caamaño escala 1:50 000 (2013), que corresponden a la Unidad Naranjal, más la recopilación de 132 datos de unidades del basamento de la Costa y de la Cordillera Occidental (Kerr et al., 2002; Hughes & Pilatasig, 2002; Mamberti et al., 2003; Kerr et al., 2004; Berrezueta et al., 2021; Seyler et al., 2021) que permitieron el análisis y comparación con las formaciones que compete a este trabajo.

#### **3.2 MUESTREO**

Se realizaron dos jornadas de campo de 4 días para la descripción de afloramientos y el muestreo de rocas del basamento de la Costa. En total se estudiaron 22 muestras de mano, con sus respectivas secciones delgadas; los instrumentos usados para la extracción de las muestras fueron el martillo y un combo. Las muestras fueron utilizadas para realizar la descripción petrográfica de cada uno de los ejemplares, de las cuales 12 muestras (PIG-19-14-01, PIG-19-14-02, PIG-19-14-03, PIG-19-14-04, PIG-19-14-05, PIG-19-14-06, PIG-19-14-07, PIG-19-14-08, PIG-19-14-09, PIG-19-14-13, PIG-19-14-17, PIG-19-14-22) fueron seleccionadas para análisis geoquímicos.



### **3.3 DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE MANO Y MICROSCÓPICA**

Se realizaron descripciones de muestras de mano con la ayuda de instrumentos de trabajo como la lupa geológica, además de descripciones de láminas delgadas utilizando un microscopio petrográfico. Esto con el objetivo de determinar la mineralogía, microestructuras y texturas presentes en las muestras seleccionadas.

Las láminas delgadas se elaboraron en el laboratorio de láminas delgadas de la Escuela Politécnica Nacional, cuyo procedimiento fue cortar las muestras de mano con la finalidad de obtener un fragmento del tamaño de la lámina delgada, para así continuar con el pulido hasta llegar a 30 micras.

### **3.4 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL**

#### **3.4.1 Preparación de Muestras**

Inicialmente las muestras se cortaron en el laboratorio de láminas delgadas del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional utilizando un cortador de disco de diamante para eliminar las superficies erosionadas y las vetillas secundarias. Los fragmentos se trituraron en el laboratorio de Geoquímica y Preparación de muestras del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional hasta convertirlos en polvo usando un molino de carburo de tungsteno (Anexo 1).

Todos los análisis elementales se realizaron en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada (CIC-UGR, España).

#### **3.4.2 Determinación de elementos mayores por fluorescencia de Rayos X (XRF)**

El contenido de óxidos de los elementos mayores se determinó con un equipo de fluorescencia de rayos X (XRF) Philips Magix Pro (Pw-2440) después de fundir la muestra en una solución con tetra borato de litio. La precisión característica, determinada a partir de los estándares AN-G y BE-N, fue mejor que  $\pm 1,5\%$  (error relativo) para una concentración de analito de 10% en peso. El contenido de hierro se expresa como FeO \* total. La relación molar MgO/ MgO+FeO\* se abrevia como Mg#. La pérdida por ignición (LOI) se determinó mediante la diferencia de peso antes y después de la ignición de las muestras en un horno. En los diagramas, las concentraciones de óxido se indican en forma anhidra (normalización libre de volátiles).

El circonio se determinó en la misma máquina usando las mismas perlas de vidrio con una precisión mejor que  $\pm 0.2\%$  para una concentración de referencia de circonio de 5 ppm.

### **3.4.3 Determinación de elementos traza por ICP-MS**

Los elementos traza, excepto Zr, de las mismas muestras analizadas por fluorescencia de rayos X se analizaron por espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) después de la digestión con HNO<sub>3</sub> + HF de 0,1000 g de polvo de muestra en un recipiente revestido con teflón a 180 ° C y 200 psi durante 30 min, evaporación a sequedad y posterior disolución en 100 ml de HNO<sub>3</sub> al 4% en volumen. La precisión, determinada a partir de los estándares PMS, WSE, UBN, BEN, BR y AGV ejecutados como desconocidos, fue mejor que  $\pm 2\%$  para concentraciones de analito de 50 ppm y  $\pm 5\%$  para concentraciones de analito de 5 ppm.

### **3.4.4 Evaluación y Análisis de Resultados**

Para el análisis de resultados del presente trabajo, se estableció una comparación de los datos propios con datos publicados.

Se integró la descripción de la petrografía de muestras de mano con la descripción de láminas delgadas y la geoquímica del área de interés con el fin de establecer similitudes y diferencias que permitan caracterizar los entornos geodinámicos de las rocas del basamento de la Costa del Ecuador, para lo cual se desarrolló gráficos que ilustren los resultados obtenidos.

## CAPÍTULO IV

### RESULTADOS

#### 4.1 Petrografía, características mineralógicas y texturales de las Formaciones Piñón y Orquídeas - San Lorenzo

En este apartado se establece la descripción de muestras de roca recolectadas para este estudio, incluyendo la descripción macroscópica y de lámina delgada. Se realizó la caracterización petrográfica de 22 muestras de mano y 21 láminas delgadas que corresponden a 18 muestras de la Formación Piñón, 2 de la Formación Orquídeas, 1 de la Formación Cayo y 1 de la Formación San Lorenzo. La ubicación de cada roca se encuentra en la Figura 1 y Tabla 2.

La descripción se hace para cada formación en base a la composición mineralógica porcentual, estructuras, microestructuras y texturas de las muestras.

##### 4.1.1 Formación Piñón

La Formación Piñón conforma un amplio rango de litologías máficas-ultramáficas que incluyen peridotitas, gabros, flujos de lava basálticos, pillow lavas (basaltos almohadillados) y basaltos columnares (Berrezueta et al., 2021).

Las litologías muestreadas corresponden a gabros y basaltos. Se identificaron cuerpos de gabro, siguiendo de sur a norte dentro de la costa ecuatoriana, en los alrededores de Guayaquil, en el sector de la Rinconada y Salango y en la vía a Puerto López (Cerro Viejo). Mientras que los basaltos, de sur a norte se encuentran en las zonas de la Rinconada, Jipijapa, Ciudad Alfaro, Jama y en la vía al Carmen desde Pedernales.

Para esta formación, fueron recolectadas 18 muestras (Figura 1).

##### Gabros

##### Relaciones de Campo

Los afloramientos en el sector de Guayaquil se encuentran mayormente afectados por la meteorización (Figura 2.A).

En el sector de Salango (Figura 2.C), se encontraron gabros cortando a los basaltos, el afloramiento se encuentra afectado por meteorización física por el oleaje, por la presencia de una superficie de abrasión, además de vegetación al tope del afloramiento. Se observa un leve diaclasamiento sistemático y no sistemático en la base del afloramiento, característico en cuerpos ígneos, con un espaciado aproximado a 20 cm.

En la vía a Puerto López (Cerro Viejo), se observaron cuerpos ígneos con las características similares a los cuerpos ígneos de los sectores de la Rinconada y Salango.

### **Descripción de muestras de mano**

Las muestras de mano son negras con variaciones de tonalidades grises por la meteorización que presentan las rocas. La textura es fanerítica finogranular, holocristalina, presentando cristales de tamaño aproximado a 1 mm, su estructura es masiva (no presenta disposición mineral).

Los minerales identificados son: plagioclasa, piroxeno, además de minerales secundarios como clorita.

### **Descripción Microscópica**

Los gabros de la Formación Piñón presentan una textura general fanerítica finogranular, manteniendo su estructura masiva en sección delgada, observando cristales subhédricos de tamaño aproximado a 1 mm, salvo excepciones ya que se observan gabros microcristalinos, la mineralogía observada corresponde a plagioclasa (60%), piroxenos (ortopiroxenos) (30%) con lamelas de clinopiroxeno, clorita (<3%), opacos (<1%).

La plagioclasa se encuentra maclada (carlsbad) observando ángulos de extinción entre 30° a 55° que correspondería a bitownita y anortita, además de encontrar opacos dentro de estos minerales. Por otro lado, los piroxenos (ortopiroxenos), se reconocen por su clivaje paralelo, se encuentran incluidos en la plagioclasa en algunas muestras (p.e. PIG-19-14-22), mientras que en otras la plagioclasa se observa incluida en los piroxenos representando texturas poikilíticas y ofíticas (Figura 2.B) respectivamente.

Los piroxenos también presentan texturas lamelares (Figura 2.F), en donde se observa que estas lamelas son de clinopiroxeno (por sus colores de interferencia y su asociación mineral).

Las muestras tienen clorita, como producto de las alteraciones de piroxeno, reconocidas por su color verdoso.

## **Basaltos**

### **Relaciones de Campo**

Los Basaltos de la Formación Piñón del sector de La Rinconada tienen una estructura almohadillada, además de poseer fracturas (también llamadas juntas). El afloramiento encontrado en este sector se halla meteorizado debido a la influencia del oleaje. La Formación Piñón también se puede encontrar en las ciudades de Jama y Ciudad de Alfaro, en la provincia de Manabí, en ambas ciudades las rocas presentan un color rojizo debido a la meteorización por influencia de la vegetación y la exposición al ambiente. En la vía a El Carmen desde Pedernales, se observa como principal estructura al diaclasamiento de tipo columnar, que presentan cierta curvatura (Figura 2.E), el afloramiento presenta signos de meteorización.

### **Descripción de muestras de mano**

Las muestras de mano son negras con variaciones de tonalidades grises por la meteorización. La textura es afanítica y porfirítica, presentando cristales de tamaño menor a 1 mm, su estructura es masiva (no presenta disposición mineral).

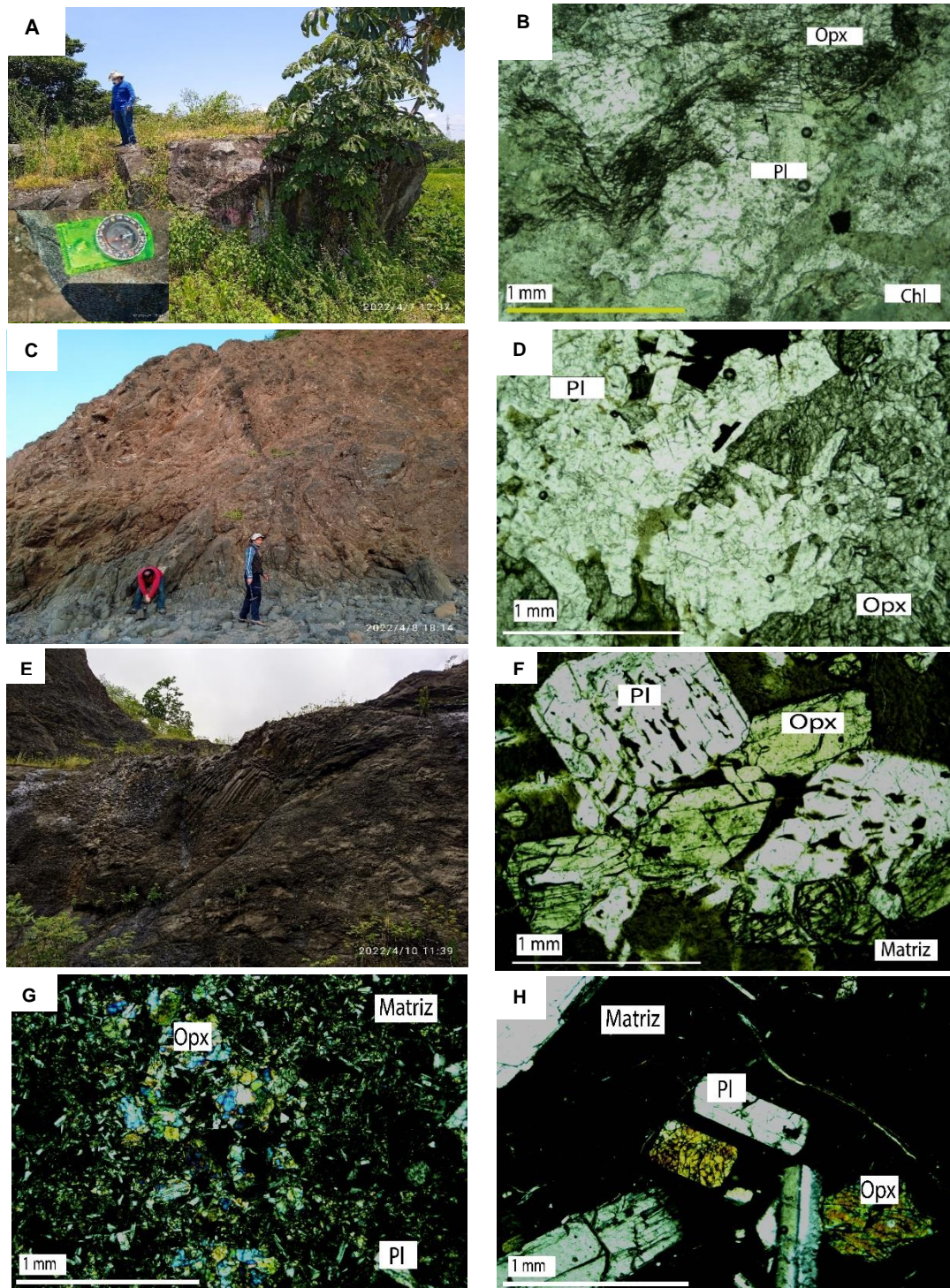
Los minerales identificados son: plagioclasa, piroxeno, además de minerales secundarios como la clorita.

### **Descripción Microscópica**

Los basaltos de la Formación Piñón presentan textura porfirítica con cristales finogranulares, manteniendo su estructura masiva en sección delgada, presentan fenocristales subhédricos y anhedrales de tamaño aproximado a 1 mm, mientras que la matriz microcristalina posee un tamaño inferior a 1 mm, la mineralogía corresponde a matriz microcristalina de plagioclasa (50%), piroxenos (ortopiroxenos) (45%), olivino (3%), clorita (<1%) y opacos (<1%).

La plagioclasa se encuentra maclada (carlsbad), con ángulos de extinción entre 45° a 75° clasificando a las plagioclasas como bitownita y anortita siendo esta última en menor cantidad, se observan opacos dentro de estos minerales y alrededor de las plagioclasas, presentando también texturas tipo sieve (Figura 2.F). Por otro lado, los piroxenos son fenocristales rodeados por plagioclasas representando texturas intergranulares (Figura 2.G) y pilotaxíticas, además de presentar texturas esqueléticas en piroxenos y olivinos (Figura 2.H).

Dentro de las muestras se presencia clorita, producto de la alteración del piroxeno.



**Figura 2.** Fotografías representativas de las muestras de campo recolectadas de la Formación Piñón (A (Guayaquil), C (La Rinconada), E (Vía a El Carmen)), con sus respectivas secciones delgadas (B, D, F); mostrando la mineralogía correspondiente. A. Afloramiento sector de Guayaquil. B. Gabro. C. Afloramiento sector Salango D. Gabro. E. Afloramiento Vía a El Carmen desde pedernales. F.G.H. Basalto. Pl-Plagioclasa, Opx-Ortopiroxeno, Chl-Clorita, Matriz-Matriz. (Abreviaciones de Whitney & Evans, 2010).

#### **4.1.2 Formación Orquídeas**

La Formación Orquídeas fue identificada por Reynaud et al. (1999), la identifica superpuesta a la Formación Piñón al oeste de Guayaquil. Su composición consiste de basaltos almohadillados; sin embargo, no existe la estimación de su espesor. Petrográficamente, los basaltos poseen fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, fijados en una matriz vítrea que comprende cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos.

La Formación Orquídeas (Reynaud et al., 1999) se encuentra cubierta por una sucesión de 200 m de espesor de sedimentos pelágicos, lutitas negras, calizas y capas delgadas volcánicas con intercalaciones volcanoclásticas (Formación Calentura). La Formación Orquídeas presenta una edad pre-Cenomaniano a Turoniano (aproximadamente 95 Ma, Reynaud et al., 1999).

Se asigna tentativamente a esta formación a dos afloramientos, ambos ubicados en la vía a Pedernales, vía Troncal del Pacífico, cercano al Barrio Punta Blanca y el Río Cuaque; respectivamente.

#### **Relaciones de campo**

Los afloramientos de la Formación Orquídeas, al norte de la costa ecuatoriana, se observan en una cantera vía a El Carmen desde Pedernales. La Formación Orquídeas se distingue por capas de tefra de aproximadamente 10 cm que se encuentran sobre rocas de textura brechosa, estas rocas tienen clastos que varían de 1 cm a 20 cm. Además, en los afloramientos se distinguen estructuras almohadilladas de un tamaño aproximado de 10 a 30 cm (Figura 3.A).

#### **Descripción de muestras de mano**

Las rocas son negras con variaciones de tonalidades grises por la meteorización. La textura es porfirítica finogranular, presentando cristales de tamaño menor a 1 mm, su estructura es masiva (no presenta disposición mineral).

Los minerales identificados son: plagioclasa, piroxeno, matriz vítrea además de minerales secundarios como clorita.

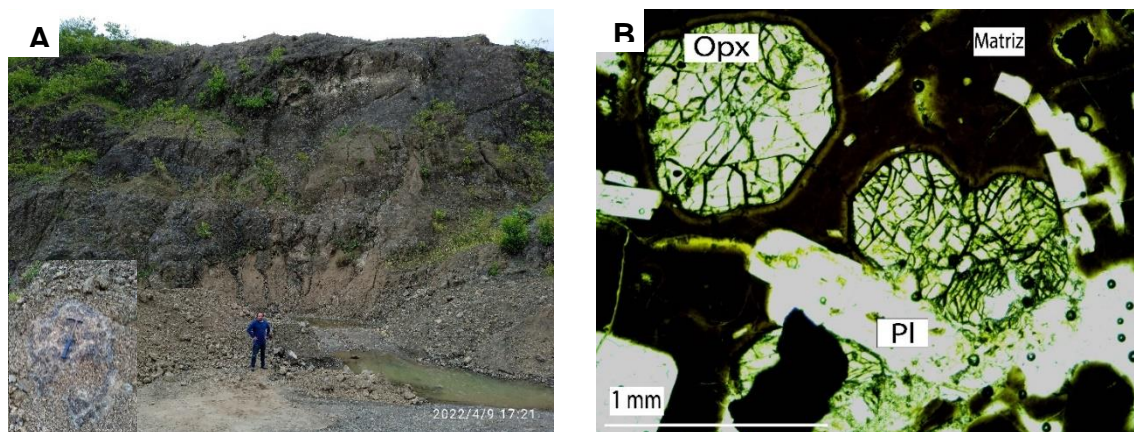
#### **Descripción Microscópica**

La muestra de la Formación Orquídeas presenta textura porfirítica finogranular, estructura masiva con fenocristales euhédricos a subhédricos de tamaño aproximado a 1 mm en una matriz vítrea, observando plagioclasa (20%), ortopiroxenos (8%), clorita (<1%), opacos (<1%), matriz (70%), esta mineralogía corresponde a una andesita basáltica.

La plagioclasa se encuentra maclada (carlsbad) teniendo ángulos de extinción entre 40° a 65° que correspondería a andesina y labradorita, con zonación, además de observarse opacos dentro de estos minerales, incluyendo texturas sieve. Por otro lado, los piroxenos se encuentran incluidos en la plagioclasa en algunas muestras (p.e. PIG-19-14-06), representando texturas poikilíticas, además de texturas esqueléticas en las plagioclasas, (Figura 3.B).

Los ortopiroxenos también presentan texturas lamelares, en donde se observa lamelas de clinopiroxeno (por sus colores de interferencia y su asociación mineral). Posee amígdalas rellenas con microcristales de zeolita y sílice.

Dentro de las muestras se observa clorita como producto de alteración del ortopiroxeno.



