

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y  
PETRÓLEOS**

**CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE LAS  
UNIDADES TRES LAGUNAS Y SABANILLA EN LA CORDILLERA  
REAL ENTRE LOS 3.5° S Y 5° S.**

**TRABAJO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA EN  
GEOLOGÍA**

**MEJIA CEDEÑO KAREN GABRIELA**  
karen\_mejiac@outlook.com

**DIRECTOR: MSC. FABIÁN VILLARES**  
fabmar18@hotmail.com

**Quito, Diciembre 2017**

## DECLARACIÓN

Yo, Karen Gabriela Mejía Cedeño, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

---

KAREN GABRIELA MEJIA  
CEDEÑO

## CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Karen Gabriela Mejía Cedeño, bajo mi supervisión.

---

Msc. Fabián Villares Jibaja

**DIRECTOR DEL PROYECTO**

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Dios por estar conmigo en los momentos más difíciles y ayudarme a superarlos, además de poner en mi camino a personas que realmente me brindaron su apoyo a lo largo de mi carrera.

A las dos personas más importantes, mis padres, Bárbara y Paulo quienes me enseñaron que en la vida hay que ser perseverantes y no flaquear ante los problemas que se presenten. Por saber guiarme y estar conmigo día a día dándome su amor incondicional. Por tal razón les quedo eternamente agradecida siendo este logro por y para ellos, los amo.

Gracias a mi hermano, Danny, por toda una vida juntos donde hemos compartido la dicha de tener unos padres inigualables en todo sentido. Tú amor y apoyo hace que sienta que tengo en quien confiar sin condición. A mi abuelita, Amelia, quien ha sido mi segunda mamá, a usted le agradezco todo el cariño y cuidado que a lo largo de estos años ha sabido darnos tanto a mi hermano como a mí.

Al amor de mi vida, Mateo. No fuiste solo mi compañero de aula, sino también mi mejor amigo. Por ti he tenido los mejores años de mi vida, compartiendo experiencias que me han hecho crecer como persona. Gracias por estar ahí para mí, por todo tu amor y apoyo incondicional.

Le doy gracias a los profesores de la facultad, pero principalmente a mi tutor Fabián Villares, por brindarme la confianza y guía, además del tiempo invertido para poder desarrollar un buen trabajo.

Agradezco a mis amigos Emilia, Mayra, Josué y Juver. Por ustedes estos años de carrera han sido inolvidables, son mi segunda familia con la que puedo contar en los buenos y malos momentos. Espero que nuestra amistad perdure a través de los años. ¡Los quiero!

## DEDICATORIA

*A*

*Mis padres Bárbara y Paulo, por su amor incondicional.*

*Mi hermano Danny, por creer en mí.*

*Mi abuelita Amelia, por todo su cariño.*

*Mateo, el amor de mi vida, por tu apoyo y confianza.*

*Mi Lulú.*

## CONTENIDO

<b>DECLARACIÓN</b> .....	<b>I</b>
<b>CERTIFICACIÓN</b> .....	<b>II</b>
<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	<b>III</b>
<b>DEDICATORIA</b> .....	<b>IV</b>
<b>CONTENIDO</b> .....	<b>V</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b> .....	<b>VIII</b>
<b>ÍNDICE DE TABLAS</b> .....	<b>XI</b>
<b>RESUMEN</b> .....	<b>XII</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>XIII</b>
<b>CAPÍTULO 1</b> .....	<b>1</b>
<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS .....	1
1.2 OBJETIVOS .....	2
1.2.1 OBJETIVO GENERAL .....	2
1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	2
1.3 ALCANCE .....	2
1.4 ÁREA DE ESTUDIO .....	3
1.4.1 UBICACIÓN .....	3
1.5 ESTUDIOS PREVIOS .....	4
<b>CAPÍTULO 2</b> .....	<b>6</b>
<b>MARCO TEÓRICO</b> .....	<b>6</b>
2.1 AMBIENTE GEODINÁMICO ACTUAL .....	6
2.2 GEOLOGÍA REGIONAL .....	7
2.3 DIVISIONES LITOTECTÓNICAS DE LA CORDILLERA REAL .....	11
2.3.1 DIVISIÓN GUAMOTE .....	11
2.3.2 DIVISIÓN ALAO .....	11
2.3.3 DIVISIÓN LOJA .....	12
2.3.4 DIVISIÓN SALADO .....	16
2.3.5 DIVISIÓN ZAMORA .....	17
2.4 TECTÓNICA Y EVOLUCIÓN REGIONAL .....	19
2.4.3 FALLA PELTETEC .....	21
2.4.4 FALLA BAÑOS .....	21

2.4.5 FALLA LLANGANATES .....	22
2.4.6 FALLA COSANGA-MENDEZ .....	22
<b>CAPÍTULO 3 .....</b>	<b>23</b>
<b>METODOLOGÍA .....</b>	<b>23</b>
3.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA .....	23
3.2 SELECCIÓN DE MUESTRAS .....	23
3.3 DESCRIPCIÓN MACRO Y MICROSCÓPICA .....	23
3.4 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL .....	24
3.4.1 DETERMINACIÓN DE ELEMENTOS MAYORES POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X (WD-XRF) .....	24
3.4.2 DETERMINACIÓN DE ELEMENTOS TRAZA POR ICP-OES .....	24
3.4.3 DETERMINACIÓN DE TIERRAS RARAS, U Y TH POR ICP-MS ....	25
3.5 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.....	26
3.6 REDACCIÓN Y PREPARACIÓN DEL INFORME FINAL.....	26
<b>CAPÍTULO 4 .....</b>	<b>27</b>
<b>RESULTADOS.....</b>	<b>27</b>
4.1 PETROGRAFÍA DE LAS UNIDADES TRES LAGUNAS Y SABANILLA.....	27
4.1.1 PETROGRAFÍA DE LA UNIDAD TRES LAGUNAS .....	29
Características mineralógicas y texturales de las rocas pertenecientes a la Unidad Tres Lagunas. ....	47
4.1.2 PETROGRAFÍA DE LA UNIDAD SABANILLA .....	47
Estimación de protolito, características y facies del metamorfismo de la Unidad Sabanilla.....	62
4.2 GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES TRES LAGUNAS Y SABANILLA .....	65
4.2.1 GEOQUÍMICA DE LA UNIDAD TRES LAGUNAS.....	66
<u>Elementos Mayores</u> .....	66
<u>Clasificación Geoquímica</u> .....	70
<u>Elementos En Trazas y Tierras Raras</u> .....	71
<u>Diagramas Multielementales Normalizados</u> .....	73
<u>Afinidades Geoquímicas</u> .....	76
<u>Origen y Ambiente Tectónico</u> .....	80
4.2.2 GEOQUÍMICA DE LA UNIDAD SABANILLA.....	83
<u>Elementos Mayores</u> .....	83
<u>Diagramas Multielementales Normalizados</u> .....	84
<u>Afinidades Geoquímicas</u> .....	87

<u>Origen y Ambiente Tectónico</u> .....	92
<b>CAPÍTULO 5</b> .....	<b>94</b>
<b>DISCUSIÓN</b> .....	<b>94</b>
6.1 UNIDAD TRES LAGUNAS.....	94
6.1.1 RELACIONES DE CAMPO .....	94
6.1.2 PETROGRAFÍA.....	94
6.1.3 GEOQUÍMICA .....	95
6.1.4 ORIGEN Y AMBIENTE TECTÓNICO.....	98
6.2 UNIDAD SABANILLA.....	100
6.2.1 RELACIONES DE CAMPO .....	100
6.2.2 PETROGRAFÍA.....	100
6.2.3 GEOQUÍMICA .....	103
6.2.4 ORIGEN Y AMBIENTE TECTÓNICO.....	106
6.3 CORRELACIÓN GEOQUÍMICA ENTRE LAS UNIDADES TRES LAGUNAS Y SABANILLA CON LAS ROCAS PERMO-TRIÁSICAS DE LA CORDILLERA CENTRAL DE COLOMBIA (COMPLEJO CAJAMARCA).....	108
<b>CAPÍTULO 6</b> .....	<b>112</b>
<b>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b> .....	<b>112</b>
6.1 CONCLUSIONES .....	112
6.2 RECOMENDACIONES .....	114
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	115
<b>ANEXOS</b> .....	<b>124</b>



## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.1</b> Mapa de ubicación del área de estudio.....	3
<b>Figura 2.1</b> Marco geodinámico del Ecuador y países vecinos.....	7
<b>Figura 2.2</b> Esquema geológico simplificado de Ecuador. Tomado de Spikings & Crowhurst (2004).....	10
<b>Figura 2.3</b> Representación Jurásico – Cretácico Temprano del modelo de terrenos de Litherland et al., (1994) para las rocas expuestas en la Cordillera Real del Ecuador.....	20
<b>Figura 4.1</b> Mapa de muestras de la zona de estudio.....	28
<b>Figura 4.2</b> Fotografías representativas de la Unidad Tres Lagunas en campo. ...	30
<b>Figura 4.3</b> Fotografías de las láminas delgadas correspondientes a las muestras de la Unidad Tres Lagunas. ....	33
<b>Figura 4.4</b> Diagrama de clasificación para rocas Ígneas Plutónicas (Le Maitre et al., 2002) con las muestras de la Unidad Tres Laguna ploteadas y su respectiva simbología.....	36
<b>Figura 4.5</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en las texturas y estructuras del cuarzo.....	38
<b>Figura 4.6</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en las deformaciones del cuarzo.....	39
<b>Figura 4.7</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en las plagioclasas sódicas.....	40
<b>Figura 4.8</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en las micas.....	42
<b>Figura 4.9</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en los feldespatos potásicos.....	43
<b>Figura 4.10</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas a los minerales constituyentes $\geq 5\%$ de contenido.....	44
<b>Figura 4.11</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en los minerales de reacción retrógrada como la sericita. ....	45
<b>Figura 4.12</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en los minerales reacción retrógrada como la clorita. ....	46
<b>Figura 4.13</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en los minerales constituyentes $< 5\%$ de contenido como la calcita, clinozoisita y zoisita.....	46
<b>Figura 4.14</b> Fotografías representativas de la Unidad Sabanilla en campo. ....	50
<b>Figura 4.15</b> Fotografías de las láminas delgadas de la Unidad Sabanilla. ....	53
<b>Figura 4.16</b> Fotografías de las láminas delgadas de la Unidad Sabanilla. ....	54
<b>Figura 4.17</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en el cuarzo. ....	55
<b>Figura 4.18</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en las plagioclasas.....	57