**Figura 3.** Fotografías representativas de la muestra de campo recolectada de la Formación Orquídeas (Cantera Vía a El Carmen desde Pedernales). A. Afloramiento. B. Andesita-Brechificada. Opx-Ortopiroxeno, PI-Plagioclasa- Matriz-Matriz vítrea. (Abreviaciones de Whitney & Evans, 2010).

#### 4.1.3 Formación San Lorenzo

Se ubica al occidente del Bloque Piñón y está delimitado por las fallas Jipijapa, Jama y Canandé (Aizprua et al., 2020). Goossens & Rose (1973), establecen que corresponden a rocas toleíticas que salieron a lo largo de fracturas de tendencia este, desde finales del Cretácico hasta principios del Eoceno. Estas rocas se atribuyen a un arco de islas volcánicas del Campaniano al Maastrichtiano (Kerr et al., 2002). Lebras et al., (1987), propusieron que las secuencias relacionadas con el arco de isla preservadas en la costa y la Cordillera Occidental son coetáneos, y posiblemente parte del mismo sistema. Sin embargo, varios autores informan que la edad oscila entre 87 y 54 Ma (Luzieux et al., 2006; Jaillard et al., 1997; Goossens & Rose, 1973). El bloque San Lorenzo (Formación San Lorenzo) también se



caracteriza por un claro hiato entre las formaciones carbonáceas del Cretácico Superior y Eoceno Medio (Luzieux et al., 2006) que se ha atribuido a la acreción del bloque San Lorenzo al ya acrecentado Bloque de piñón, durante el Paleoceno-Eoceno (Kerr et al., 2002).

### **Relaciones de Campo**

Se muestreó la Formación San Lorenzo, en el sector de San Lorenzo, a orillas de la playa, encontrando secuencias de pillow lavas, cuyo tamaño sobrepasa los 10 cm; estas secuencias se encuentran fracturadas por juntas (Figura 4. A), en esta formación se pueden encontrar diques sedimentarios cuyo origen se debería a las mismas juntas, por donde ingresan estos sedimentos para así solidificarse, la coloración de estos diques sedimentarios es blanquecino, también poseen fracturas que pueden ser de origen diagenético.

### **Descripción de muestras de mano**

Las muestras son negras con variaciones de tonalidades grises por la meteorización producida por el oleaje. La textura afanítica y porfirítica finogranular, presentando cristales de tamaño menor a 1 mm, su estructura es masiva.

Los minerales identificados son: plagioclasa, piroxeno, matriz vítrea, además de minerales secundarios como la clorita.

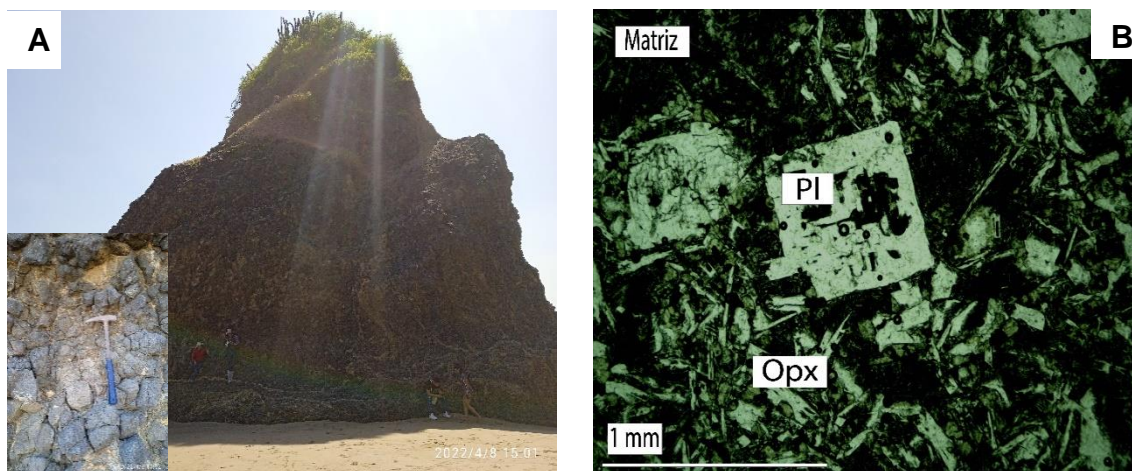
### **Descripción Microscópica**

Las rocas de la Formación San Lorenzo presentan textura porfirítica finogranular, manteniendo su estructura masiva, los cristales son euhédricos, subhédricos y anhedrales de tamaño menor a 1 mm, observando matriz vítrea (55%), plagioclasa (30%), piroxenos (ortopiroxenos, 10%), opacos (<3%), clorita (<2%), la mineralogía corresponde a la de un basalto.

La plagioclasa se encuentra maclada (carlsbad) presentando ángulos de extinción de 40° a 65°, clasificándolas en bitownita y anortita, además de observarse opacos dentro de estos minerales, presentándose una textura tipo sieve, además de texturas esqueléticas. Por otro lado, los ortopiroxenos se encuentran incluidos en la plagioclasa en algunas muestras, representando texturas poikilíticas (Figura 4.B).

Los ortopiroxenos también presentan texturas lamelares muy pequeñas, que son poco visibles en algunos cristales, estas lamelas están constituidas por clinopiroxeno, distinguibles por sus colores de interferencia. Posee amígdalas rellenas con microcristales de zeolita y sílice.

Dentro de las muestras hay clorita como producto de la alteración de piroxeno (Figura 4. B).



**Figura 4.** Fotografías representativas de la muestra de campo recolectada de la Formación San Lorenzo (Sector San Lorenzo). A. con su respectiva sección delgada B. Mostrando la mineralogía correspondiente a Basalto. Opx-Ortopiroxeno, Pl-Plagioclasa- Matriz-Matriz vítrea. (Abreviaciones de Whitney & Evans, 2010).

#### 4.1.4 Formación Cayo

Asignado por Olsson (1942) por afloramientos situados en las cercanías de Puerto Cayo, Prov. de Manabí para denominar a las facies sedimentarias marinas depositadas en ambientes profundos.

Aflora en la cordillera Chongón Colonche en su flanco suroccidental, desde la ciudad de Guayaquil a lo largo del flanco sur de la Cordillera Chongón Colonche hasta el poblado de Puerto Cayo. Existen afloramientos en la Cordillera de la Costa, Cerros de Hojas y en Pedernales (Reyes & Michaud, 2012).

Consiste en secuencia de derivados volcánicos y sedimentos marinos con espesor aproximado de 2400 m, la Formación Cayo se encuentra depositada sobre una delgada corteza oceánica (Reynaud et al., 1999; Luzieux et al., 2006; Vallejo et al., 2009).

#### Relaciones de campo

Se muestreó a la Formación Cayo en la comuna Agua Blanca (Provincia de Manabí), observándose capas estratificadas con un buzamiento aparente de NW. Labrousse (1990) menciona que la Formación Cayo se encuentra hundida hacia el Norte por un sistema de grabens, explicando así que en Puerto Cayo sólo aparece el techo de la Formación Cayo. La Formación Cayo desaparece en Bahía de Caráquez, para salir del otro lado del graben, cerca de Pedernales. En el sector de San Lorenzo, se observa un contacto discordante fallado entre la Formación Cayo y la Formación San Lorenzo.

## Descripción de muestras de mano

Las muestras de mano son verdes con variaciones de tonalidades amarillentas a coloraciones café claro, por la composición y la meteorización. La textura es clástica finogranular, presenta cristales de tamaño menor a 2 mm, su estructura es estratificada, además de presentar un cemento silíceo, ya que se observan fracturas concoideas en la muestra.

Los minerales identificados son: plagioclasa, cuarzo, líticos volcánicos, además de limos y arcillas.



**Figura 5.** Fotografías representativas de la muestra de campo recolectada de la Formación Cayo, Comuna Agua Blanca (A).

**Tabla 1. Ficha descriptiva general de las muestras seleccionadas para el trabajo de investigación**

Ficha General															
Código de Muestra	UTM			Unidad/Formación	Estructura	Textura	Minerales Primarios (%)				Minerales Secundarios (%)			Nombre de la Roca	Observaciones
	X	Y	Z				Qz	Pl	OI	Px	Matriz	Opacos	Clorita		
PIG-19-14-01	527138	9854643	30	Piñón	Maciza	Porfírica	0	65	10	20		1	2	Basalto	Matriz Microcristalina
PIG-19-14-02	527138	9854643	30	Piñón	Maciza	Porfírica	0	60	2	36		1	1	Basalto	Matriz Microcristalina
PIG-19-14-03	537475	9846931	63	Piñón	Maciza	Fanerítica	0	60		35		1	4	Gabro	
PIG-19-14-04	537325	9847182	82	Piñón	Maciza	Porfírica	0	50		45		1	4	Basalto	Matriz Microcristalina
PIG-19-14-05	492645	9859902		Piñón	Maciza	Fanerítica Finogranular	0	40		55		1	4	Gabro Microcristalino	
PIG-19-14-06	602970	9998929		Orquídeas	Maciza	Porfírica	0	35		5	55	3	2	Andesita	
PIG-19-14-07	609780	9787337		Piñón	Maciza	Fanerítica	0	53		43		1	3	Gabro Microcristalino	
PIG-19-14-08	522444	9810423	9	Piñón	Maciza	Porfírica	0	60		35		1	4	Basalto	Matriz Microcristalina
PIG-19-14-09	522444	9810423	9	Piñón	Maciza	Porfírica	0	55	2	40		2	1	Basalto	Matriz Microcristalina
PIG-19-14-10	527627	9821947	141	Piñón	Maciza	Porfírica	0	65		30		1	4	Basalto	Matriz Microcristalina
PIG-19-14-11	527902	9823208	172	Cayo	Maciza	Estratificada	20	20			45		1	Lutita	
PIG-19-14-12	509765	9882826	29	San Lorenzo	Maciza	Porfírica	0	50		15	30	1	4	Basalto	
PIG-19-14-13	526712	9846195	16	Piñón	Maciza	Porfírica	0	55		40		1	4	Basalto	Matriz Microcristalina
PIG-19-14-14	516360	9823306	9	Piñón	Maciza	Fanerítica	0	60		35		2	1	Gabro Microcristalino	
PIG-19-14-15	537795	9852095	424	Piñón	Maciza	Porfírica	0	55	4	35		2	4	Basalto	Matriz Microcristalina
PIG-19-14-16	537372	9882167	211	Piñón	Maciza	Afanítica	0	25	2	10	60	1	2	Basalto	Meteorizado
PIG-19-14-17	588539	9977711	105	Piñón	Maciza	Porfírica	0	40		52		3	5	Basalto	Meteorizado
PIG-19-14-18	591911	9979740	78	Piñón	Maciza	Afanítica	0	15		5	70	1	9	Basalto	Meteorizado
PIG-19-14-19	587078	9985719	65	Piñón	Maciza	Porfírica	0	30		15	50	3	2	Basalto	
PIG-19-14-20	587496	9986323	46	Orquídeas	Maciza	Porfírica	0	30		3	61	1	2	Andesita	
PIG-19-14-21	615438	10004650	158	Piñón	Maciza	Porfírica	0	65		30		1	4	Basalto	Matriz Microcristalina
PIG-19-14-22	616303	10003641	233	Piñón	Maciza	Porfírica	0	68		30		1	1	Basalto	Matriz Microcristalina

**Elaborado por: Daniela Caizapanta**

## 4.2 Geoquímica

La geoquímica es la ciencia que estudia la distribución, origen y evolución de los elementos químicos que se encuentran en la Tierra, contenidos en los minerales que conforman las rocas y en los productos derivados de ellas. Es por ello que, para este trabajo es importante el estudio de la geoquímica de las rocas, con el fin de conocer la composición de las muestras tomadas en campo en base a las concentraciones de elementos mayores y elementos traza.

En total se realizaron 12 análisis geoquímicos, que corresponden a 11 análisis de la Formación Piñón y 1 de la Formación Orquídeas; además, se utilizaron los datos geoquímicos de la Hoja Geológica Jijón y Caamaño del año 2013, que corresponden a la Unidad Naranjal, más la recopilación de 132 datos (Kerr et al., 2002; Hughes & Pilatasig, 2002; Mamberti et al., 2003; Kerr et al., 2004; Berrezueta et al., 2021 y Seyler et al., 2021), que permitirán la correlación con las formaciones que compete a este trabajo.

Se ha tomado como referencia la petrografía de las muestras, con el fin de establecer grupos para su análisis. Estos grupos son Grupo 1- Basaltos de la Formación Piñón, Grupo 2- Gabros de la Formación Piñón y Grupo 3- Andesitas de la Formación Orquídeas.

### 4.2.1 Análisis de la movilidad de los elementos

Se realizó un análisis a través del índice de alteración de Ishikawa (IA, Ishikawa et al., 1976, Ecuación 1) y el índice de Clorita-Carbonato-Pirita (CCPI, Large et al., 2001, Ecuación 2); cuyos resultados varían entre 33,19 a 44,84 (%) y 77,26 a 95,41 (%) respectivamente, conociendo que el IA varía de 20 a 60 (%) en rocas con baja alteración, 60 y 80 (%) con alteración moderada, y el CCPI oscila entre 70 y 90 en basaltos inalterados (Large et al., 2001), concluimos que las muestras analizadas son frescas o con bajo grado de alteración (Figura 6.a). Los valores de LOI (Los son Ignition, por sus siglas en inglés) que se considera como un indicador de alteración ya que es directamente proporcional a los contenidos de H<sub>2</sub>O+ y CO<sub>2</sub> de la roca (Chambefort, 2005), varían entre 0,92 a 2,86 (wt. %), (Figura 6.b).

Los datos al ser normalizados al NMORB (Figura 6.c), muestran picos positivos (Cs, Ba, Pb, Sr) y picos negativos (U, Rb), estos elementos son considerados móviles (Pearce, 2014), por lo que no se tomaron en cuenta para el análisis en este apartado.

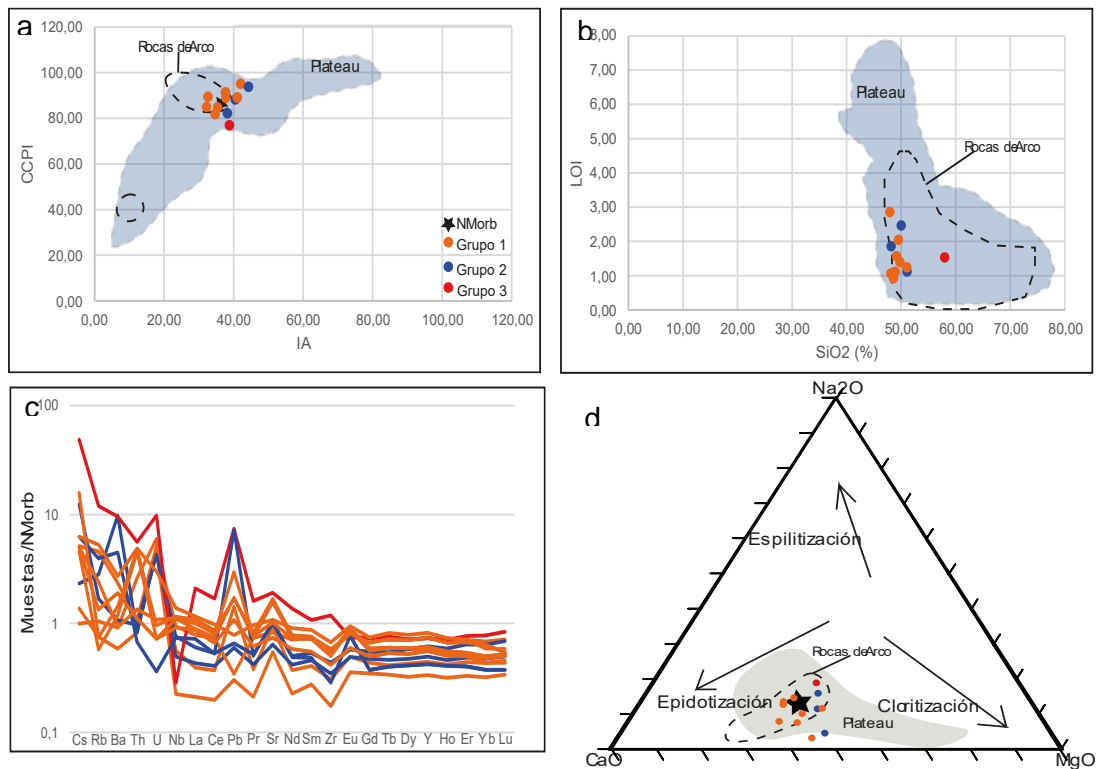
Las rocas que forman parte del Grupo 1, 2 y 3, muestran escaso grado de epidotización y cloritización, esto consiste con las observaciones petrográficas, con baja presencia de clorita. En la Figura 6.d, se observa esta tendencia para los tres grupos que no presentan mayor desviación hacia el campo de epidotización y cloritización.

$$IA = \frac{K2O + MgO}{K2O + MgO + Na2O + CaO} * 100$$

**Ecuación 1.** Índice de alteración de Ishikawa (AI, Ishikawa et al., 1976)

$$CCPI = \frac{MgO + FeO}{MgO + FeO + Na2O + K2O} * 100$$

**Ecuación 2.** Índice Clorita-Carbonato-Pirita (CCPI, Large et al., 2001)



**Figura 6.** a) Diagrama de Multi-elementos Normalizados a NMorb. (Gale et al., 2013). b. LOIS vs SiO<sub>2</sub> (wt. %). c. CCPI vs IA. Movilidad de los elementos. d. Diagrama Na<sub>2</sub>O-CaO-MgO (wt. %) mostrando las tendencias de alteraciones (espilitización, epidotización y cloritización) (Después de Starr & Pattison, 2019). También se presentan los datos geoquímicos publicados de Plateau (Sombra gris, Complejo Ultramáfico de Bolívar de Colombia Kerr et al., 2004, y Plateau de Ecuador;(Cordillera Occidental) Hughes & Pilatasig, 2002; (Costa) Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003) y Rocas de Arco (Línea entrecortada, Arco Naranjal, Río Cala de la Cordillera Occidental, Hoja Geológica Jijón-Caamaño 1: 50 000, 2013, Arco San Lorenzo y Arco Orquídeas).