<b>Figura 4.19</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en los feldespatos potásicos. ....	58
<b>Figura 4.20</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en las micas. ....	59
<b>Figura 4.21</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas a minerales índice. ....	60
<b>Figura 4.22</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas a los minerales constituyentes $\geq 5\%$ de contenido. ....	61
<b>Figura 4.23</b> Fotografías de las láminas delgadas enfocadas a los minerales constituyentes $< 5\%$ de contenido, muestra 57V-JPJ-020. ....	62
<b>Figura 4.24</b> Subdivisión de rocas compuestas por cuarzo $\pm$ feldespato $\pm$ mica (mica incluye el resto de componentes que conforman la roca). Diagrama tomado de Robertson, S. (1999). ....	64
<b>Figura 4.25</b> Diagramas Harker en los que se presentan los valores de los elementos mayores en (wt. %) vs. el contenido de $\text{SiO}_2$ (wt. %) para las rocas Unidad Tres Lagunas. ....	69
<b>Figura 4.26</b> Diagrama de clasificación TAS ( $\text{SiO}_2$ vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ), según Le Bas et al. (1986) para las rocas de la Unidad Tres Lagunas. ....	70
<b>Figura 4.27</b> Diagrama triangular de Ba-Rb-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975). (GDF: granito fuertemente diferenciado, GN: granito normal, GA: granito anómalo, C-D: cuarzodiorita, G-D: granodiorita, D: diorita). ....	70
<b>Figura 4.28</b> Diagramas de variación para algunos elementos traza, contenido expresado en ppm vs $\text{SiO}_2$ (wt%) para las rocas Unidad Tres Lagunas. ....	72
<b>Figura 4.29</b> Diagrama multielemental normalizado a la condrita (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de la Unidad Tres Lagunas. ....	74
<b>Figura 4.30</b> Diagramas de multielementos normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de la Unidad Tres Lagunas. ....	75
<b>Figura 4.31</b> Diagrama de multielementos normalizado a la corteza continental superior (Taylor y McLennan, 1985) para las rocas de la Unidad Tres Lagunas. ....	76
<b>Figura 4.32 (a)</b> Índice de saturación de aluminio (ASÍ) vs $\text{SiO}_2$ . <b>(b)</b> Diagrama de Maniar y Piccoli (1989). Rocas de la Unidad Tres Lagunas con afinidad peraluminosa. ....	76
<b>Figura 4.33 (a)</b> Diagrama de clasificación para granitoides de Bea et al. (2000). Contenidos en $\text{SiO}_2$ con 64 - 70% para las rocas de la Unidad Tres Lagunas. ...	77
<b>Figura 4.33 (b)</b> Diagrama de clasificación para granitoides de Bea et al. (2000). Contenidos con $\text{SiO}_2 > 70\%$ para las rocas de la Unidad Tres Lagunas. (A: granitoides anorogénicos, M: granitoides primitivos, I: granitoides de origen ígneo, S: granitoides de origen sedimentario). ....	78
<b>Figura 4.34</b> Diagrama de $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ vs. $\text{SiO}_2$ wt. % mostrando el límite entre los plutones ferruginosos y magnesianos, Frost et al. (2001) para las rocas de la Unidad Tres Lagunas. ....	79
<b>Figura 4.35</b> Muestras de la zona de estudio para la Unidad Tres Lagunas. a) Diagrama de Frost et al. (2001) (C: cálcico, C-A: calco-alcalino, A-C: alcalino-cálcico, A: alcalino). ....	79