**Tabla 2. Tabla de muestras de análisis químicos. (Elementos Mayores wt. % y Elementos traza ppm)**

	Código de la Muestra					
	PIG-19-14-01	PIG-19-14-02	PIG-19-14-03	PIG-19-14-04	PIG-19-14-05	PIG-19-14-06
	527138	527138	537475	537325	492645	602970
Longitud	9854643	9854643	9846931	9847182	9859902	9998929
Latitud						
SiO2	47,26	47,77	47,42	48,57	49,27	57,18
TiO2	0,77	0,50	0,86	1,30	0,96	0,64
Al2O3	16,44	12,49	11,71	15,06	14,01	13,9
FeO	9,50	9,03	10,03	10,52	10,22	8,14
MnO	0,16	0,18	0,18	0,19	0,21	0,14
MgO	7,69	11,76	11,87	6,53	7,98	5,79
CaO	13,69	14,94	13,41	10,38	9,83	7,33
Na2O	1,91	0,96	1,29	2,97	3,44	3,11
K2O	0,06	0,04	0,08	0,74	0,42	0,99
P2O5	0,05	0,03	0,06	0,10	0,07	0,16
LOI	1,06	0,92	1,85	2,03	2,45	1,53
Li	3,03	3,55	9,624	8,088	6,637	6,235
Rb	1,93	1,38	5,178	8,418	3,106	22
Cs	0,02	0,03	0,056	0,123	0,298	1,166
Be	0,15	0,09	0,165	0,304	0,208	0,494
Sr	118	70	82	106	128	245
Ba	17,90	11,47	192	46	21	188
Sc	42	57	50	40	45	25
V	259	265	280	378	334	177
Cr	45	427	806	77	211	162
Co	52	66	58	46	44	30
Ni	82	195	200	66	98	53
Cu	148	222	97	206	138	104
Zn	56	57	79	63	85	73
Ga	15,82	11,24	12,103	16,663	16,105	13,51
Y	14,04	10,39	15,473	23	19,396	24
Nb	2,04	0,82	1,798	3,392	2,754	1,035
Zr	31	17,60	35	59	44	120
Mo	0,172	0,17	0,307	0,417	0,25	1,841
Sn	0,304	0,33	0,552	0,677	0,625	1,091
Tl	0,008	0,007	0,168	0,018	0,012	0,118
Pb	0,726	0,155	0,305	0,176	0,335	3,788
U	0,497	0,38	0,378	0,426	0,356	0,814
Th	0,658	0,209	0,209	0,274	0,245	1,410
La	1,651	0,889	1,814	3,294	2,534	8,824
Ce	4,602	2,466	5,054	9,05	6,612	21
Pr	0,751	0,419	0,83	1,454	1,036	3,186
Nd	3,97	2,420	4,464	7,574	5,36	14,651
Sm	1,418	0,962	1,599	2,59	1,858	3,749
Eu	0,625	0,450	0,619	0,985	0,725	0,939
Gd	1,983	1,586	2,15	3,304	2,499	3,345
Tb	0,339	0,278	0,38	0,577	0,446	0,620
Dy	2,364	1,78	2,608	3,939	3,198	3,930
Ho	0,523	0,396	0,586	0,869	0,727	0,864
Er	1,436	1,084	1,576	2,343	2,01	2,417
Tm	0,23	0,172	0,252	0,368	0,333	0,399
Yb	1,419	1,054	1,558	2,245	2,096	2,548
Lu	0,22	0,163	0,239	0,343	0,331	0,402
Eu/Eu*	1,06	1,00	1,01	1,03	1,01	1,00
Mg#	0,59	0,70	0,68	0,53	0,58	0,56
CCPI	89,72	95,41	94,11	82,13	82,50	77,26
IA	33,19	42,60	44,84	35,26	38,76	39,37

**Código de la Muestra**

	<b>PIG-19-14-07</b>	<b>PIG-19-14-08</b>	<b>PIG-19-14-09</b>	<b>PIG-19-14-13</b>	<b>PIG-19-14-17</b>	<b>PIG-19-14-22</b>
	609780	522444	522444	526712	588539	616303
<b>Longitud</b>	9787337	9810423	9810423	9846195	9977711	10003641
<b>Latitud</b>						
<b>SiO2</b>	50,23	48,34	48,04	48,86	47,17	50,25
<b>TiO2</b>	1,01	1,22	1,22	1,49	1,25	0,94
<b>Al2O3</b>	13,52	15,71	14,74	15,53	14,03	14,75
<b>FeO</b>	10,74	10,32	10,65	11,79	11,29	9,22
<b>MnO</b>	0,18	0,16	0,19	0,22	0,18	0,13
<b>MgO</b>	8,45	6,49	8,19	5,62	8,73	8,11
<b>CaO</b>	10,27	11,38	11,58	9,82	10,12	11,90
<b>Na2O</b>	2,50	2,87	2,30	2,30	2,55	1,71
<b>K2O</b>	0,20	0,24	0,18	0,98	0,05	0,06
<b>P2O5</b>	0,06	0,10	0,09	0,12	0,10	0,08
<b>LOI</b>	1,11	1,55	1,10	1,38	2,81	1,23
<b>Li</b>	1,62	6,91	6,86	7,86	18,29	11,22
<b>Rb</b>	7,27	4,44	2,47	9,74	1,37	1,06
<b>Cs</b>	0,15	0,12	0,12	0,15	0,38	0,11
<b>Be</b>	0,27	0,32	0,31	0,40	0,32	0,25
<b>Sr</b>	133,32	200,48	130,49	137,92	215,13	94,88
<b>Ba</b>	87,91	18,14	37,38	53,15	28,13	23,28
<b>Sc</b>	56,13	49,29	58,26	47,16	50,39	51,92
<b>V</b>	406,12	353,74	398,62	410,62	372,87	323,16
<b>Cr</b>	11,98	68,51	227,92	32,89	180,21	210,12
<b>Co</b>	60,68	53,45	72,97	55,04	52,44	47,21
<b>Ni</b>	83,32	73,47	122,05	44,45	97,10	110,45
<b>Cu</b>	305,48	80,60	168,15	163,30	153,98	126,16
<b>Zn</b>	78,31	69,94	103,05	108,40	105,21	78,41
<b>Ga</b>	15,94	18,85	18,25	20,36	17,56	15,69
<b>Y</b>	18,94	26,58	26,61	30,99	28,19	21,18
<b>Nb</b>	2,67	4,04	3,97	5,02	4,17	3,32
<b>Zr</b>	28,9	54,4	50,7	67,8	57,1	42
<b>Mo</b>	0,36	0,12	1,62	0,24	0,14	0,42
<b>Sn</b>	0,56	0,32	1,42	0,47	0,83	0,51
<b>Tl</b>	0,05	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02
<b>Pb</b>	3,67	0,88	1,51	0,40	0,86	0,55
<b>U</b>	0,03	0,09	0,06	0,25	0,08	0,06
<b>Th</b>	0,17	0,34	0,28	1,23	1,19	1,14
<b>La</b>	3,03	3,73	4,21	4,86	4,56	3,64
<b>Ce</b>	6,56	9,25	10,04	12,13	10,72	8,19
<b>Pr</b>	1,00	1,48	1,52	1,91	1,62	1,22
<b>Nd</b>	5,21	7,85	7,72	9,66	8,32	6,23
<b>Sm</b>	1,68	2,59	2,50	3,04	2,64	1,92
<b>Eu</b>	0,97	1,13	1,11	1,19	1,02	0,75
<b>Gd</b>	1,70	2,68	2,55	3,39	3,03	2,27
<b>Tb</b>	0,33	0,49	0,49	0,67	0,59	0,44
<b>Dy</b>	2,27	3,26	3,25	4,32	3,86	2,88
<b>Ho</b>	0,50	0,66	0,72	0,97	0,88	0,66
<b>Er</b>	1,40	1,84	1,90	2,51	2,28	1,73
<b>Tm</b>	0,21	0,26	0,28	0,37	0,35	0,26
<b>Yb</b>	1,23	1,58	1,64	1,93	2,09	1,43
<b>Lu</b>	0,18	0,24	0,25	0,28	0,26	0,21
<b>Eu/Eu*</b>	1,42	1,22	1,24	1,12	1,09	1,08
<b>Mg#</b>	0,58	0,53	0,58	0,46	0,58	0,61
<b>CCPI</b>	87,67	84,39	88,37	84,15	88,51	90,73
<b>IA</b>	40,38	32,08	37,62	35,26	40,93	37,51



## 4.2.2 Clasificación Geoquímica

### Elementos Mayores

Según el diagrama en el que se representa el total de álcalis respecto al contenido de sílice (Le Bas et al., 1986) (Figura 7.a), las muestras recolectadas indican composiciones de SiO<sub>2</sub> de 47,93 a 51,08 (wt. %) para el Grupo 1, de 48,01 a 51,11 (wt. %) para el Grupo 2 y 57,81 (wt %) para el Grupo 3 y de Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O entre 1 a 3,77 para el Grupo 1, 1,39 a 2,90 para el Grupo 2 y 4,15 para el Grupo 3; arrojando que tienen una composición basáltica para los Grupo 1 y 2 y andesítica para el Grupo 3.

Para el Grupo 1, el MgO tiene una concentración entre 5,73 a 11,93 (wt. %), para el Grupo 2 de 8,07 a 12,02 (wt. %) y el Grupo 3 de 5,85 (wt. %), los valores altos de MgO indicarían una aproximación a los magmas primitivos, mientras que los valores con menor cantidad se deberían a una pérdida de elementos compatibles (diferenciación), volviéndolo más félsico.

$$Mg\# = \frac{MgO}{MgO + FeO}$$

#### ***Ecuación 3. Número de Magnesio***

Los rangos de valores que corresponden al Mg# van de 0,46 a 0,7 para el Grupo 1, 0,58 a 0,67 para el Grupo 2 y 0,56 para el Grupo 3 de tal modo, que los valores altamente ricos en Mg se deben por la presencia de minerales como el olivino en los basaltos del Grupo 1, y piroxenos para el Grupo 2 y 3. Para el FeO, se muestran cantidades de 9,15 a 12,02 (wt. %) para el Grupo 1, 10,16 a 10,93 (wt. %) para el Grupo 2 y 8,23 (wt. %) para el Grupo 3, cuya relación es similar al MgO. Los valores correspondientes a CaO son de 10,01 a 15,15 (wt. %) para el Grupo 1, 9,94 a 13,58 (wt. %) para el Grupo 2 y 7,41 (wt. %) para el Grupo 3, esto sugiere la presencia de plagioclasas de composición cálcica en el Grupo 1 y 2, a diferencia del Grupo 3, que arroja composiciones intermedias.

De acuerdo con el diagrama TAS Alkali-Silica de Le Bas et al., (1986) (Figura 7.a), arroja que las muestras del Grupo 1 y 2 caen en el campo de basaltos y el Grupo 3 en el de andesita. Para el diagrama de K<sub>2</sub>O wt% vs. SiO<sub>2</sub> wt% de Peccerillo & Taylor (1976), se observa que las muestras del Grupo 1 y 2 recaen en la serie toleítica dentro del campo de plateau, que corresponde al Complejo Ultramáfico de Bolívar de Colombia (Kerr et al., 2004), y plateau de Ecuador (Hughes & Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003), a diferencia de la muestra del Grupo 3, que recae en el campo calco-alcálico de medio K (Figura 7.b), se debe tomar en cuenta que el K<sub>2</sub>O es un elemento móvil por lo que los resultados del diagrama podrían reflejar alteración. El diagrama de Zr/Ti vs Nb/Y (Figura 7.c) indica que las

muestras del Grupo 1 caen en la zona de basaltos subalcalinos, mientras que la muestra del Grupo 3 se encuentra en la zona de andesita/andesita basáltica.

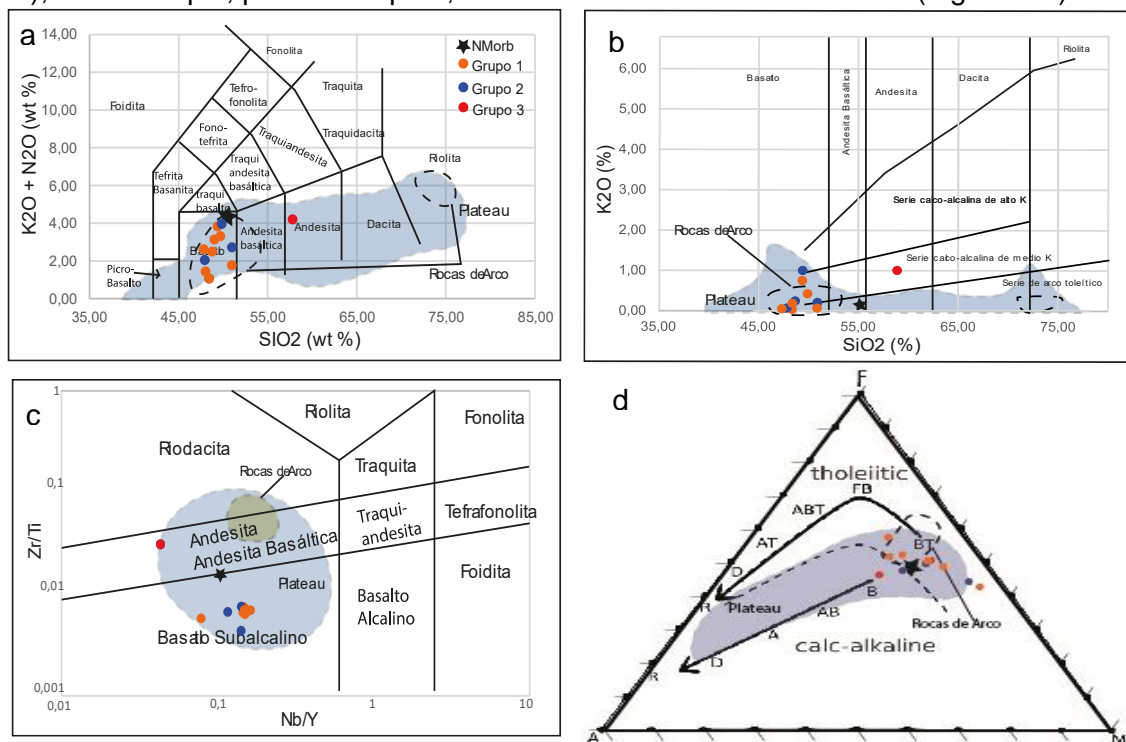
En base al índice de saturación de aluminio (ASI), expresado con la siguiente fórmula

$$ASI = \frac{Al_2O_3}{CaO + Na_2O + K_2O}$$

**Ecuación 4.** Fórmula Índice de Saturación Aluminica (ASI, cálculo en moles).

Las muestras presentaron valores inferiores a 1 con rangos desde 0,43 a 0,68 para el Grupo 1, de 0,44 a 0,59 para el Grupo 2 y 0,71 para el Grupo 3, denotando para los tres grupos características metaluminosas.

La concentración de los elementos principales el Grupo 1 sugiere una afinidad toleítica y una muestra caen en el campo calco-alcalino, según el diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971), mientras que, para el Grupo 2, se observa una tendencia toleítica (Figura 7.d).



**Figura 7.** a) Diagrama TAS Alkali-Silica (K<sub>2</sub>O+N<sub>2</sub>O (wt. %) vs SiO<sub>2</sub> (wt. %)) (Le Bas et al., 1986), b) Diagrama K<sub>2</sub>O (wt. %) vs SiO<sub>2</sub> (wt. %) (Peccerillo & Taylor, 1976), c) Diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y de clasificación de rocas volcánicas, según Pearce (1996) basado en Winchester & Floyd (1977) y d) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), mostrando el límite entre las toleíticas y calco-alcalinos. También se presentan los datos geoquímicos publicados de Plateau (Sombra gris, Complejo Ultramáfico de Bolívar de Colombia Kerr et al., 2004, y Plateau de Ecuador; (Cordillera Occidental) Hughes & Pilatasig, 2002; (Costa) Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003) y Rocas de Arco (Línea entrecortada, Arco Naranjal, Río Cala de la Cordillera Occidental, Hoja Geológica Jijón-Caamaño 1: 50 000, 2013, Arco San Lorenzo y Orquídeas).

## Elementos Traza

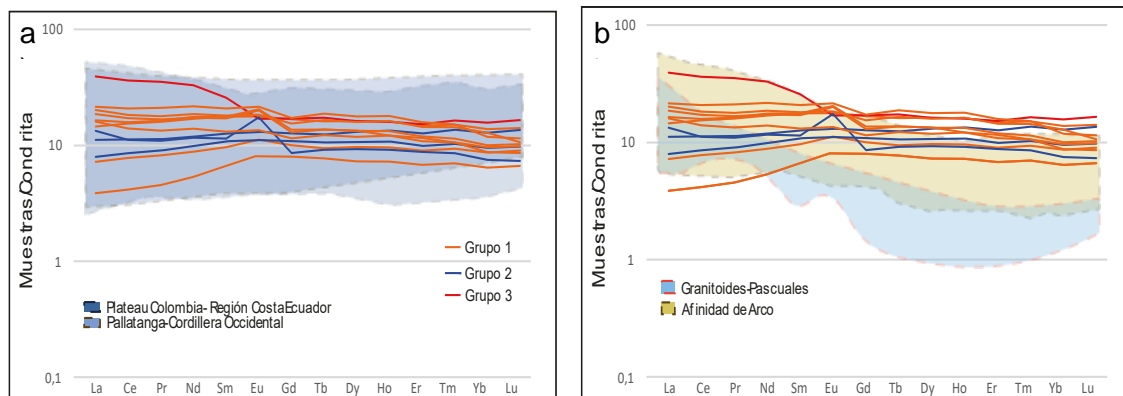
Los contenidos de elementos traza para el Grupo 1, como Ni y Cr son de 66 a 200 ppm y 77 a 806 ppm, respectivamente, para el Grupo 2 de 44,45 a 83,32 ppm de Ni y 11,98 a 68,51 ppm de Cr, y para el Grupo 3 de 53 ppm de Ni y 162 ppm de Cr.

Respecto al análisis geoquímico de los Grupos, se utilizaron diagramas spider de elementos traza y multielementales normalizados a NMORB, Condrita y Manto Primitivo, cuyos valores fueron tomados de Gale et al. (2013) (NMORB) y Sun & McDonough (1989), (Condrita y Manto Primitivo).

El diagrama de tierras raras normalizados a Condrita (Figura 8.a) indica que para el Grupo 1 las muestras presentan valores cercanos a 1 con un patrón plano. Cuyas proporciones de  $(La/Sm)_N = 0,60$  a  $1,22$ ,  $(Sm/Yb)_N = 1,01$  a  $1,75$  y  $(La/Yb)_N = 0,61$  a  $1,84$ ; observando un leve empobrecimiento en LREE (Low Rare Earth Elements, por sus siglas en inglés), y los valores cercanos a 1 en los HREE (High Rare Earth Elements, por sus siglas en inglés), no todas las muestras indican este patrón, como es el caso de PIG-19-14-02, donde la muestra es empobrecida en LREE con valores de  $(La/Sm)_N = 0,60$ ,  $(Sm/Yb)_N = 1,01$  y  $(La/Yb)_N = 0,61$ ; y enriquecimiento de los HREE; con respecto al Eu no se evidencian anomalías, ni positivas, ni negativas.

Para el Grupo 2, se observan valores de  $(La/Sm)_N = 0,73$  a  $1,16$ ,  $(Sm/Yb)_N = 0,98$  a  $1,52$  y  $(La/Yb)_N = 0,84$  a  $1,77$ ; proporciones similares a los del Grupo 1, observando tanto los empobrecimientos en los LREE, y un patrón plano desde Sm a Yb, que corresponden a los HREE, además es evidente una anomalía positiva de Eu en la muestra PIG-19-14-07, cuyo valor al  $\#Eu^*$  corresponde a  $1,42$ .

Para el Grupo 3, el La, Sm e Yb muestran enriquecimiento respecto a condrita;  $(La/Sm)_N = 1,51$ ,  $(Sm/Yb)_N = 1,63$  y  $(La/Yb)_N = 2,48$ , mostrando un enriquecimiento alto en los LREE, que es característico de rocas de arco, además de evidenciar un patrón plano en los HREE, sin embargo, a comparación del Grupo 1 y 2, los valores que corresponden a la relación de  $(Sm/Yb)_N$  y  $(La/Yb)_N$ , evidencian que es levemente enriquecido en tierras raras ligeras como pesadas (Figura 8.b).



**Figura 8.** Elementos de Tierras raras normalizados a Condrita (Sun & McDonough, 1989). a) Plateau y Pallatanga-Cordillera Occidental b) Rocas de Arco y Granitoides. También se presentan los datos geoquímicos publicados de Plateau para a) (Sombra azul oscuro, Complejo Ultramáfico de Bolívar de Colombia Kerr et al., 2004, y Sombra celeste Costa-Pallatanga-Cordillera Occidental; Hughes & Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003) y para b) Rocas de Arco (Sombra celeste, Arco Naranjal y Río Cala de la Cordillera Occidental, Hoja Geológica Jijón-Caamaño 1: 50 000, 2013, Arco San Lorenzo y Arco Orquídeas, y sombra naranja los granitoides de Pascuales, Seyler et al., 2021).