<b>Figura 4.36</b> Diagrama de Rittmann y Gottini (1980) (CA: calco-alcalina; Th + AL: toleítica + alcalina, para las muestras de la Unidad Tres Lagunas. ....	80
<b>Figura 4.37</b> Diagramas de proveniencias para las muestras de la Unidad Tres Lagunas. ....	81
<b>Figura 4.38</b> Diagrama de discriminación de $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (después de Garrels & McKenzie 1971) para las rocas de la Unidad Tres Lagunas. ....	82
<b>Figura 4.39</b> Diagrama multielemental normalizado a la condrita (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de la Unidad Sabanilla.....	85
<b>Figura 4.40</b> Diagrama de multielementos normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de la Unidad Sabanilla.....	86
<b>Figura 4.41</b> Diagrama de multielementos normalizado a la corteza continental superior (Taylor y McLennan, 1985) para las rocas de la Unidad Sabanilla. ....	87
<b>Figura 4.42 (a)</b> Índice de saturación de aluminio (ASÍ) vs $\text{SiO}_2$ . <b>(b)</b> Diagrama de Maniar y Piccoli (1989). Rocas de la Unidad Sabanilla con afinidad peraluminosa. ....	88
<b>Figura 4.43</b> Diagrama de clasificación para granitoides de Bea et al. (2000).....	89
<b>Figura 4.44</b> Diagrama de $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ vs. $\text{SiO}_2$ wt. % mostrando el límite entre los plutones ferruginosos y magnesianos, Frost et al. (2001) para las rocas de la Unidad Sabanilla. ....	90
<b>Figura 4.45</b> Diagrama de Frost et al. (2001). (C: cálcico, C-A: calco-alcalino, A-C: alcalino-cálcico, A: alcalino) para las rocas de la Unidad Sabanilla. ....	91
<b>Figura 4.46</b> Diagrama de Rittmann y Gottini (1980) (CA: calco-alcalina; Th + AL: toleítica + alcalina), para las muestras de la Unidad Tres Lagunas. ....	91
<b>Figura 4.47</b> Diagramas de proveniencias para las muestras de la Unidad Sabanilla.....	92
<b>Figura 4.48</b> Diagramas geoquímicos que representan la composición específica de las rocas de la Unidad Sabanilla. ....	93
<b>Figura 5.1</b> Diagrama de campos de fusión parcial de diferentes fuentes de roca después de Gerdes et al. (2000) y sus referencias. Los datos están expresados en moles, para las rocas de la Unidad Tres Lagunas. ....	98
<b>Figura 5.2</b> Diagrama La/Sm vs. La según Jiang 2005 mostrando una tendencia de fusión parcial para las rocas de la Unidad Tres Lagunas. ....	99
<b>Figura 5.3 (a)</b> Diagrama multielemental normalizado a la condrita (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de la Unidad Sabanilla. <b>(b)</b> Diagrama multielemental normalizado a la condrita (Sun y McDonough, 1985) de la corteza continental superior, tomado de Rudnick, 2003. ....	104
<b>Figura 5.4 (a)</b> Diagrama Rb vs. Th. <b>(b)</b> Diagrama Rb vs. Y, las tendencias de los granitos tipi S & I son de Chappell (1999). ....	105
<b>Figura 5.5</b> Diagrama de discriminación de $\text{Nb}/\text{SiO}_2$ después de Pearce y Gale, 1977. ....	107

<b>Figura 5.6 (a)</b> Índice de saturación de aluminio (ASÍ) vs SiO <sub>2</sub> . <b>(b)</b> Diagrama de Maniar y Piccoli (1989). Rocas Permo-Triásicas de Ecuador y Colombia con afinidad peraluminosa. ....	108
<b>Figura 5.7 (a)</b> Diagrama de multielementos normalizados al N-MORB (Sun y McDonough, 1989). <b>(b)</b> Diagrama de la Corteza Continental Superior (Taylor y McLennan, 1985) de las rocas Permo-Triásicas de Ecuador y Colombia. ....	109
<b>Figura 5.8</b> Trayectoria P-T para las rocas de las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla. La estrella amarilla estima las condiciones de P-T para el segundo grupo de Sabanilla en base a la asociación mineralógica que presentan y la estrella azul indica las condiciones de P-T para las rocas de la Unidad Tres Lagunas y primer grupo de rocas de la Unidad Sabanilla. ....	111

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 2.1</b> Resumen de la geología pre-Cretácica de la Cordillera Real y la Zona Subandina. FUENTE: modificado de Aspden et al. (1992) y Litherland et al. (1994). ....	19
<b>Tabla 4.1</b> Caracterización petrográfica de las muestras de la Unidad Tres Lagunas. Abreviaciones según (SCMR-IUGS). ....	34
<b>Tabla 4.2</b> Caracterización petrográfica de las muestras de la Unidad Sabanilla. Abreviaciones según (SCMR-IUGS). ....	52
<b>Tabla 4.3</b> Compilado de muestras con análisis químicos de las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla detallando hoja geológica, UTM, LOI y nombre de la roca..	65
<b>Tabla 4.4</b> Datos de óxidos mayores de las muestras de la Unidad Tres Lagunas obtenidos por Fluorescencia de Rayos X (los marcados con * corresponden a los datos tomados de Litherland et al., 1994 y los marcados con • corresponden a los datos de Cochrane, 2013). ....	67
<b>Tabla 4.5</b> Datos de óxidos mayores de las muestras de la Unidad Sabanilla obtenidos por Fluorescencia de Rayos X (los marcados con • corresponden a los datos tomados de Cochrane, 2013). ....	84

## RESUMEN

El presente trabajo se refirió a la caracterización petrográfica y geoquímica de las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla pertenecientes a la División Loja en la Cordillera Real, entre las provincias de Loja y Zamora Chinchipe al sur del país.

La descripción petrográfica de la Unidad Tres Lagunas identifica tres tipos de litologías; granitos, gneises y esquistos con asociaciones mineralógicas que comprenden cuarzo + albita + feldespato potásico + biotita ± moscovita originadas a partir de rocas cuarzo-feldespático, además de presentar minerales de alteración como la clorita y sericita. Se registraron varias microestructuras producto de la deformación a la que fueron sometidas estas rocas, entre estas tenemos la microcrenulación y desarrollo de fábricas S/C.

Respecto a la Unidad Sabanilla, se reconocieron litologías correspondientes a gneises y esquistos con asociaciones de minerales característicos de rocas ígneas como en la Unidad Tres Lagunas y también de origen pelítico (cuarzo + plagioclasa + feldespato alcalino + biotita ± moscovita ± cordierita ± andalucita ± estauroлита ± granate) donde la mayoría de las muestras con esta asociación mineralógica alcanzan facies de anfíbolita o incluso mayores, excepto por una singular muestra que presenta facies de granulita con temperaturas que varían entre 500 – 800 °C aproximadamente, además en algunas rocas se evidencia la presencia de microcrenulación y micropliegues asociados a eventos de deformación.

Geoquímicamente ambas Unidades exhiben índices de saturación de aluminio mayores a 1, identificándose como granitos tipo S. Presentan altos contenidos en LREE respecto a los HREE, reflejado en las relaciones de  $(La/Yb)_{CN} > 1$ , y al ser correlacionadas con la corteza continental superior evidencian las mismas concentraciones de elementos traza confirmando la existencia de material cortical en su composición.

Por medio de las relaciones de óxidos mayores y elementos traza (Th/Sc; La/Th) se determinó la composición y proveniencia de las rocas para ambas unidades asociadas a una zona de rift.

## ABSTRACT

The present work referred to the petrographic and geochemical characterization of the Tres Lagunas and Sabanilla Units belonging to the Loja Division in the Cordillera Real, between the provinces of Loja and Zamora Chinchipe in the south of the country.

The petrographic description of the Tres Lagunas Unit identifies three types of lithologies; granites, gneisses and schists with mineralogical associations that include quartz + albite + potassium feldspar + biotite ± muscovite originated from quartz-feldspathic rocks, in addition to presenting alteration minerals such as chlorite and sericite. Several microstructures were registered as a result of the deformation to which these rocks were subjected; among these we have the microcrenulation and development of factories S/C.

Regarding the Sabanilla Unit, lithologies were recognized for gneisses and schists with mineral associations characteristic of igneous rocks such as in the Tres Lagunas Unit and also of pelitic origin (quartz + plagioclase + alkali feldspar + biotite ± muscovite ± cordierite ± andalusite ± staurolite ± garnet) where the majority of the samples with this mineralogical association reach amphibolite facies or even greater, except for a singular sample that presents granulite facies with temperatures ranging between 500 - 800 °C approximately, in addition in some rocks the presence is evidenced of microcrenulation and microfolds associated with deformation events.

Geochemically both Units exhibit aluminum saturation indexes greater than 1, identifying themselves as S-type granites. They present high contents in LREE with respect to the HREE, reflected in the relationships of (La/Yb) CN > 1, and when correlated with the upper continental crust they show the same concentrations of trace elements confirming the existence of cortical material in their composition.

Through the relationships of major oxides and trace elements (Th/Sc; La/Th) the composition and provenience of the rocks were determined for both units associated with a rift zone.

# CAPÍTULO 1

## INTRODUCCIÓN

### 1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS

La elaboración de este proyecto de investigación nace de la necesidad de identificar petrográficamente a las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla (pertenecientes a la División Loja), además de realizar una caracterización geoquímica que permita establecer una composición química en base a las concentraciones de óxidos mayores, elementos traza y tierras raras. Como herramienta principal para el desarrollo de este trabajo se utilizó la información generada a partir del levantamiento geológico elaborado por el Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico (INIGEMM) durante los años 2014 - 2016. El área de interés abarca nueve hojas geológicas escala 1:50 000 de Loja Norte, Loja Sur, Vilcabamba, Las Juntas, Las Aradas, Zumba, San Francisco del Vergel, Valladolid y Yangana, entre las provincias de Loja y Zamora Chinchipe al sur del país.

La División Loja se encuentra a lo largo de la Cordillera Real, consiste en una variedad de rocas esencialmente metamorfoseadas, semipelíticas y meta-granitoides. En esta división están incluidas la Unidad Tres Lagunas que contiene granitos de grano medio a grueso con cuarzo azul y la Unidad Sabanilla que comprende gneises y migmatitas con metamorfismo de grado medio a alto; debido a la foliación más homogénea, es posible que las rocas de Sabanilla pudieron haberse formado a temperaturas un poco más altas y niveles posiblemente más profundos que el granito de la Unidad Tres Lagunas (Aspden et al., 1992a).

La Unidad Tres Lagunas de edad triásico superior es la principal Unidad ígnea de la división Loja (Aspden et al., 1992b) y se encuentra asociada con las rocas metasedimentarias de Chigüinda y Agoyán a lo largo de la Cordillera Real, en formas que van desde batolitos a lentes tectónicamente separados con pocos centímetros de ancho (Litherland et al., 1994). Este granito muestra evidencia de deformación, metamorfismo y recristalización, mostrando en algunos casos texturas miloníticas (Kennerley, 1973). La Unidad Sabanilla presenta gneises

asociados con sedimentos pelíticos ahora metamorfoseados de grado medio a alto, evidenciándose en la zona de Zamora migmatitas que presentan sillimanita y cianita registrados por Trouw (1976) y Litherland et al. (1994).