La cristalización de fases minerales también es de importancia, ya que indican la movilidad de los elementos, en este caso el de Eu (Europio), de tal modo, que al realizar su cálculo se observa valores aproximados a 1, para los tres grupos, lo que sugiere que hay poco fraccionamiento. (Tabla 2)

$$\frac{\epsilon_{Eu}}{\epsilon_{Eu}^*} = \frac{\epsilon_{Eu}}{\sqrt{Sm * Gd}}$$

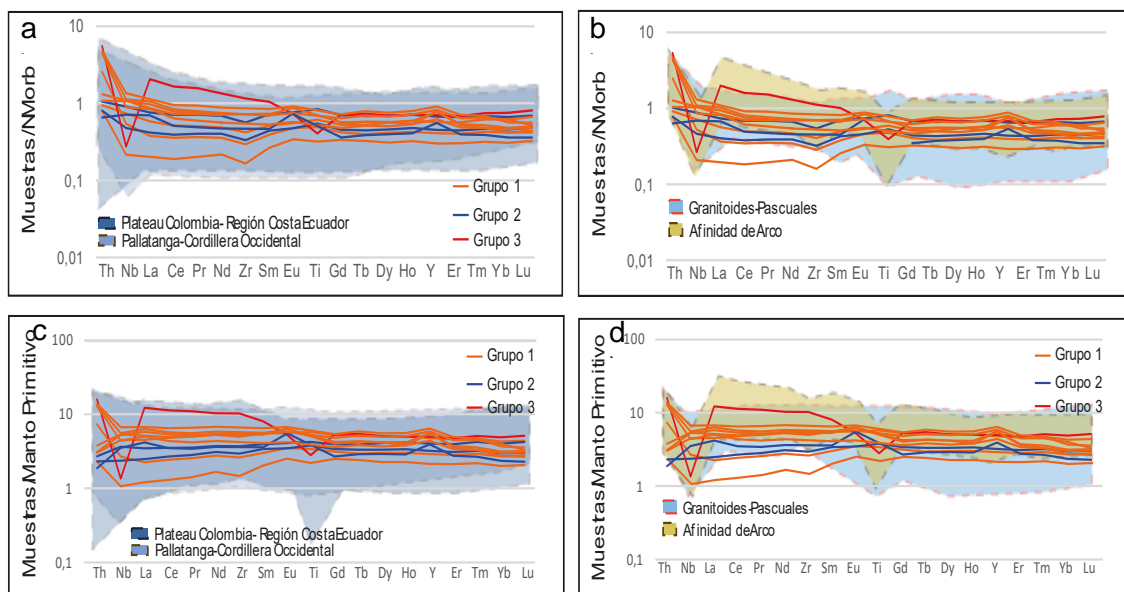
**Ecuación 5.** Número de Europio. Para su cálculo, sus componentes se normalizan a Condrita.

Los diagramas multielementales normalizados a NMORB y Manto Primitivo (Figura 9), indican que para el Grupo 1 en la Figura 9.a y Figura 9.b, normalizado a NMORB, muestran un patrón plano en general con valores cercanos a 1, a diferencia de la muestra PIG-19-14-02; los HFSE (elementos de alta intensidad de campos, por sus siglas en inglés), tales como Th, Nb, La, Ce, Pr, Zr y Sm son menores a comparación del resto de muestras, al enfocarse en el Eu, los valores para este elemento es cercano a 1 para este Grupo, esto indicaría poco fraccionamiento. Para el diagrama de multielementos normalizado a Manto Primitivo los valores también son cercanos a 1 (Figura 9.c), se observa un comportamiento similar, mostrando un patrón plano, el Grupo 1 indica valores de Th es 2,46 a 14,47 ppm mientras que de Nb es 1,14 a 7,04 ppm.

Por otro lado, el Grupo 2 normalizado a NMORB (Figura 9.a), posee un patrón plano con valores similares y menores a 1 (0,67 a 0,97 ppm de Th), subparalelo, entre todas las muestras, además de un claro patrón similar al del Grupo 1; a diferencia del Grupo 1, el Grupo

2, posee un pico positivo de Eu, cuyos valores del  $\#Eu^*$  son de 1,01 a 1,42, que evidencia un leve fraccionamiento de la plagioclasa; esta anomalía también se aprecia en la Figura 9.b.

El Grupo 3, a diferencia del Grupo 1 y 2, presenta una clara anomalía negativa de Nb (Figura 9.a,b, c y d) la relación de  $(Th/Nb)_{NM} = 19,57$ , indicando el enriquecimiento de Th respecto a Nb. Las anomalías negativas de Nb indican una clara intervención cortical (Bea & Fershtater, 2002), además se denota una pequeña anomalía de Ti, cuyo valor puede estar relacionado al fraccionamiento de minerales de Fe-Ti. Las anomalías negativas de los HFSE, como es el caso de Nb y Ti, son típicas de ambiente de subducción (Pearce et al., 1983). También se observan anomalías negativas levemente marcadas de Zr, lo que se debería a que es un elemento incompatible en magmas máficos.



**Figura 9.** Diagramas de Multi-Elementos normalizados a Manto Primitivo y Condrita (Gale et al., 2013; Sun & McDonough, 1989). a), c) También se presentan los datos geoquímicos publicados de Plateau para a) (Sombra azul oscuro, Complejo Ultramáfico de Bolívar de Colombia Kerr et al., 2004, y Sombra celeste Costa-Pallatanga-Cordillera Occidental; Hughes & Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003) y para b), d) Rocas de Arco (Sombra celeste, Arco Naranjal y Río Cala de la Cordillera Occidental, Hoja Geológica Jijón-Caamaño 1: 50 000, 2013, Arco San Lorenzo y Arco Orquídeas, y sombra naranja los granitoides de Pascuales, Seyler et al., 2021).

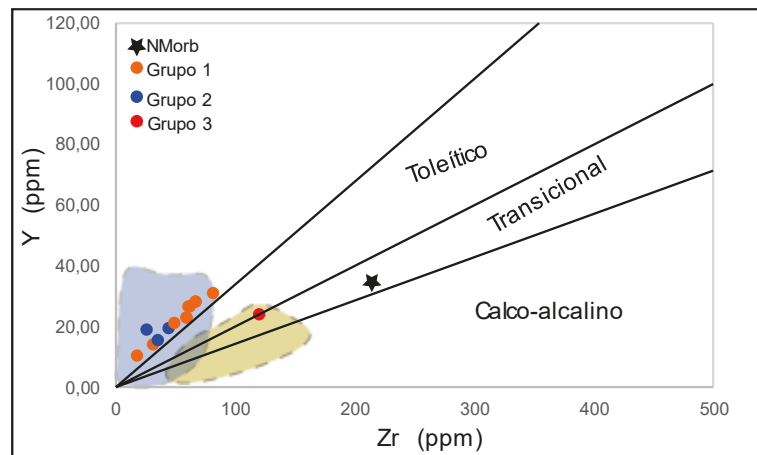
## CAPÍTULO V

### DISCUSIÓN

#### 5.1 Afinidades Geoquímicas

Las muestras analizadas de este trabajo se describieron de acuerdo con su textura, estructura, mineralogía y microtexturas clasificándolas como basaltos, gabros y andesita, para su verificación y caracterización se usaron varios diagramas.

Considerando la composición química de los elementos mayores, las rocas del Grupo 1 y 2 arrojan una afinidad geoquímica de basalto, mientras que la del Grupo 3 trata de una andesita. De acuerdo con la Figura 7.b poseen una afinidad toleítica con tendencias calcoalcalinas; mientras que en la Figura 7.c; el diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y de clasificación de rocas volcánicas, según Pearce (1996) basado en Winchester & Floyd (1977), muestra que las rocas de los Grupos 1, 2 y 3, recaen dentro de los campos de basaltos subcalcalinos y andesitas basálticas, esto se debe a que el K es un elemento móvil. Este resultado es correlacionable con la Figura 10, en donde se observa que el Grupo 1 y 2 denota una clara tendencia toleítica, por otro lado, el Grupo 3 recae en un campo transicional.



**Figura 10.** Diagrama esquemático Y-Zr utilizado para la determinación de la afinidad magmática. (Después de MacLean & Barrett, 1993). También se presentan los datos geoquímicos publicados de Plateau (Sombra azul oscuro, Complejo Ultramáfico de Bolívar de Colombia Kerr et al., 2004, y Sombra celeste Costa-Pallatanga-Cordillera Occidental; Hughes & Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003) y Rocas de Arco (Sombra celeste, Arco Naranjal de la Cordillera Occidental, Hoja Geológica Jijón-Caamaño 1: 50 000, 2013, Arco San Lorenzo y Arco Orquídeas, y sombra naranja los granitoides de Pascuales, Seyler et al., 2021).

De acuerdo con la Figura 8.a, normalizado a Condrita (Sun & McDonough, 1989), se observa que el patrón para el Grupo 1 es plano, similar a los datos recopilados que representa al Complejo Ultramáfico de Bolívar de Colombia (Kerr et al., 2004), además que este patrón también es similar a los datos recopilados que corresponden al plateau de la Costa y Pallatanga en la Cordillera Occidental (Hughes & Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003), del mismo modo para el Grupo 2, se observa el patrón con características similares al Grupo 1, cuya composición corresponde a plateau, con LREE empobrecido y un patrón plano para MREE y HREE, lo que contrasta en estos dos grupos son las anomalías presentes de Eu, representando el fraccionamiento de plagioclasa. La muestra PIG-19-14-02 presenta mayor empobrecimiento en  $LREE_n$  (normalizado a condrita) a comparación del resto de muestras que forman parte del Grupo 1 y 2, que podría indicar una afinidad de MORB (Figura 9.a y 9.c), mientras que el resto de las muestras no poseen esta afinidad de MORB. En la Figura 8.b, también normalizado a Condrita, se pueden ver las sombras de los datos recopilados que corresponden a la afinidad geoquímica de Rocas de Arco del Arco Naranjal de la Cordillera Occidental (Hoja Geológica Jijón-Caamaño 1: 50 000, 2013), se presta atención al Grupo 3 en este caso, ya que se observan características similares a los patrones de Rocas de Arco, indicando enriquecimiento en LREE y un patrón plano en MREE y HREE. El Grupo 3, además, en la Figura 9.b y 9.d, se presenta una clara anomalía negativa de Nb y de Ti, cuyas anomalías representan la influencia cortical debido a una zona de subducción.

Kerr et al., (2000) establece criterios respecto a la configuración tectónica de plateau oceánico, MORB (Middle Ocean Ridge Basalt) y Arco (continental y oceánico). En la Tabla 3, se muestran los valores para el Grupo 1, 2 y 3. El plateau oceánico para Kerr et al., (2000) presenta altos valores de MgO (>14%), una proporción de  $(La/Nb)_{MP} \leq 1$ , un patrón generalmente plano, pillow lavas comunes o ausentes, muy pocas capas de tefra y erupciones subaéreas ocasionales, mientras que para MORB (en el mismo orden), Kerr et al., (2000) sugiere, que los valores altos de MgO son raros, la relación  $(La/Nb)_{MP} \leq 1$ , empobrecido en LREE, pillow lavas comunes, muy pocas capas de tefra y no se observan erupciones subaéreas, en el caso de Arco (Continental y Oceánico) (en el mismo orden), los valores altos de MgO son raros, la relación  $(La/Nb)_{MP} \gg 1$ , enriquecido en LREE, no todas las lavas se encuentran almohadilladas, capas de tefra muy común y se observan erupciones subaéreas frecuentes.

Para el Grupo 1 los valores de MgO son de 5,73 a 11,93 (wt. %), para el Grupo 2 son 8,07 a 12,02 (wt. %) y para el Grupo 3 es de 5,85 (wt. %). En el caso de la proporción de  $(La/Nb)_{MP}$ , el Grupo 1 tiene valores de 0,6 a 1, el Grupo 2 de 0,83 a 1 y el Grupo 3 de 2,48. El patrón de tierras normalizado a Condrita (Figura 8), para el Grupo 1 y 2, se observa un patrón plano y para el Grupo 3, enriquecido en LREE. Las pillow lavas si fueron observadas

para los Grupos 1, 2 y 3, mientras que las capas de tefra y las erupciones subaéreas, fueron vistas solamente para el Grupo 3. Esto sugiere que para las muestras del Grupo 1 y 2 corresponden a una configuración tectónica de plateau oceánico, a pesar de no poseer valores mayores al 14% de MgO, las características restantes se relacionan con esta configuración, al contrario del Grupo 3, cuyos datos sugieren formar parte de la configuración de Arco.

**Tabla 3.** Tabla comparativa entre datos de Kerr et al. (2000) y este trabajo. MP:

Normalizado a Manto Primitivo, n: Normalizado a Condrita.

Autor/Trabajo	Configuración Tectónica	Alto-MgO lavas (>14%)	(La/Nb) <sub>MP</sub>	Patrón (REE) <sub>n</sub>	Pillow lavas	Capas de Tefra	Erupciones Subaéreas
<b>Kerr et al., (2000)</b>	Plateau oceánico	Si	≤1	Generalmente plana	Suelen ser comunes o ausentes	Muy pocas	Ocasionalmente
	Mid-Ocean Ridge MORB	Raro	≤1	Empobrecido en LREE	Común	Muy pocas	No
	Arco (Continental y Oceánico)	Raro	>>1	Enriquecido en LREE	No todas las lavas se encuentran almohadilladas	Muy común	Frecuentemente
<b>Este trabajo</b>	Grupo 1	5,73 a 11,93	0,6 a 1	Patrón Plano	Si se observó	no	no
	Grupo 2	8,07 a 12,02	0,83 a 1	Patrón Plano	Si se observó	no	No
	Grupo 3	5,85	2,48	Enriquecido en LREE	Si se observó	Si se encontró	Si
<b>Datos Recopilados</b>	Formación Piñón	2,80 a 11,83	0,78 a 1,37	Patrón Plano	Si se observó	no	No
	Formación Pallatanga	5,85 a 10,28	0,66 a 1,3	Patrón Plano	Si se observó	no	No
	Formación San Lorenzo	5 a 7,55	1,43 a 2,59	Enriquecido en LREE	Si se observó	Si	Si
	Formación Orquídeas	5,11 a 8,65	2,18 a 9,6	Enriquecido en LREE	Si se observó	Si	Si
	Formación Río Cala-Naranjal	1,06 a 7,24	4,74 a 11,21	Enriquecido en LREE	Si se observó	Si	Si



## 5.2 Ambiente Tectónico

Para la discriminación tectónica, se usaron las concentraciones de elementos traza y tierras raras como Y, Cr, La, Nb, V y Ti. Por lo que, de acuerdo con las afinidades geoquímicas, las relaciones de los elementos trazas sugieren una configuración de plateau oceánico para los Grupos 1 y 2. Mientras que para el Grupo 3 (anomalía negativa de Nb) sugiere un ambiente de subducción, su afinidad geoquímica establece el enriquecimiento de LREE y un patrón plano, indicando un ambiente de Arco.

En la Figura 11.a se observa que el Grupo 1 posee valores de 32,89 a 427 ppm de Cr y 10,39 a 30,99 ppm de Y y Cr de 11,98 a 806 ppm, Y de 15,47 a 19,40 ppm para el Grupo 2 y de Cr= 162 e Y= 24 ppm para el Grupo 3. Los valores del elemento Y son bajos a comparación de un MORB, por lo que las muestras indican que no forman parte de este campo.

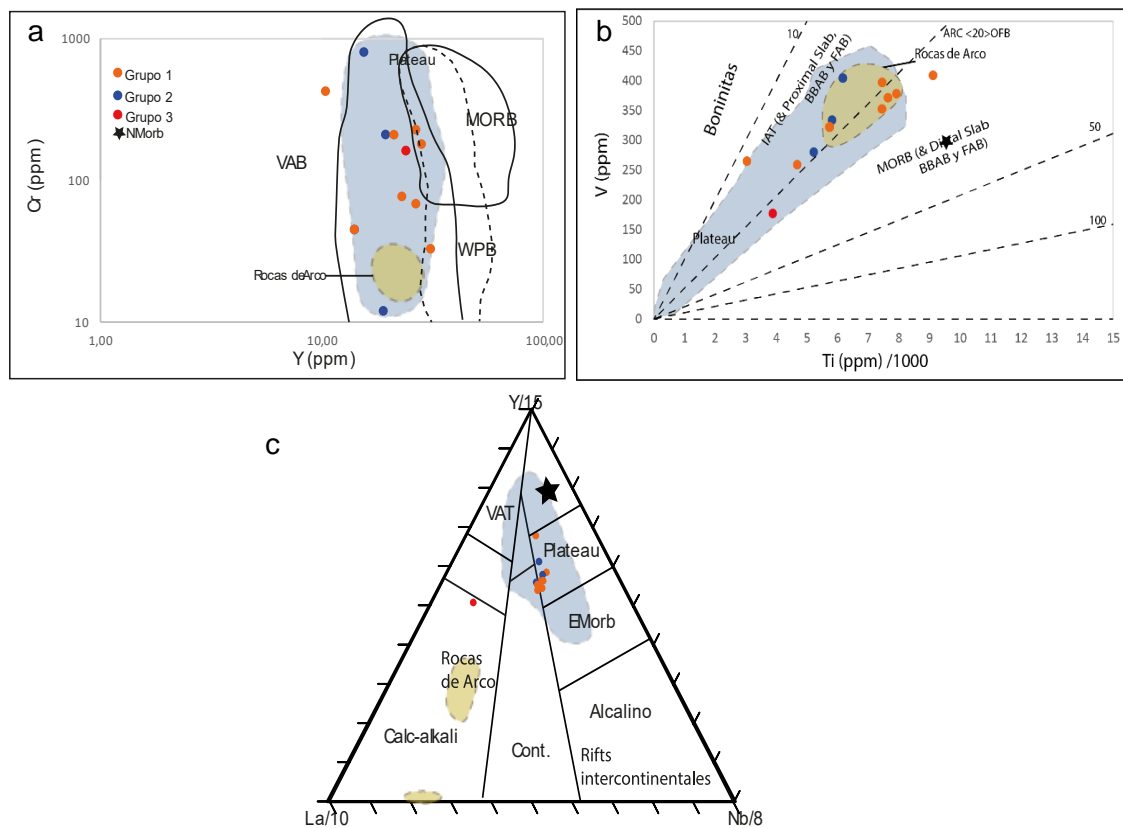
En la Figura 11.b, se observa que el Grupo 1 posee valores de Ti/V= 11,47 a 22,17, el Grupo 2 de Ti/V= 15,17 a 18,64 y el Grupo 3 de Ti/V= 21,92, de tal forma para el Grupo 1 y 2 las muestras indican una tendencia hacia una fuente más enriquecida a comparación de un MORB, lo que sugiere que estas rocas se originaron en una pluma mantélica, mientras que en la Figura 11.c las muestras del Grupo 1 y 2 muestran un comportamiento afín a plateau sugiriendo un enriquecimiento que no está asociado a una zona de subducción, es decir, se observa una tendencia a rocas sin influencia de una zona de subducción (Shervais 1982; Pearce, 2014), mientras que para el Grupo 3 se observa una tendencia a magmas de régimen subductivo.

Estos ambientes tectónicos se mencionan en los modelos desarrollados por Lebras et al., (1987); Van Thournout et al., (1992); Kerr et al., (2002); Hughes & Pilatasig (2002) y Vallejo et al., (2019).