Esta investigación propone identificar al protolito que precede a las rocas de las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla, determinar asociaciones mineralógicas que junto a texturas y estructuras permitan establecer las condiciones metamórficas a las que fueron sometidas estas rocas. Además de estimar el origen, ambiente de formación y la posible relación entre estas dos unidades, proporcionando información que busca resolver incógnitas respecto a la geodinámica de la Cordillera Real, específicamente al sur del país.

## **1.2 OBJETIVOS**

### **1.2.1 OBJETIVO GENERAL**

- Conocer la naturaleza de las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla en el sur de la Cordillera Real a través de análisis petrográficos y geoquímicos.

### **1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Describir la petrografía de las rocas de las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla de manera macro (muestras de mano) y microscópicas (laminas delgadas).
- Estimar las condiciones metamórficas en base a asociaciones minerales.
- Interpretar los resultados de análisis de elementos mayores, tierras raras y elementos en traza.
- Proponer un modelo de evolución para las rocas de las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla en el sur de la Cordillera Real.

## **1.3 ALCANCE**

- Se utilizaron 50 muestras de roca recolectadas por el Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero y Metalúrgico (INIGEMM), se utilizó una lupa binocular para la caracterización petrográfica de manera



macroscópica y un microscopio petrográfico para la descripción microscópica.

- Se realizó análisis geoquímicos de roca total de 22 muestras (elementos mayores, elementos en traza y tierras raras).
- Se integró los datos con ayuda de un software especializado en petrología, para tabular los resultados que nos permitieron determinar la génesis de las rocas y así mismo se correlacionó con la mineralogía obtenida de las descripciones macroscópicas y microscópicas realizadas.
- Síntesis e interpretación geológica en base a los datos para la redacción del informe final.

## 1.4 ÁREA DE ESTUDIO

### 1.4.1 UBICACIÓN

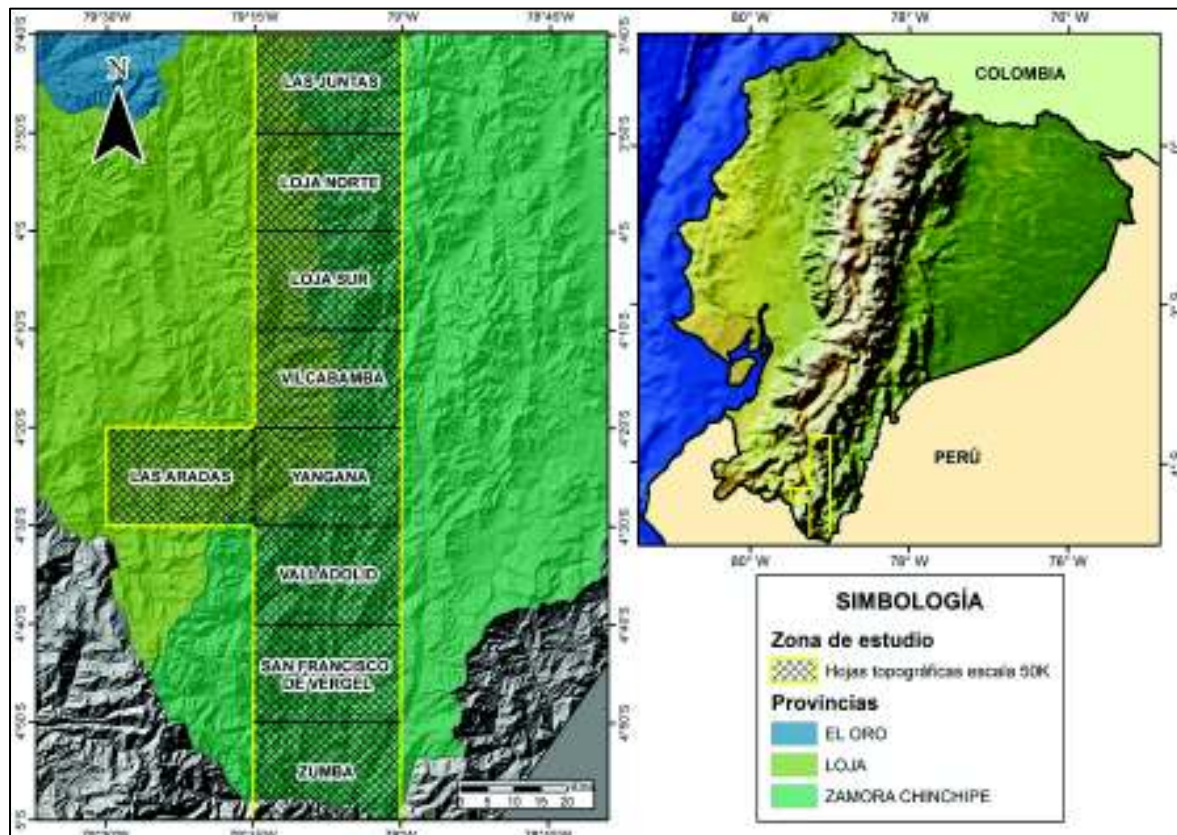


Figura 1.1 Mapa de ubicación del área de estudio.

El área de estudio se localiza en la parte sur de la Cordillera Real en las provincias de Loja y Zamora. Abarca las hojas topográficas escala 1:50 000 de Loja Norte, Loja Sur, Vilcabamba, Las Juntas, Las Aradas, Zumba, San Francisco del Vergel, Valladolid y Yangana. Los límites aproximados de la zona de interés se ubican entre las longitudes 79°30'O y 78°45'O y las latitudes 3.5°S y 5°S (Figura 1.1).

## **1.5 ESTUDIOS PREVIOS**

Los primeros estudios realizados en la Cordillera Real corresponden a Wolf (1892), Colony & Sinclair (1932) y Sauer (1958, 1965) con mapas geológicos regionales. Sauer (1965) reconoció la mayoría de las litologías metamórficas incluyendo las ofiolitas, diferenciando los paragneises de los ortogneises en las rocas metamórficas de la Cordillera Real, además de localizar y nombrar muchas de las fases plutónicas post-tectónicas en la misma. Este estudio fue el más detallado y exhaustivo antes del trabajo de Litherland et al. (1994).

Posteriormente con mapas de reconocimiento y estudios petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de K-Ar en la Cordillera Real se generó una base de datos para poder reconocer y describir los distintos grupos litológicos que constituyen un marco geocronológico preliminar (Kennerley, 1971, 1973, 1980; Bristow, 1973; Bristow & Guevara, 1980; Bristow et al., 1975; Feininger, 1975, 1982; Trouw, 1976; Herbert, 1983 y Baldock, 1982).

El British Geological Survey (BGS) siguió estas ocurrencias dentro de un cinturón semi-continuo durante los años 1986-1993, los cuales realizaron un estudio más detallado acerca de la mineralogía, geoquímica y origen de estas unidades. En este intervalo fueron presentados trabajos específicos acerca de los granitos tipo-S de los Andes Ecuatorianos y la evolución del basamento metamórfico en la Cordillera Real y Provincia del Oro (Aspden et al., 1992a – 1992b). Se propuso cinco divisiones litotectónicas para el basamento metamórfico de la Cordillera Real, las cuales son: División Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora, separadas por fallas regionales (Litherland et al., 1994).

Durante los últimos años se han realizado nuevas investigaciones como las de Spikings et al. (2000); Spikings & Crowhurst (2004); Pratt et al. (2005); Cochrane (2013) y Spikings et al. (2014), quienes presentaron estudios que involucran análisis geoquímicos y geocronológicos a lo largo de la Cordillera Real, proponiendo nuevos modelos de evolución para esta región.