Lebras et al., (1987) propuso que durante el periodo del Campaniano, existió una subducción hacia el E, además que sobre la Formación Piñón se formó un arco. Mientras que Van Thournout et al., (1992) propuso que durante el período del Cretácico inferior al Paleoceno, la subducción se produjo también hacia el E, sin embargo, este proceso se dio bajo la Formación Piñón para así dar origen al Arco San Lorenzo y asociado a este, las rocas que forman parte de la Formación Cayo. Kerr et al., (2002) y Hughes & Pilatasig (2002) propusieron que el Terreno Pallatanga se acrecionó durante el Cretácico Superior, mientras que los Arcos Naranjal y Macuchi se acrecentaron durante el Cretácico Superior y el Eoceno respectivamente. En este modelo la Formación Piñón se encuentra separada del Terrano Pallatanga, por el Arco Macuchi a través de una trinchera; para estos autores la acreción de

la Formación Piñón se debió por altas tasas de enfriamiento, además de mencionar que Kerr et al., (2002), establece que Pallatanga y Piñón, tratan de acreciones distintas.

Vallejo et al., (2019) sugiere que las Formaciones San Lorenzo, Orquídeas y Cayo, son correlacionables con el Grupo Rio Cala de la Cordillera Occidental, además que estas secuencias de Arco de Isla fueron formadas por configuraciones intraoceánicas, distantes de la corteza continental. Incluyendo, que las sucesiones de Arcos de Isla en la región Costa y la Cordillera Occidental formaron parte de una sola secuencia de arco en el período del Cretácico Superior debido a una zona de subducción inclinada hacia el oeste debajo de las secuencias de plateau oceánico.



**Figura 11.** a) Diagrama Cr vs Y (Pearce, 1982). b) Y-La-Nb (Cabanis & Lecolle, 1989), mostrando una afinidad similar a NMORB de magmas BackArc. c) V vs Ti/1000 (Shervais 1982). También se presentan los datos geoquímicos publicados de Plateau (Sombra azul oscuro, Complejo Ultramáfico de Bolívar de Colombia Kerr et al., 2004, y Sombra celeste Costa-Pallatanga-Cordillera Occidental; Hughes & Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003) y para Rocas de Arco (Sombra celeste, Arco Naranjal de la Cordillera Occidental, Hoja Geológica Jijón-Caamaño 1: 50 000, 2013, Arco San Lorenzo y Arco Orquídeas; y sombra naranja los granitoides de Pascuales, Seyler et al., 2021).

### 5.3 Correlaciones regionales e implicaciones tectónicas

La BGS (British Geological Survey) definió al Terreno Pallatanga como el basamento de composición ultramáfico y máfico de la Cordillera Occidental, además de sus distinguidos arcos oceánicos del Cretácico Superior (Arco Naranjal) y Cenozoico (Arco Macuchi). Varios autores usan el término bloque, debido a las incertidumbres que poseen con respecto a su origen alóctono.

La Formación Pallatanga es el basamento de la Cordillera Occidental y dentro de su composición incluye doleritas y lavas basálticas. Los basaltos de la Formación Pallatanga poseen patrones planos cuando son normalizados al Manto Primitivo y Condrita, como se pudo observar en los REE (Figura 9) y se interpretan como parte del plateau a razón de su similitud con el patrón (Reynaud et al., 1999). Las rocas de la Formación Pallatanga son muy similares en composición química a los basaltos del Plateau del Caribe (CLIP) (Kerr et al., 2002).

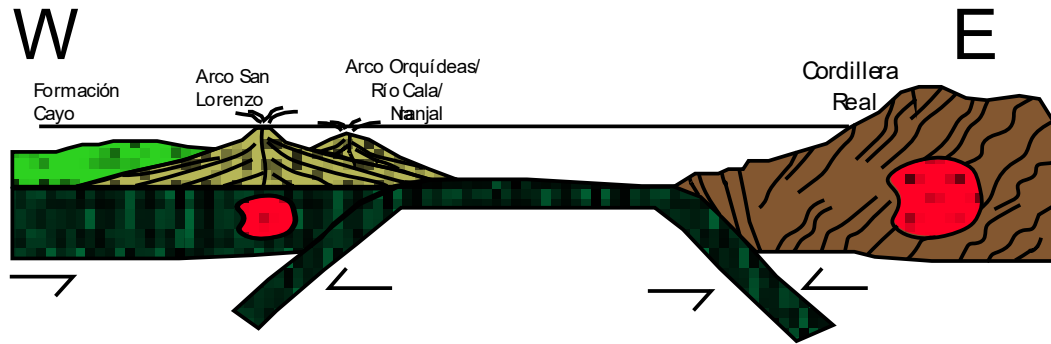
Por otro lado, Los basaltos de la Formación Piñón poseen patrones planos en REE<sub>n</sub> y tienen proporciones de altas de Nd, por lo tanto, su patrón es muy similar a las rocas acrecentadas del Plateau de Colombia (Kerr et al., 2003). Kerr et al., (2002) concluye que, para reconocer al CLIP, se observa que la ocurrencia de picritas y komatitas podría ser un indicativo de la presencia de un plateau oceánico, además de la presencia de pillow lavas, debido a las erupciones submarinas; otros aspectos, es la química de los basaltos en los REE, debido a su patrón plano, la existencia de capas de tefra o un complejo de diques podrían sugerir la existencia de un plateau oceánico.

Con lo anteriormente dicho, se concluye, que la Formación Piñón posee características de un plateau oceánico, además de la sugerencia por geoquímica y relaciones de campo que este es equivalente con la Formación Pallatanga en la Cordillera Occidental y forma parte del CLIP (Caribbean Large Igneous Province), con una fuente probable en el punto caliente de las Islas Galápagos (Thompson et al., 2004).

En este trabajo se propone también un modelo geológico para el Cretácico Superior (Figura 12), de acuerdo con la evolución de BBAB (Basalt Back Arc Basin) vista en el apartado anterior (Figura 11), con la presencia de dos zonas de subducción una hacia el E generando un arco en el margen continental y otra hacia el oeste, generando un arco de islas sobre el plateau oceánico, y esta última atribuye al origen del Arco Orquídeas, Arco San Lorenzo y al Arco Río Cala-Naranjal.

En este modelo, la formación comenzó entre el Santoniano al Campaniano, es decir, hace aproximadamente 89 Ma, seguido de esto, bajo la influencia de una subducción hacia

el Oeste, se dio la formación del Arco San Lorenzo y finalmente del Arco Orquídeas (Grupo 3).



**Figura 12.** Modelo 2D propuesto, donde se observa la subducción en sentido oeste y este. Modificado de: Vallejo et al., (2019) y Villares et al., (2021).

## CAPÍTULO VI

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### 6.1 Conclusiones

-Los afloramientos de la Formación Piñón son gabros (Guayaquil Salango, Vía a Puerto López-Cerro Viejo) y basaltos (Rinconada, Jama, Ciudad de Alfaro, Vía a El Carmen desde Pedernales), con afinidad geoquímica de plateau oceánico, cuya mineralogía para los Gabros es de plagioclasa+piroxenos y para los basaltos plagioclasa+piroxenos+olivinos+matriz microcristalina ó una matriz vítrea.

-Las rocas con afinidad de arco fueron identificadas en el sector de la vía a El Carmen desde Pedernales, en una cantera, las cuales están compuestas por plagioclasa+piroxenos+matriz vítrea, cuya petrografía la clasifica como andesita basáltica. La geoquímica de las muestras recolectadas sugiere la presencia de rocas con afinidad geoquímica de Arco, es por ello, que, respecto a las relaciones de campo, inclusive por la composición, se sugiere que las rocas que afloran en esta zona corresponden a la Formación Orquídeas.

-La Geoquímica de la Formación Piñón posee una similitud bastante clara con respecto a los patrones con los que se compara tanto a los datos de plateau de Mamberti et al., (2003), como los de Hughes & Pilatasig (2002), por lo que, la Formación Piñón forma parte de un plateau. De acuerdo con el análisis regional y geoquímico también, se sugiere que el plateau del Ecuador es parte del CLIP.

-Los resultados Geoquímicos de los REE<sub>n</sub> también sugieren un ambiente de subducción hacia el oeste en el período del cretácico superior, evidenciado sobre todo en el Grupo 3, que corresponde a los análisis de la muestra de la Formación Orquídeas.

## **6.2 Recomendaciones**

-Se recomienda realizar dataciones por el método de Ar-Ar, en los basaltos, buscar y separar zircones en los gabros para datar por el método U-Pb, además de separar estos zircones en las secuencias volcanoclásticas retrabajadas que sobreponen a las unidades asignadas a la Formación Orquídeas.

## CAPÍTULO VII

### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aizprua, C., Witt, C., Johansen, S. E., & Barba, D. (2019). Cenozoic stages of forearc evolution following the accretion of a sliver from the late cretaceous-Caribbean Large Igneous Province: SW Ecuador-NW Peru. *Tectonics*, 38(4), 1441-1465.
- Aizprua, C., Witt, C., Brönnner, M., Johansen, S. E., Barba, D., Hernandez, M. J., & Billi, A. (2020). Forearc crustal structure of Ecuador revealed by gravity and aeromagnetic anomalies and their geodynamic implications. *Lithosphere*, 2020(1).
- Alemán, A., Palencia, A., Lezama, E., & Montenegro, G. (2021). The Chongón/Colonche orocline transrotational bending and the coeval opening of the Progreso basin in southwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103480.
- Allibon, J., Monjoie, P., Lapierre, H., Jaillard, E., Bussy, F., Bosch, D., & Senebier, F. (2008). The contribution of the young Cretaceous Caribbean Oceanic Plateau to the genesis of late Cretaceous arc magmatism in the Cordillera Occidental of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(4), 355-368.
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J. M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., ... & Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, 35(5), 1048-1065.
- Bea, F., Montero, P., & Fershtater, G. B. (2002). Granitoids of the Uralides: Implications for the evolution of the orogen. *Geophysical Monograph Series*, 132, 211-232.
- Benítez, S. (1995). Evolución geodinámica de la provincia sur-equatoriana en el Cretáceo superior-Terciario (Disertación Doctoral, Laboratorio de Geología, Universidad Joseph Fourier de Grenoble. Francia.
- Berrezueta, E., López, K., González-Menéndez, L., Ordóñez-Casado, B., & Benítez, S. (2021). Ophiolitic rocks and plagioclites from SW Ecuador (Cerro San José): Petrology, geochemistry and tectonic setting. *Journal of Iberian Geology*, 47(1), 367-386.
- Cabanis, B., & Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 309(20), 2023-2029.

- Cediel, F., Shaw, R. P., & Cceres, C. (2003). Tectonic assembly of the northern Andean block.
- Chambefort, I. (2005). The Cu-Au Chelopech deposit, Panagyurishte district, Bulgaria: volcanic setting, hydrothermal evolution and tectonic overprint of a late cretaceous high-sulfidation epithermal deposit (Doctoral dissertation, Université de Genève).
- Dilek, Y., & Furnes, H. (2014). Ophiolites and their origins. *Elements*, 10(2), 93-100.
- Donnelly, T. W., Horne, G. S., Finch, R. C., & López-Ramos, E. (1990). Northern Central America; the Maya and chortis blocks. *The Geology of North America*, 11, 37-76.
- Eldholm, O., & Coffin, M. F. (2000). Large igneous provinces and plate tectonics. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 121, 309-326.
- Feininger, T., & Bristow, C. R. (1980). Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, 69(3), 849-874.
- Frey, F. A., Coffin, M., Wallace, P., Weis, D., Zhao, X., Wise, S., Wähnert, V., Teagle, D. A. H., Saccocia, P. J., Reusch, D. N., Pringle, M. S., Nicolaysen, K. E., Neal, C. R., Müller, R. D., Moore, C. L., Mahoney, J. J., Keszthelyi, L., Inokuchi, H., Duncan, R. A., Delius, H., Damuth, J. E., Damasceno, D., Coxall, H. K., Borre, M. K., Boehm, F., Barling, J., Arndt, N. T., & Antretter, M., (2000). Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 176, 73–89.
- Gale, A., Dalton, C. A., Langmuir, C. H., Su, Y., & Schilling, J. G. (2013). The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3), 489-518.
- Gladchenko, T. P., Hinz, K., Eldholm, O., Meyer, H., Neben, S., & Skogseid, J. (1997). South Atlantic volcanic margins. *Journal of the Geological Society*, 154(3), 465-470.
- Goossens, P. & Rose Jr, W. (1973). Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 84(3), 1043-1052
- Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J. Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3-4), 255-270.
- Hernández, M. J., Michaud, F., Collot, J., Proust, J., & d'Acremont, E. (2020). Evolution of the Ecuador offshore nonaccretionary-type forearc basin and margin segmentation. *Tectonophysics*, 781, 228374.
- Hoja Geológica Jijón-Caamaño. (2013). Escala 1: 50 000. INIGEMM.



- Hughes R., & Bermudez R. 1997. Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00' and 1° 00'S. Proyecto de desarrollo minero y control ambiental, programa de información cartográfica y geológica. Report Number 4. CODIGEM British Geological Survey, Quito, Ecuador, 75 pp.
- Hughes, R., & Pilatasig, L. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345(1-4), 29-48.
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Ishikawa. Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., & Horiuchi, M. (1976). Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology*, 26(136), 105-117.
- Jackson. M., (2016). Oceanic Island Basalt. Department of Earth Science, University of California Santa Barbara, Santa Barbara, CA, USA. Springer International Publishing Switzerland. W.M. White (ed.), *Encyclopedia of Geochemistry*, DOI 10.1007/978-3-319-39193-9\_248-1
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., & Zambrano, I. (1995). Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during late Cretaceous-late Eocene time.
- Jaillard, E., Benitez, S., Mascle, G.H., (1997). Les déformations paléogènes de la zoned'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. *Bull. Soc.Géol., France* 168 (4), 403–412.
- Kennerly. J. (1980)- Outline of the geology of Ecuador., *Overseas Geol. Miner. Resour., Inst. Geol. Sci., London*,55, 17 p.
- Kerr, A. C., White, R. V., & Saunders, A. D. (2000). LIP reading: recognizing oceanic plateaux in the geological record. *Journal of Petrology*, 41(7), 1041-1056.
- Kerr, A., Aspden, J., Tarney, J., & Pilatasig, L. (2002). The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society*, 159(5), 577-594.
- Kerr, A., White, R., Thompson, P., Tarney, J., & Saunders, A. (2003). No Oceanic Plateau—No Caribbean Plate? The Seminal Role of an Oceanic Plateau in Caribbean Plate Evolution.
- Kerr, A. C., Tarney, J., Kempton, P. D., Pringle, M., & Nivia, A. (2004). Mafic pegmatites intruding oceanic plateau gabbros and ultramafic cumulates from Bolívar, Colombia: evidence for a 'wet' mantle plume?. *Journal of Petrology*, 45(9), 1877-1906.

- Labrousse, B. (1990). Relaciones entre la formación Cayo y la formación Piñón en el sector de Guayaquil.
- Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R. C., Hernandez, J., Monié, P., Yeghicheyan, D., Jaillard, E., Tardy, M., De Lépinay, B., Mamberti, M., Desmet, A., Keller, F., & Sénebier, F. (2000). Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B4), 8403-8421. DOI: <https://doi.org/10.1029/1998JB900091>
- Large, R., Gemmeil, J., Paulick, H., & Huston, D. (2001). The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho-geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic geology*, 96(5), 957-971.
- Le Bas, M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen, A.L. & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Lebras, M., Megard, F., Dupuy, C., & Dostal, J. (1987). Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 99(4), 569-578.
- Lebrat, M. (1985). Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'occident équatorien: implications géodynamiques (Doctoral dissertation, Université des sciences et Techniques du Languedoc).
- Luzieux, L., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C., Winkler, W.. (2006). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters - EARTH PLANET SCI LETT.* 249. 400-414. 10.1016/j.epsl.2006.07.008.
- Luzieux, L. (2007). Origin and Late Cretaceous-Tertiary evolution of the Ecuadorian forearc (Doctoral dissertation, ETH Zurich).
- Macías Mosquera, K. S. (2018). Geoquímica de los Plutones de Pascuales y de Bajo Grande (Cantón Jipijapa): dataciones U-Pb en Zircones e implicaciones geodinámicas. Universidad de Guayaquil.
- Mahoney, J. J., Storey, M., Duncan, R. A., Spencer, K. J., & Pringle, M. (1993). Geochemistry and age of the Ontong Java Plateau. In *The mesozoic Pacific: Geology, tectonics, and volcanism* (Vol. 77, pp. 233-261). Washington, DC: AGU.
- Mahoney, J. J., Jones, W. B., Frey, F. A., Salters, V. J. M., Pyle, D. G., & Davies, H. L. (1995). Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and

southernmost Kerguelen Plateau: Cretaceous plateau volcanism in the southeast Indian Ocean. *Chemical Geology*, 120(3-4), 315-345.

Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Jaillard, E., Ethien, R., Hernandez, J., & Polvé, M. (2003). Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean–Colombian Plateau in Ecuador. *Lithos*, 66(3-4), 173-199.

Olsson, A. (1942). Tertiary and Quaternary fossils from the Burica Peninsula of Panama and Costa Rica.

Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Orogenic andesites and related rocks*, 528-548.

Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins.

Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12(79), 113.

Pearce, J. A. (2014). Immobile element fingerprinting of ophiolites. *Elements*, 10(2), 101-108.

Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.

Pichler, H., & Aly, S. (1983). Neue K-Ar-Alter plutonischer Gesteine in Ecuador. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 495-506.

Pringle, M. S., & Dalrymple, G. B. (1993). Geochronological constraints on a possible hot spot origin for Hess Rise and the Wentworth Seamount Chain. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 77, 263-277.

Reyes, P., & Michaud, F. (2012). Mapa Geológica de la margen costera ecuatoriana (1: 500000).

Reyes, P. (2013). Évolution du relief le long des marges actives: étude de la déformation Plio-Quaternaire de la cordillère côtière d'Équateur (Doctoral dissertation, Université Nice Sophia Antipolis). Nice, France 279 pp...

Reyes, P. S., Valarezo, M. E., Córdova, J., Michaud, F. A., & Zapata, C. (2018). Quantitative morphometric analysis of the Jama River profile in a tectonically active margin (Northwestern Ecuador). *Journal of Mountain Science*, 15(5), 966-975

Reynaud, C., Jaillard, É., Lapierre, H., Mamberti, M., & Mascle, G. H. (1999). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern

South America. *Tectonophysics*, 307(3-4), 235–254. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00099-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00099-2)

Sauer, W. (1965). *Geology of Ecuador*. Editorial de Ministerio de Education.

Seyler, M., Witt, C., Omaña, B., Durand, C., Chiaradia, M., Villagómez, D., & Poujol, M. (2021). Late Cretaceous felsic intrusions in oceanic plateau basalts in SW Ecuador: Markers of subduction initiation? *Journal of South American Earth Sciences*. 110. 103348. [10.1016/j.jsames.2021.103348](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103348).

Shervais, J. W. (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, 59(1), 101-118.

Sinclair, J. H., & Berkey, C. P. (1924). *Geology of Guayaquil, Ecuador, South America*. *American Journal of Science*, 5(42), 491-497.

Snelling, R. (1970). *Studies on North American bees of the genus Hylaeus*. 5. The subgenera *Hylaeus*, s. str. and *Paraprosopis* (Hymenoptera: Colletidae). *Contributions in Science-Los Angeles County Museum*, (180), 1-59.

Starr, P. & Pattison, D. (2019). Metamorphic devolatilization of basalts across the greenschist-amphibolite facies transition zone: insights from isograd mapping, petrography and thermodynamic modelling. *Lithos*, 342, 295-314.

Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. Geological Society, London, *Special Publications*, 42(1), 313-345.

Thompson, P. M., Kempton, P. D., White, R. V., Kerr, A. C., Tarney, J., Saunders, A. D., ... & McBirney, A. (2004). Hf–Nd isotope constraints on the origin of the Cretaceous Caribbean plateau and its relationship to the Galapagos plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 217(1-2), 59-75.

Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J., & Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157-171.

Vallejo Cruz, C. (2007). *Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene)* (Doctoral dissertation, ETH Zurich).

Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R., & Luzieux, L. (2009). *Evolución geodinámica de la cordillera Occidental (Cretácico tardío-Paleógeno)*.

- Van Melle, J., Vilema, W., Faure-Brac, B., Ordoñez, M., Lapierre, H., Jimenez, N., Jaillar, E., & Garcia, M. (2008). Pre-collision evolution of the Piñón oceanic terrane of SW Ecuador: stratigraphy and geochemistry of the "Calentura Formation". *Bulletin de la Société géologique de France*, 179(5), 433-443.
- Van Thournout, F., Hertogen, J., & Quevedo, L. (1992). Allochthonous terranes in northwestern Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1-3), 205-221.
- Villares, F., Garcia-Casco, A., Blanco-Quintero, I. F., Montes, C., Reyes, P. S., & Cardona, A. (2021). The Pelitetec ophiolitic belt (Ecuador): a window to the tectonic evolution of the Triassic margin of western Gondwana. *International Geology Review*, 63(18), 2232-2256.
- Weis, D., Ingle, S., Damasceno, D., Frey, F. A., Nicolaysen, K., & Barling, J. (2001). Origin of continental components in Indian Ocean basalts: Evidence from Elan Bank (Kerguelen Plateau, ODP Leg 183, Site 1137). *Geology*, 29(2), 147-150.
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187.
- Wilson, M. (Ed.). (1989). *Igneous petrogenesis*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Winchester, J. A., & Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 325-343.
- John, W. (2010). *An introduction to igneous and metamorphic petrology* (No. 552.1 W 784552.1 W 784552.1 W 784552.1 W 784).
- Witt, C., Poujol, M., Chiaradia, M., Villagomez, D., & Seyler, M. (2019). Evolution of the Northern Andes Cenozoic magmatic arc as recorded in the forearc detrital record. In 8th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Quito-Ecuador.
- Wolf, T. (1892). *Geografía y geología del Ecuador*. [Geography and Geology of Ecuador (798 p.)]. Quito: Casa de la Cultura Ecuatoriana.
- Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y., & Cotton, F. (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment. *Tectonics*, 35(5), 1249-1279.

## **CAPÍTULO VIII**

### **ANEXOS**

## **ANEXO I. EQUIPOS PARA PREPARACIÓN DE MUESTRAS**







## **ANEXO II. FICHAS DESCRIPTIVAS**

**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-01			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Región Costa Tomada en la primera Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Nombre Unidad</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Formación Piñón			
527138	9854643	30				
<b>Fecha</b>			Norte		Sur	
			<b>Ciudad/Referencia</b>			
			Guayaquil			

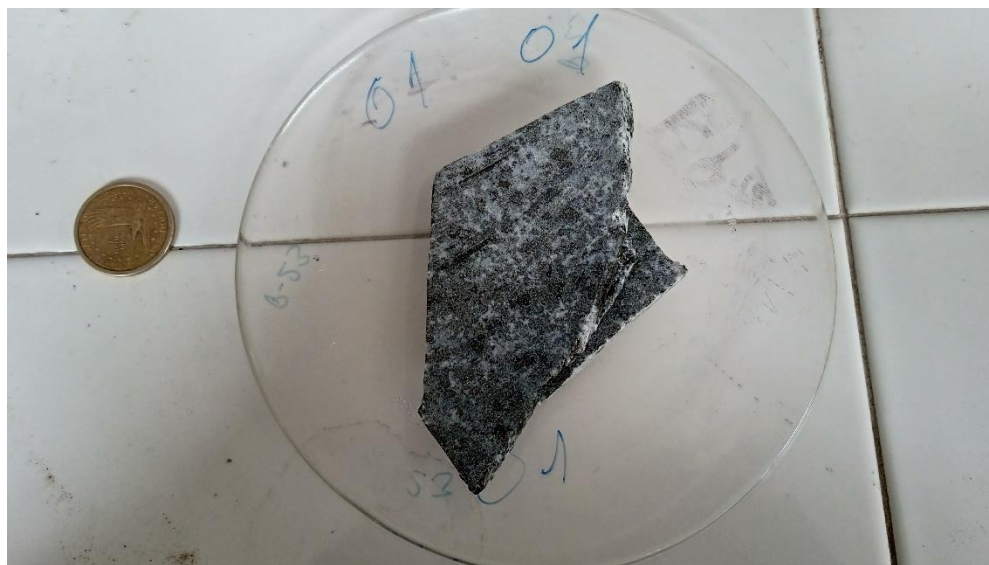
**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Porfírica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático.	65
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	20
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	15

**Tipo de Roca**

Ígnea-Basalto

**Fotografías Muestra de Mano**



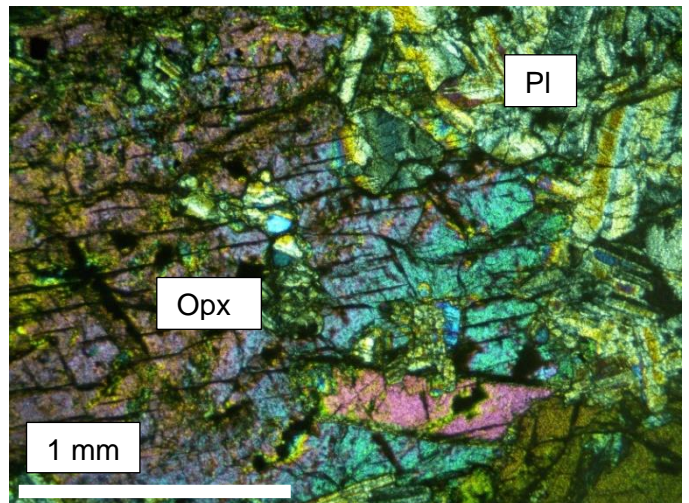
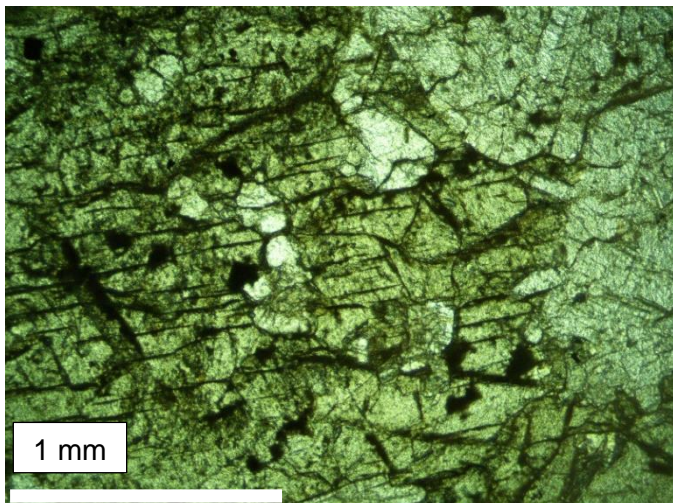
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura porfirítica, estructura desordenada, minerales de plagioclasa con textura esquelética, además de maclas carlsbad. Se encontrar microtexturas como: Poikilítica, intersticial, Sieve, Ofítica.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Existen fenocristales y microcristales que se reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	65%
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	20 %/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Olivinos	Crstales euhedrales de olivino, con ángulo de extinción de 90° y colores de interferencia de 3° orden.	10%
Minerales Secundarios	Opacos y clorita (óxidos de Fe-Ti) y alteración de los piroxenos.	3%

**Tipo de Roca**

Ígnea- Basalto

**Fotografías Lámina Delgada**



**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-02			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Tomada en la primera Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Región Costa</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Norte			Sur
527138	9854643	30	<b>Ciudad/Referencia</b>			
<b>Fecha</b>			Guayaquil			

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Porfirítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático.	60
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	36
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	4

**Tipo de Roca**

Ígnea-Basalto

**Fotografías Muestra de Mano**



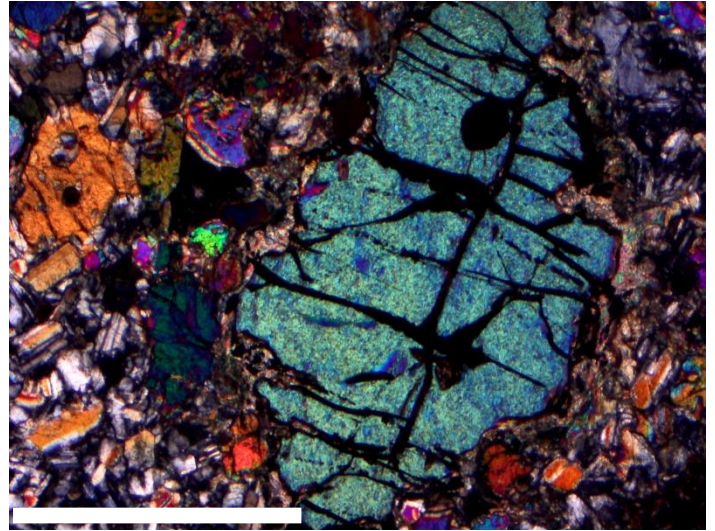
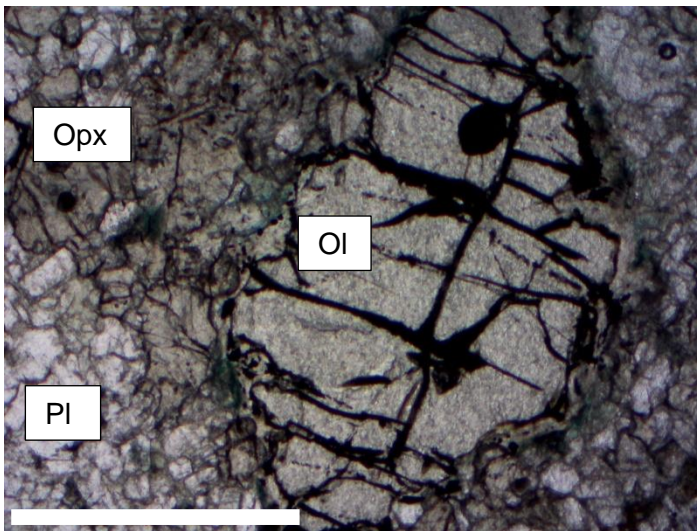
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura porfírica, estructura masiva y texturas tipo sieve en minerales de plagioclasa. Además de encontrar microtexturas como: Poikilítica, intergranular.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Los minerales de plagioclasa conforman la matriz (siendo esta microcristalina), además de presentar fenocristales que se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	60 %
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	36 %/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Olivino	Cristales de tamaño pequeño, subhedrales, se reconocen por sus colores de interferencia y relieve alto.	2 %
Minerales secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos.	2 %

**Tipo de Roca**

Ígnea- Basalto

**Fotografías Lámina Delgada**



**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-03			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Región Costa  Tomada en la primera Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Nombre Unidad</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Formación Piñón			
537475	9846931	63				
<b>Fecha</b>						
			Norte	Sur		
			<b>Ciudad/Referencia</b>			

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Fanerítica Finogranular	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático.	60
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	35
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	5

**Tipo de Roca**

Ígnea-Gabro

**Fotografías Muestra de Mano**



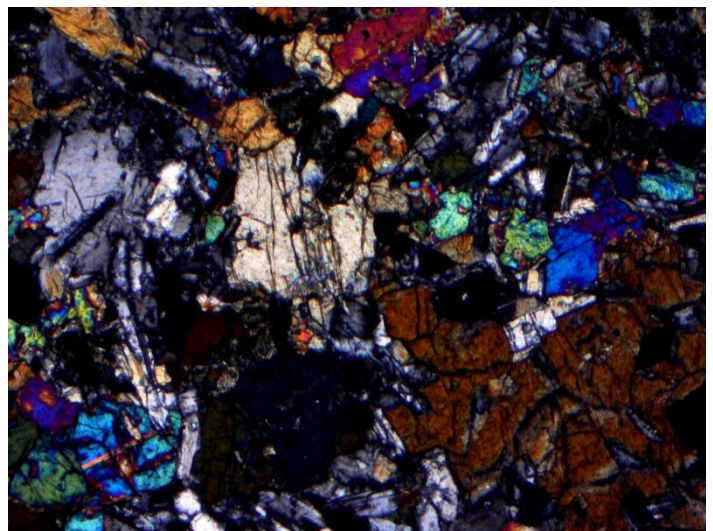
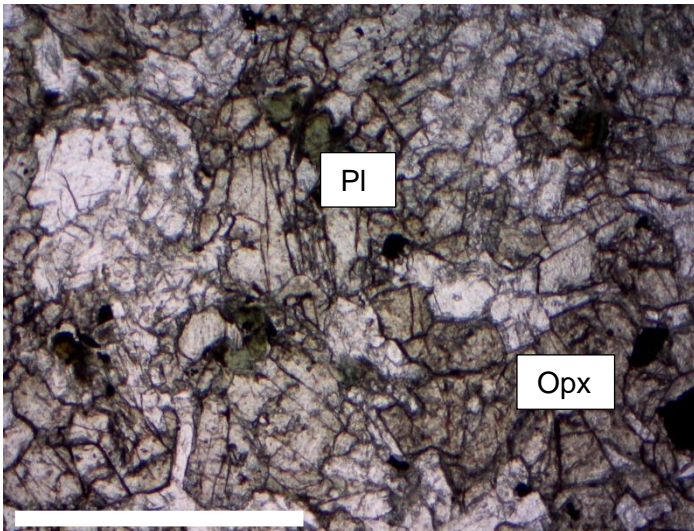
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura fanerítica, estructura desordenada. Además de encontrar microtexturas como: Poikilítica, Sieve, Ofítica, intergranular.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Los minerales de plagioclasa se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	60 %
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	35 %/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos.	5 %

**Tipo de Roca**

Ígnea- Gabro

**Fotografías Lámina Delgada**





**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-04			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Tomada en la primera Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Región Costa</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	<b>Norte</b>			Sur
537325	9847182	82	<b>Ciudad/Referencia</b>			
<b>Fecha</b>						

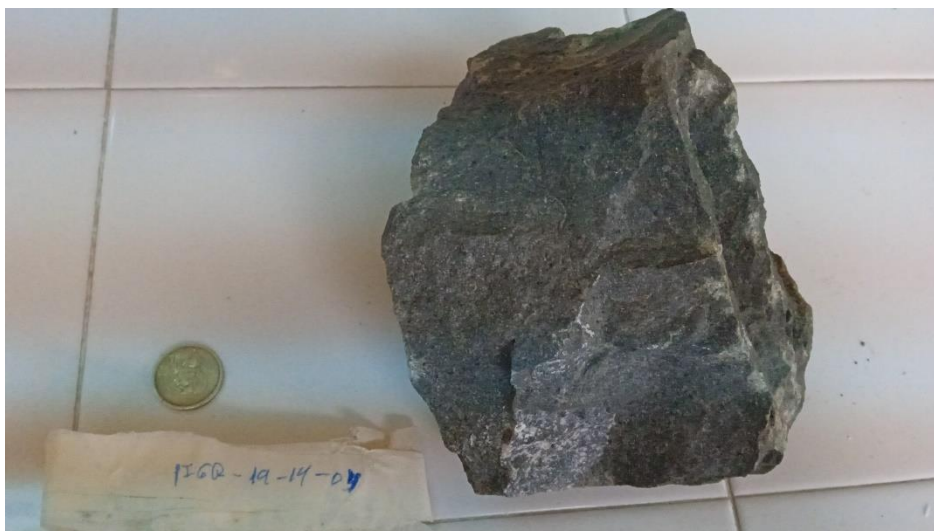
**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	<b>Porfirítica</b>	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático.	50
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	45
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	5

**Tipo de Roca**

Ígnea-Basalto

**Fotografías Muestra de Mano**



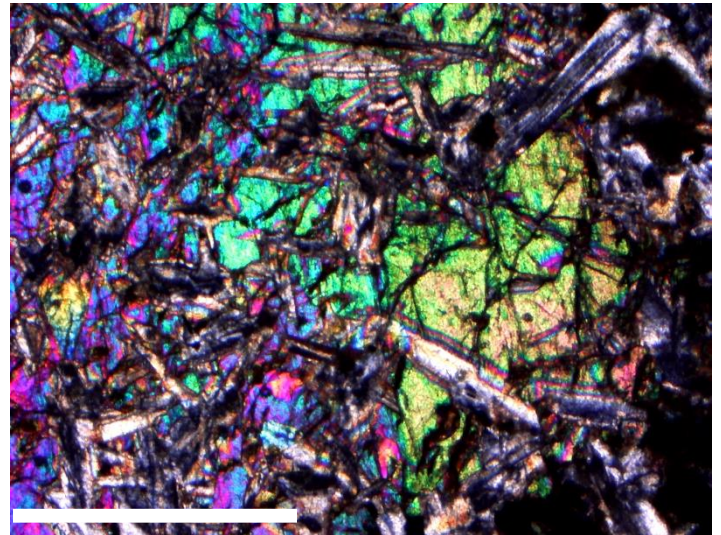
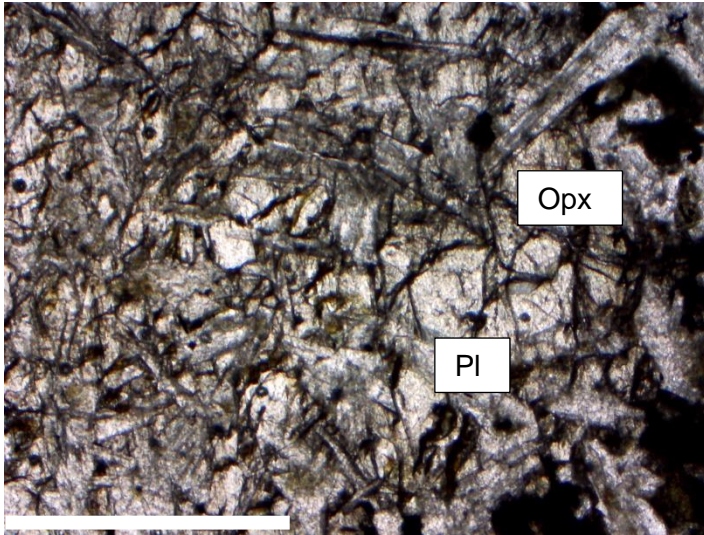
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura fanerítica, estructura desordenada, y zonación en minerales de plagioclasa. Además de encontrar microtexturas como: Poikilítica, Sieve, Ofítica.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan fenocristales cristales subhedrales en una matriz microcristalina, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	50 %
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	45 %/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos.	5 %

**Tipo de Roca**

Ígnea- Basalto

**Fotografías Lámina Delgada**



**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-05			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Tomada en la primera Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Región Costa</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Norte      Sur			
492645	9859902	82	<b>Ciudad/Referencia</b>			
<b>Fecha</b>						

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Fanerítica Finogranular	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático, con brillo vítreo a mate.	40
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	55
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	5

**Tipo de Roca**

Ígnea-Gabro

**Fotografías Muestra de Mano**



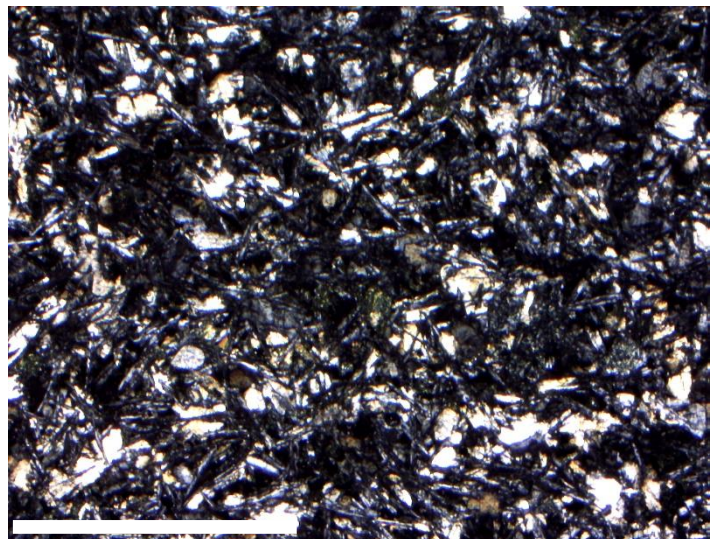
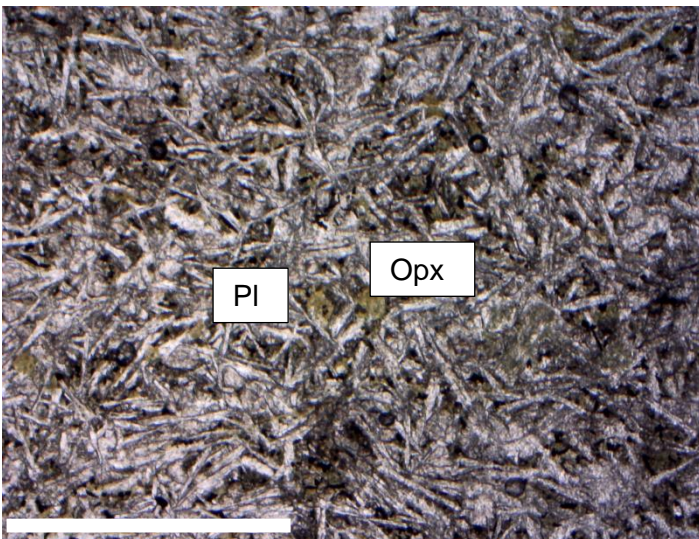
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Estructuras y Microtexturas</b>	Textura fanerítica finogranular, estructura desordenada. Además de encontrar microestructuras como: Poikilítica, Sieve, Ofítica.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Los minerales de plagioclasa se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	40 %
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	55 %/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Anfíboles	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos.	5 %

**Tipo de Roca**

Ígnea- Gabro

**Fotografías Lámina Delgada**



**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-06			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Región Costa  Tomada en la primera Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Nombre Unidad</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Formación Orquídeas			
602970	9998929	63				
<b>Fecha</b>			<b>Norte</b>			Sur
			<b>Ciudad/Referencia</b>			

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Porfirítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático.	35
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	5
Matriz	Le otorgo un brillo mate a la roca	55
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	5

**Tipo de Roca**

Ígnea-Andesita

**Fotografías Muestra de Mano**



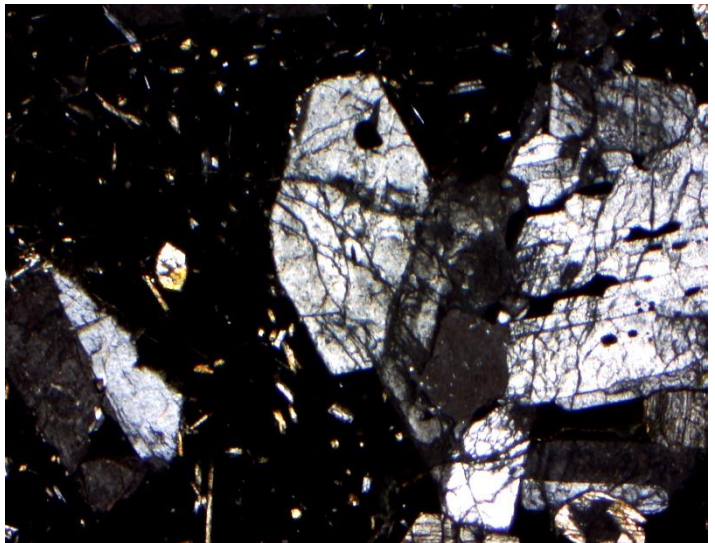
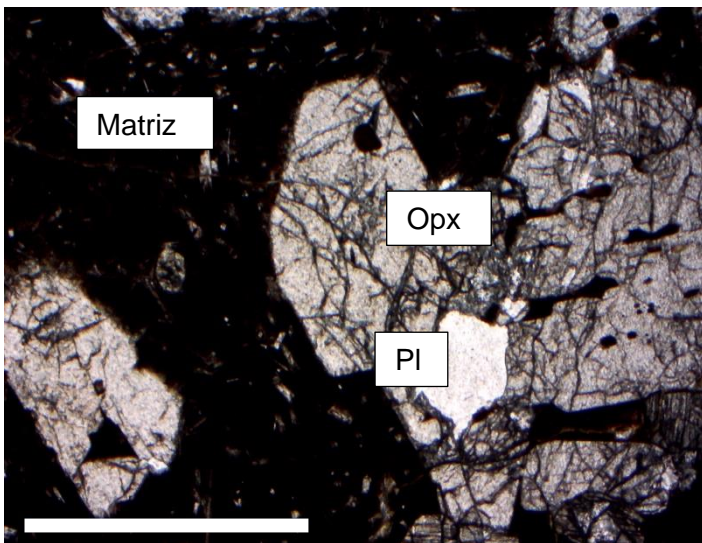
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura porfírica, estructura desordenada, y maclas en minerales de plagioclasa. Además de encontrar microestructuras como: Poikilítica, Sieve, Ofítica.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan fenocristales cristales subhedrales en una matriz microcristalina, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	45 %
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	55 %/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos..	5 %

**Tipo de Roca**

Ígnea- Andesita

**Fotografías Lámina Delgada**



**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-07			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Tomada en la segunda Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Región Costa</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Norte			Sur
609780	9787337	82	<b>Ciudad/Referencia</b>			
<b>Fecha</b>			Guayaquil			

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Fanerítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático, con brillo vítreo a mate.	53
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	43
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	4

**Tipo de Roca**

Ígnea-Gabro

**Fotografías Muestra de Mano**



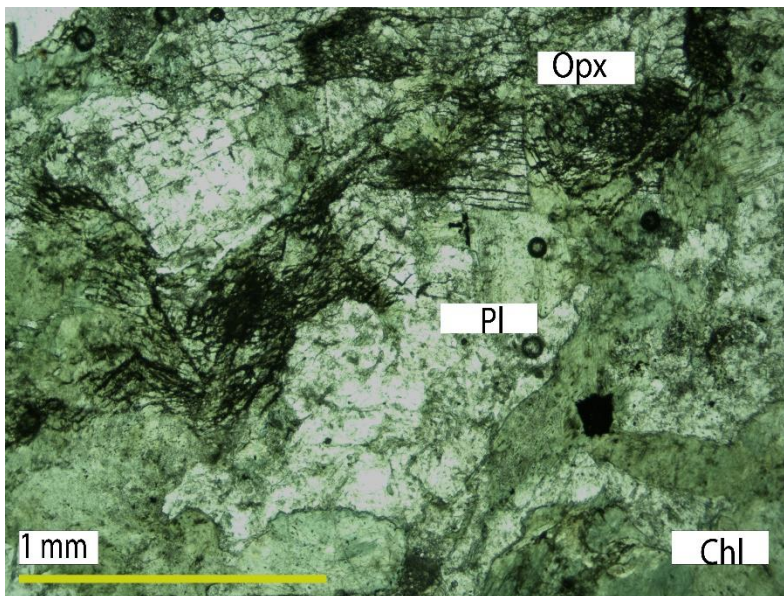
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura fanerítica, estructura desordenada. Además de encontrar microestructuras como: Poikilítica, Sieve, Ofítica.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Los minerales de plagioclasa se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	53 %
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	43 %/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos..	4 %

**Tipo de Roca**

Ígnea- Gabro

**Fotografías Lámina Delgada**





**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-08			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Tomada en la segunda Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Región Costa</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Norte			Sur
522444	9810423	9	<b>Ciudad/Referencia</b>			
<b>Fecha</b>			La Rinconada			

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	<b>Porfirítica</b>	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático, con brillo vítreo a mate.	60
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	35
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	5

**Tipo de Roca**

Ígnea-Basalto

**Fotografías Muestra de Mano**



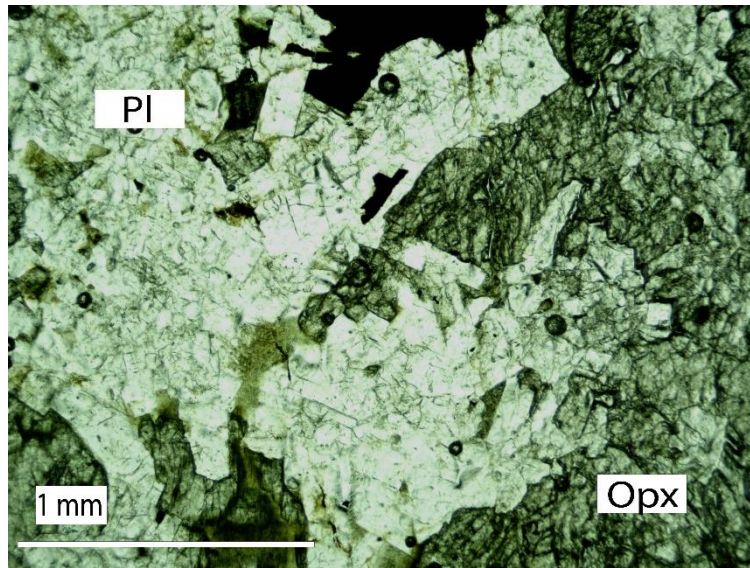
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura porfirítica, estructura desordenada, y bordes esponjosos en minerales de plagioclasa. Además de encontrar microtexturas como: Poikilítica, Sieve, Ofítica.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan fenocristales subhedrales en una matriz microcristalina, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Labradorita).	60 %
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	35 %/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos.	5 %

**Tipo de Roca**

Ígnea- Basalto

**Fotografías Lámina Delgada**



### Ficha Descriptiva

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-09				<b>Observaciones</b>
<b>Ubicación</b>			<b>Unidad/Formación</b>		Tomada en la segunda Salida de campo del proyecto
<b>Escala</b>	UTM		<b>Nombre Unidad</b>		
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Formación Piñón		
522444	9810423	9			
<b>Fecha</b>					
			Norte	Sur	
			<b>Ciudad/Referencia</b>		
			La Rinconada		

#### Descripción Petrográfica Muestra de Mano

<b>Textura</b>	Porfirítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático.	55
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	40
Olivino	Cristales de tamaño pequeño, subhedrales, se reconocen por sus colores de interferencia y relieve alto.	2
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	3

#### Tipo de Roca

Ígnea-Basalto

#### Fotografías Muestra de Mano



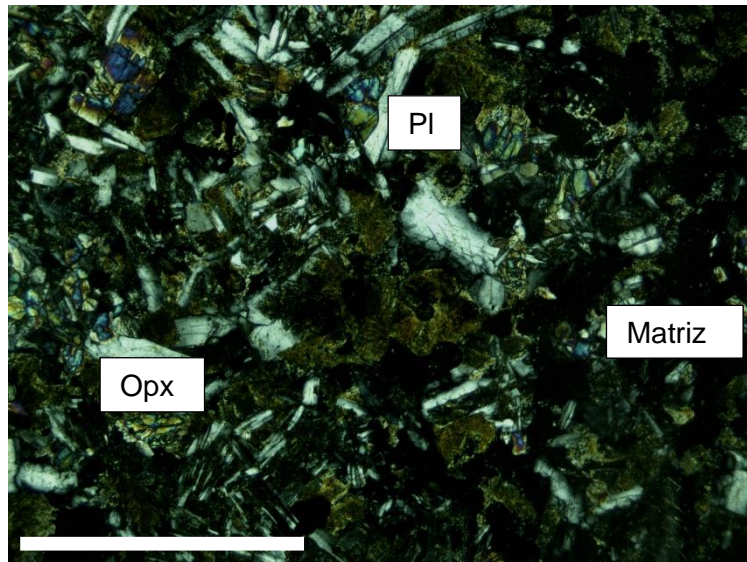
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura porfirítica, estructura desordenada. Además de encontrar microtexturas como: Poikilítica, Sieve, Ofítica, intergranular.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan fenocristales cristales subhedrales en una matriz microcristalina, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	55%
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	40%/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Olivino	Cristales de tamaño pequeño, subhedrales, se reconocen por sus colores de interferencia y relieve alto.	2%
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos.	3%

**Tipo de Roca**

Ígnea- Basalto

**Fotografías Lámina Delgada**



**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-10			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Tomada en la segunda Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Región Costa</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Norte			Sur
527627	9821947	141	<b>Ciudad/Referencia</b>			
<b>Fecha</b>			La Rinconada			

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Fanerítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático.	65
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	30
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	5

**Tipo de Roca**

Ígnea-Basalto

**Fotografías Muestra de Mano**



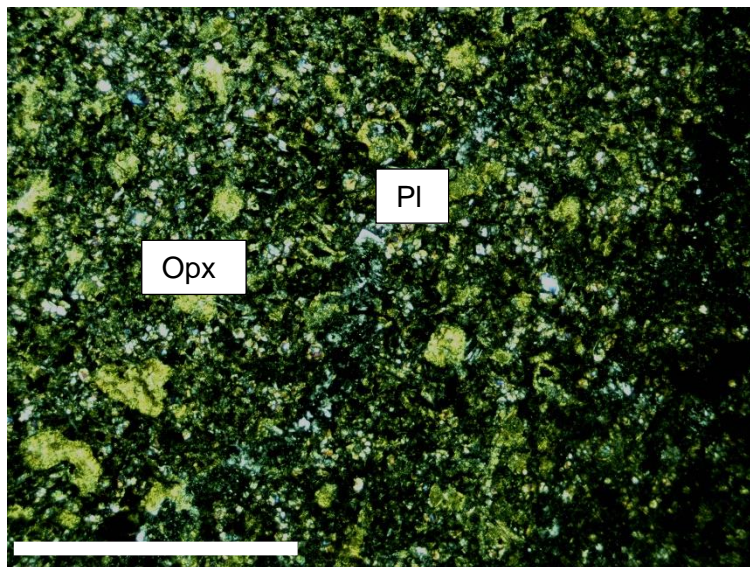
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura porfirítica, estructura desordenada. Además de encontrar microestructuras como: Poikilítica, Sieve, Ofítica.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan fenocristales subhedrales en una matriz microcristalina, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	65 %
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	30%/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos.	5 %

**Tipo de Roca**

Ígnea- Basalto

**Fotografías Lámina Delgada**



## **FICHA 11**

**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-12			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Tomada en la segunda Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Región Costa</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Norte			Sur
509765	9882826	29	<b>Ciudad/Referencia</b>			
<b>Fecha</b>			San Lorenzo			

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Porfirítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático.	50
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	15
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	5

**Tipo de Roca**

Ígnea-Basalto

**Fotografías Muestra de Mano**





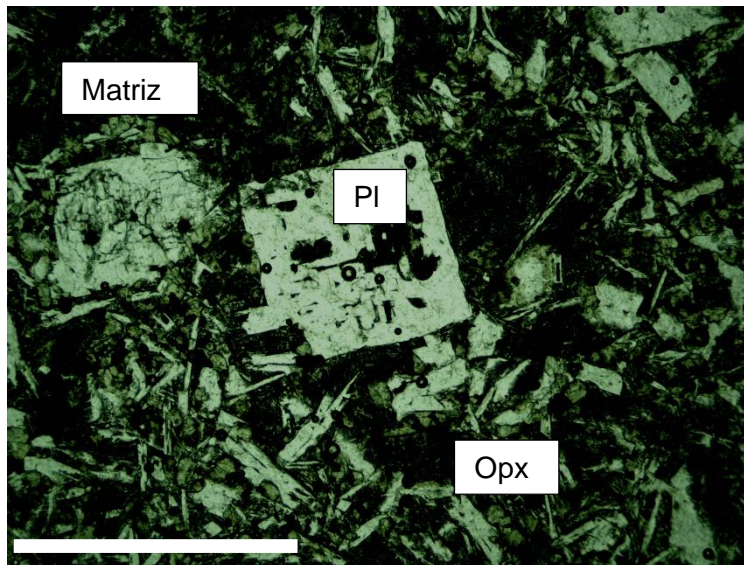
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura fanerítica, estructura desordenada. Además de encontrar microestructuras como: Poikilítica, Sieve, Ofítica, intergranular.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan fenocristales cristales subhedrales en una matriz microcristalina, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	50 %
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	15 %/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos.	5 %
<b>Matriz</b>	Si se observa 30 %	

**Tipo de Roca**

Ígnea- Basalto

**Fotografías Lámina Delgada**



**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-13			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		<b>Región Costa</b>  Tomada en la segunda Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Nombre Unidad</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Formación Piñón			
526712	9846195	16				
<b>Fecha</b>			Norte	Sur		
			<b>Ciudad/Referencia</b>			
			Puerto López- Cerro Vejo			

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Porfirítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático.	55
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	40
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	5

**Tipo de Roca**

Ígnea-Basalto

**Fotografías Muestra de Mano**



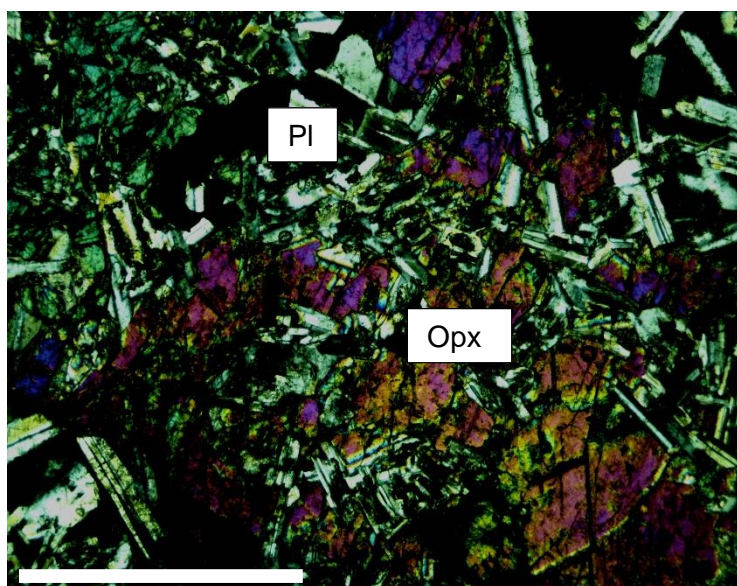
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura fanerítica, estructura desordenada. Además de encontrar microestructuras como: Poikilítica, Sieve, Ofítica.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan fenocristales cristales subhedrales en una matriz microcristalina, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	55 %
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	40 %/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos.	5 %

**Tipo de Roca**

Ígnea- Basalto

**Fotografías Lámina Delgada**



**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-14			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Tomada en la segunda Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Región Costa</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Norte			Sur
516360	9823306	9	<b>Ciudad/Referencia</b>			
<b>Fecha</b>			Salango			

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Fanerítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático, con brillo vítreo a mate.	60
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	35
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	5

**Tipo de Roca**

Ígnea-Gabro

**Fotografías Muestra de Mano**



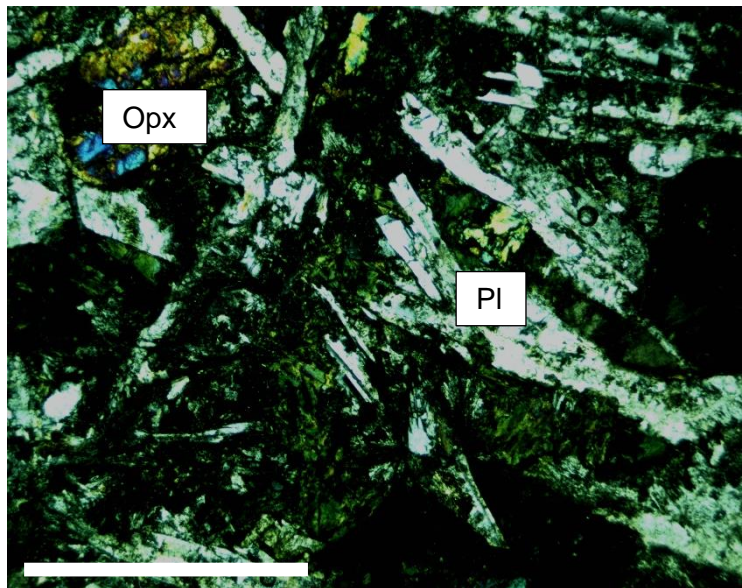
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura fanerítica, estructura desordenada. Además de encontrar microestructuras como: Poikilítica, Sieve, Ofítica.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan fenocristales cristales subhedrales en una matriz microcristalina, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	60 %
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	35 %/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos.	5 %

**Tipo de Roca**

Ígnea- Gabro

**Fotografías Lámina Delgada**



**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-15			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Tomada en la segunda Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Región Costa</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Norte			Sur
537795	9852095	424	<b>Ciudad/Referencia</b>			
<b>Fecha</b>			Jipi Japa			

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Porfirítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático, con brillo vítreo a mate.	55
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	35
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	6

**Tipo de Roca**

Ígnea-Basalto

**Fotografías Muestra de Mano**



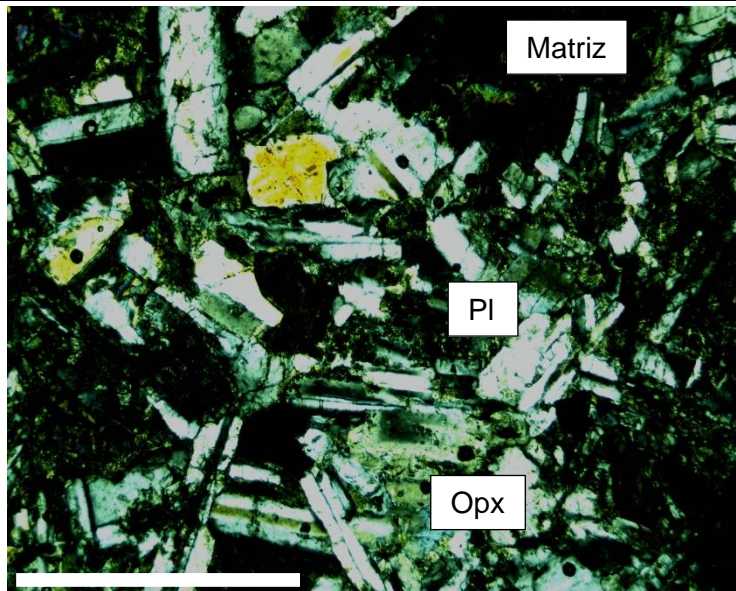
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microestructuras</b>	Textura fanerítica, estructura desordenada, y bordes esponjosos en minerales de plagioclasa. Además de encontrar microestructuras como: Poikilítica, Sieve, Ofítica.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan fenocristales cristales subhedrales en una matriz microcristalina, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	55%
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	35%/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Olivino	Cristales de tamaño pequeño, subhedrales, se reconocen por sus colores de interferencia y relieve alto.	4 %
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos.	6 %

**Tipo de Roca**

Ígnea- Basalto

**Fotografías Lámina Delgada**



**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-16			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Tomada en la segunda Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Región Costa</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Norte			Sur
537372	9882167	211	<b>Ciudad/Referencia</b>			
<b>Fecha</b>			Ciudad de Alfaro			

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Afanítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático, con brillo vítreo a mate.	20
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	10
Matriz	Color café, debido a la meteorización.	60
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	3

**Tipo de Roca**

Ígnea-Basalto Meteorizado

**Fotografías Muestra de Mano**





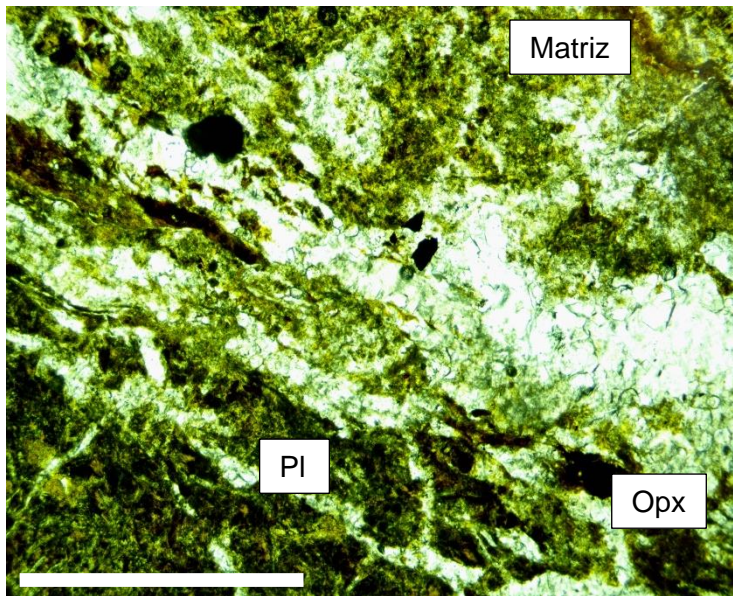
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura porfirítico, estructura desordenada. Además de encontrar microestructuras poco visibles, debido al estado de la muestra, como: Poikilítica, Sieve, Ofítica.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan fenocristales cristales subhedrales en una matriz, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	25%
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	10%/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Olivino	Cristales de tamaño pequeño, subhedrales, se reconocen por sus colores de interferencia y relieve alto.	2 %
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos.	3%
<b>Matriz</b>	Si se observa 60 %	

**Tipo de Roca**

Ígnea- Basalto

**Fotografías Lámina Delgada**



**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-17			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Tomada en la segunda Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Región Costa</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Norte			Sur
588539	9977711	105	<b>Ciudad/Referencia</b>			
<b>Fecha</b>			Jama			

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Porfirítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático, con brillo vítreo a mate.	40
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	52
<b>Minerales Secundarios</b>	Minerales de alteración como la clorita	8

**Tipo de Roca**

Ígnea-Basalto

**Fotografías Muestra de Mano**



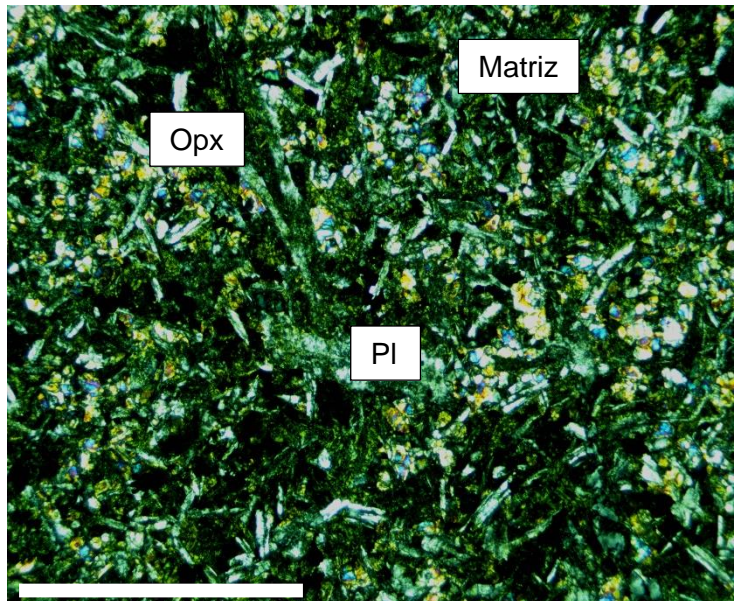
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura porfírica, estructura desordenada. Además de encontrar microestructuras como: Poikilítica, Sieve, Ofítica.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan cristales subhedrales en una matriz microcristalina, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	40%
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	52% / Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos.	8 %

**Tipo de Roca**

Ígnea- Basalto

**Fotografías Lámina Delgada**



**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-18			<b>Observaciones</b>	
<b>Ubicación</b>			<b>Unidad/Formación</b>	<b>Región Costa</b>	
<b>Escala</b>	UTM		<b>Nombre Unidad</b>		
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Formación Piñón	<b>Norte</b>	Sur
591911	9979740	78		<b>Ciudad/Referencia</b>	
<b>Fecha</b>				Vía Pedernales	

Tomada en la segunda Salida de campo del proyecto

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Afanítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático, con brillo vítreo a mate.	15
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	5
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	10

**Tipo de Roca**

Ígnea-Basalto

**Fotografías Muestra de Mano**



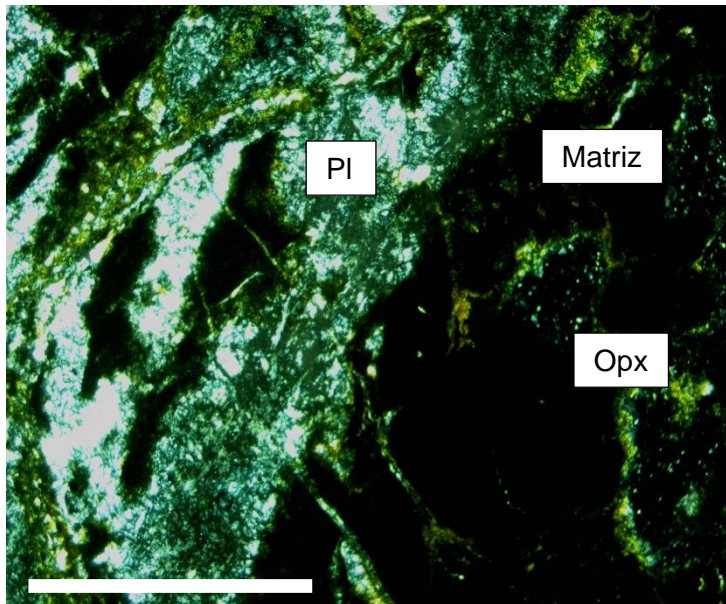
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura porfirítica, estructura desordenada. Además de encontrar microestructuras como: Poikilítica, Sieve, Ofítica, intergranular.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan cristales microcristalinos subhedrales, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	15%
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	5%/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita por alteraciones de piroxenos.	10
<b>Matriz</b>	Si se observa 70 %	

**Tipo de Roca**

Ígnea- Basalto

**Fotografías Lámina Delgada**



### Ficha Descriptiva

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-19				<b>Observaciones</b>
<b>Ubicación</b>			<b>Unidad/Formación</b>		Tomada en la segunda Salida de campo del proyecto
<b>Escala</b>	UTM		<b>Nombre Unidad</b>		
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Formación Piñón		
587078	9985719	65			
<b>Fecha</b>					
			<b>Región Costa</b>	Norte	Sur
			<b>Ciudad/Referencia</b>		
			Vía Pedernales		

#### Descripción Petrográfica Muestra de Mano

<b>Textura</b>	Porfirítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático.	30
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	15
Matriz		50
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	5

#### Tipo de Roca

Ígnea-Basalto

#### Fotografías Muestra de Mano



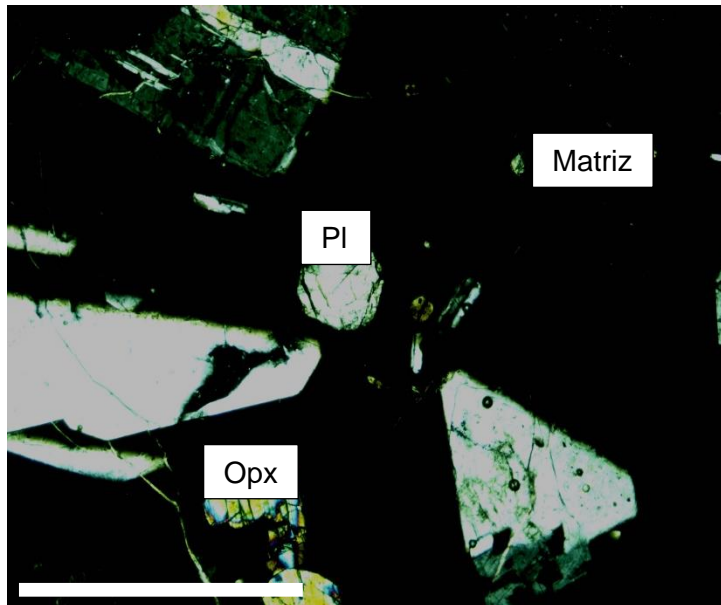
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura fanerítica, estructura desordenada, y bordes esponjosos, maclas en minerales de plagioclasa. Además de encontrar microestructuras como: Poikilítica, Sieve, Ofítica, intergranular.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan cristales subhedrales, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	30%
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	15%/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Minerales secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita.	5%
<b>Matriz</b>	Si se observa 50 %	

**Tipo de Roca**

Ígnea- Basalto

**Fotografías Lámina Delgada**



**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-20			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Tomada en la segunda Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Región Costa</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	<b>Norte</b>			Sur
587496	9986323	46	<b>Ciudad/Referencia</b>			
<b>Fecha</b>			Vía Pedernales			

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Porfirítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático.	30
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	3
	Matriz	61
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	3

**Tipo de Roca**

Ígnea-Andesita

**Fotografías Muestra de Mano**





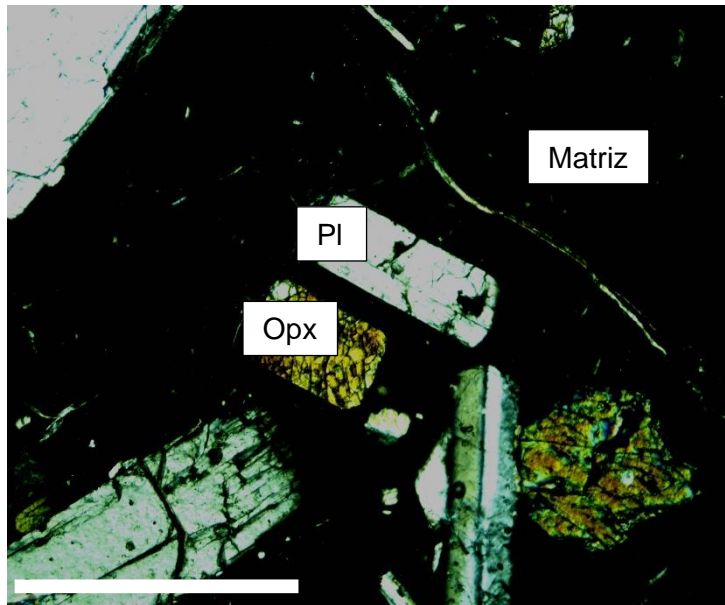
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microtexturas</b>	Textura porfirítica, estructura desordenada. Zonación en plagioclasa. Además de encontrar microestructuras como: Poikilítica, Sieve, Ofítica, intergranular.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan fenocristales euhedrales a subhedrales, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Labradorita).	30%
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	3%/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti) y clorita.	3%
<b>Matriz</b>	Si se observa 61 %	

**Tipo de Roca**

Ígnea-Andesita

**Fotografías Lámina Delgada**



**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-21			<b>Observaciones</b>			
<b>Ubicación</b>			<b>Unidad/Formación</b>	Tomada en la segunda salida de campo del proyecto			
<b>Escala</b>	UTM		<b>Nombre Unidad</b>			<b>Región Costa</b>	
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	Formación Piñón			Norte	Sur
615438	10004650	158				<b>Ciudad/Referencia</b>	
<b>Fecha</b>						Vía El Carmen	

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Porfirítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático.	65
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	30
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	5

**Tipo de Roca**

Ígnea-Basalto

**Fotografías Muestra de Mano**



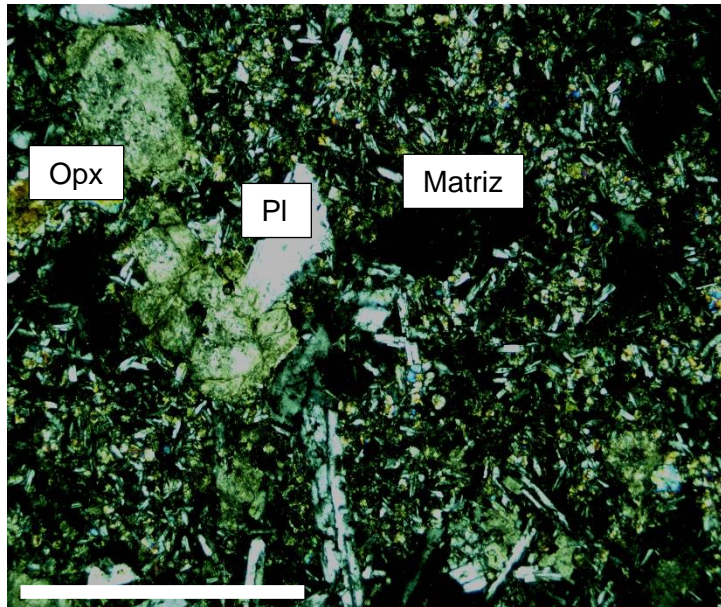
**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microestructuras</b>	Textura porfirítica, estructura desordenada. Además de encontrar microestructuras como: Poikilítica, Sieve, Ofítica.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan cristales subhedrales en una matriz microcristalina, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	65%
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a anhedrales, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	30%/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos Fe-Ti), clorita.	5%

**Tipo de Roca**

Ígnea- Basalto

**Fotografías Lámina Delgada**



**Ficha Descriptiva**

<b>Lámina</b>	PIG-19-14-22			<b>Observaciones</b>		
<b>Ubicación</b>		<b>Unidad/Formación</b>		Tomada en la segunda Salida de campo del proyecto		
<b>Escala</b>	UTM		<b>Región Costa</b>			
<b>X</b>	<b>Y</b>	<b>Z</b>	<b>Norte</b>			Sur
616303	10003641	233	<b>Ciudad/Referencia</b>			
<b>Fecha</b>			Vía El Carmen			

**Descripción Petrográfica Muestra de Mano**

<b>Textura</b>	Porfirítica	
<b>Estructura</b>	Maciza	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones/Porcentajes</b>
Plagioclasa	Minerales de coloración blanquecina y hábito tabular a prismático.	68
Piroxeno	Coloración negra de hábito tabular a prismático de brillo vítreo	30
Minerales Secundarios	Minerales de alteración como la clorita	2

**Tipo de Roca**

Ígnea-Basalto

**Fotografías Muestra de Mano**



**Descripción Petrográfica Lámina Delgada**

<b>Texturas y Microestructuras</b>	Textura porfírica, estructura desordenada. Además de encontrar microestructuras como: Poikilítica, Sieve, Ofítica.	
<b>Minerales</b>	<b>Características</b>	<b>Observaciones</b>
Plagioclasa	Se observan cristales subhedrales en una matriz microcristalina, se los reconocen debido a sus colores primarios, blanco, además de un relieve bajo a comparación de los piroxenos u olivinos. Los colores de interferencia de las plagioclasas son grises, su extinción permite reconocer el tipo de plagioclasa que se encuentra en la roca (Bitownita, Anortita).	68%
Piroxeno	Fenocristales subhedrales a xenomorfos, pleocroismo café amarillento con birrefringencia de segundo orden.	30%/ Algunos presentan inclusiones de plagioclasa y opacos.
Minerales Secundarios	Opacos (óxidos de Fe-Ti), clorita.	2%

**Tipo de Roca**

Ígnea- Basalto

**Fotografías Lámina Delgada**