## CAPÍTULO 2

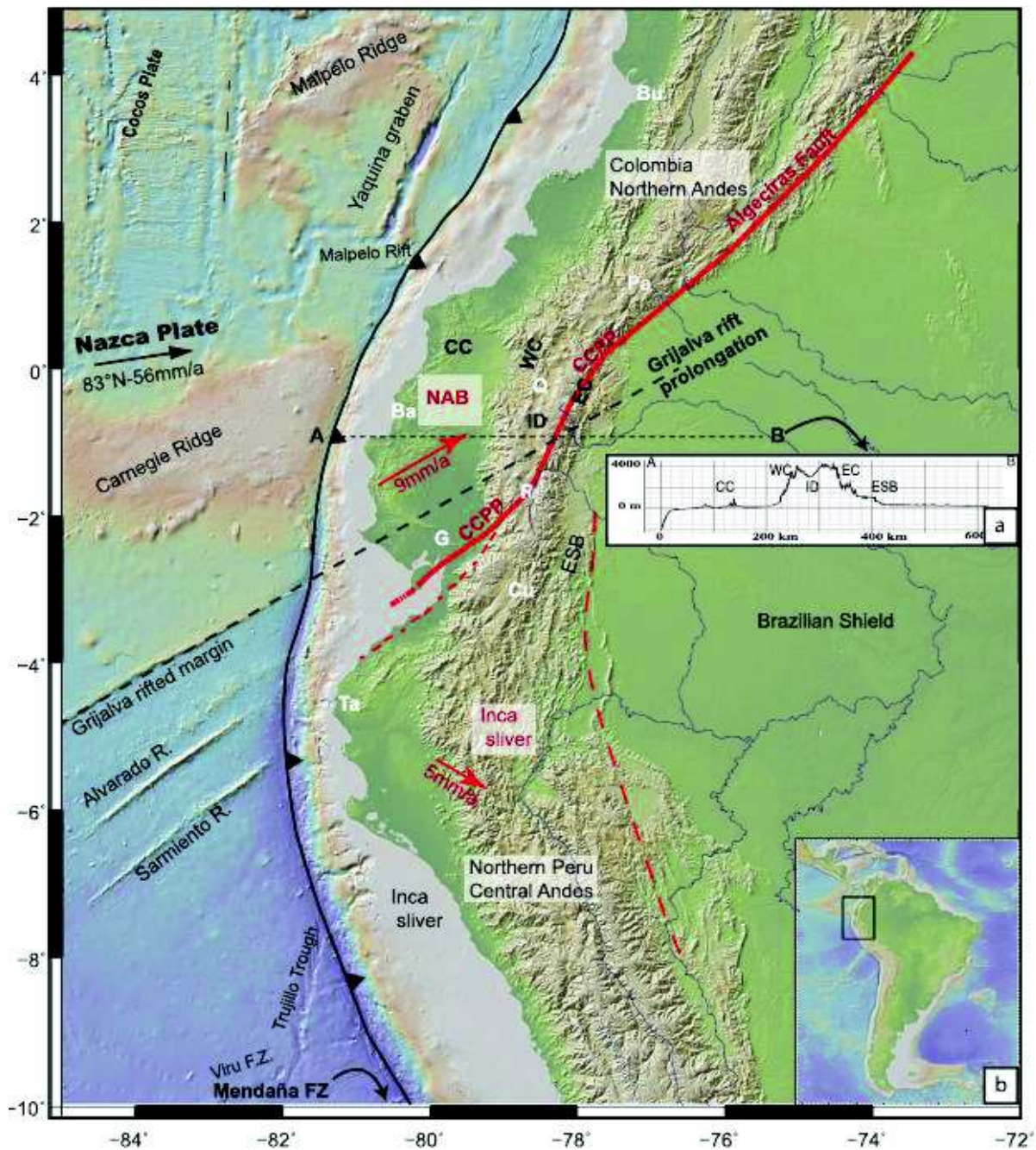
### MARCO TEÓRICO

#### 2.1 AMBIENTE GEODINÁMICO ACTUAL

El Ecuador se sitúa en un margen convergente, caracterizado por el mayor evento geodinámico que viene a ser la subducción de la Placa Nazca desde el mioceno temprano a  $56 \text{ mm yr}^{-1}$  (Kendrick et al., 2003). Los rasgos estructurales más importantes dejados por la configuración de placas en la parte Nor-Occidental del Pacífico son las placas de Cocos al norte y Nazca al sur, las cuales se formaron por la ruptura de la placa Farallón aproximadamente hace 27 Ma (Lonsdale & Klitgord, 1978, Lonsdale, 2005) a través de la zona de fractura Grijalva ubicada al SW del Golfo de Guayaquil.

Las Cordilleras de Cocos y Carnegie se habrían formado por el movimiento de las placas Cocos en sentido NE y Nazca en sentido E, sobre el punto caliente Galápagos (Gutscher et al., 1999). La edad de llegada a colisión o consecuente subducción de la Cordillera de Carnegie es motivo de discusión, varios autores proponen que ha ocurrido entre 1 Ma (Aalto y Miller; 1999, Cantalamessa y Di Celma; 2004), 8 Ma (Gutscher et al., 1999) y hasta 15 Ma (Spikings et al., 2001).

La morfología del Ecuador es consecuencia de una historia geodinámica compartida de los Andes septentrionales (Ecuador, Colombia, Venezuela [Pindell y Kennan, 2009]) que es muy diferente a la de los Andes centrales (Perú, Chile, Bolivia [Barnes y Ehlers, 2009]). Actualmente la configuración tectónica del país es resultado de una evolución transpresiva que ocurrió a través del Paloceno como consecuencia de la subducción oblicua y del crecimiento continental progresivo (Daly, 1989; Cediell, 2003; Toro, 2007). Como resultado de esta convergencia oblicua y acumulación de terrenos oceánicos, un bloque tectónico más conocido como el Bloque Nor-Andino, comenzó a ser empujado hacia el noreste a  $9 \text{ mm yr}^{-1}$  y limitado al este por un sistema de fallas transpresivas denominado Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP) el cual forma el límite occidental de la placa Sudamericana (Ego et al., 1996b; Alvarado et al., 2016) (Fig. 2.1).



**Figura 2.1** Marco geodinámico del Ecuador y países vecinos. La placa Nazca converge relativamente en latitudes ecuatoriales respecto al escudo Brasileiro a 56 mm yr<sup>-1</sup> (Trenkamp et al., 2002). El Boque Nor-Andino se mueve hacia el NNE a 9mm yr<sup>-1</sup>. Tomado de Yepes et al., 2016.

## 2.2 GEOLOGÍA REGIONAL

Ecuador se divide en cuatro regiones fisiográficas definidas desde oeste a este (Figura 2.2): 1) la planicie costera o “Costa” con topografía plana ubicada en el margen occidental a ~300 m sobre el nivel del mar; 2) las cordilleras andinas de

150 km de ancho en promedio que exhiben una dirección N-S y se elevan sobre los 3000 m; 3) el cinturón Sub-andino Oriental con alturas más bajas que la Cordillera Andina y 4) la Cuenca Amazónica (Yepes et al., 2016).

La planicie costera se compone de una serie de depósitos sedimentarios Paleógenos – Neógenos de antearco (Jaillard et al., 1995; Reynaud et al., 1999), subyacidos por basaltos oceánicos de la Formación Piñón con una edad  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  (hornblenda) de  $88 \pm 1.6$  ( $2\sigma$ ) Ma (Luzieux et al., 2006).

En las cordilleras Andinas, desde el norte se distinguen dos cadenas paralelas que consisten en la Cordillera Occidental y la Real a aproximadamente 4000 – 4400 msnm separadas por la Depresión Inter-Andina que no sobrepasa los 30 km de ancho y da paso a cuencas sedimentarias intramontañosas individuales que carecen de depósitos volcánicos cuaternarios (Yepes et al., 2016).

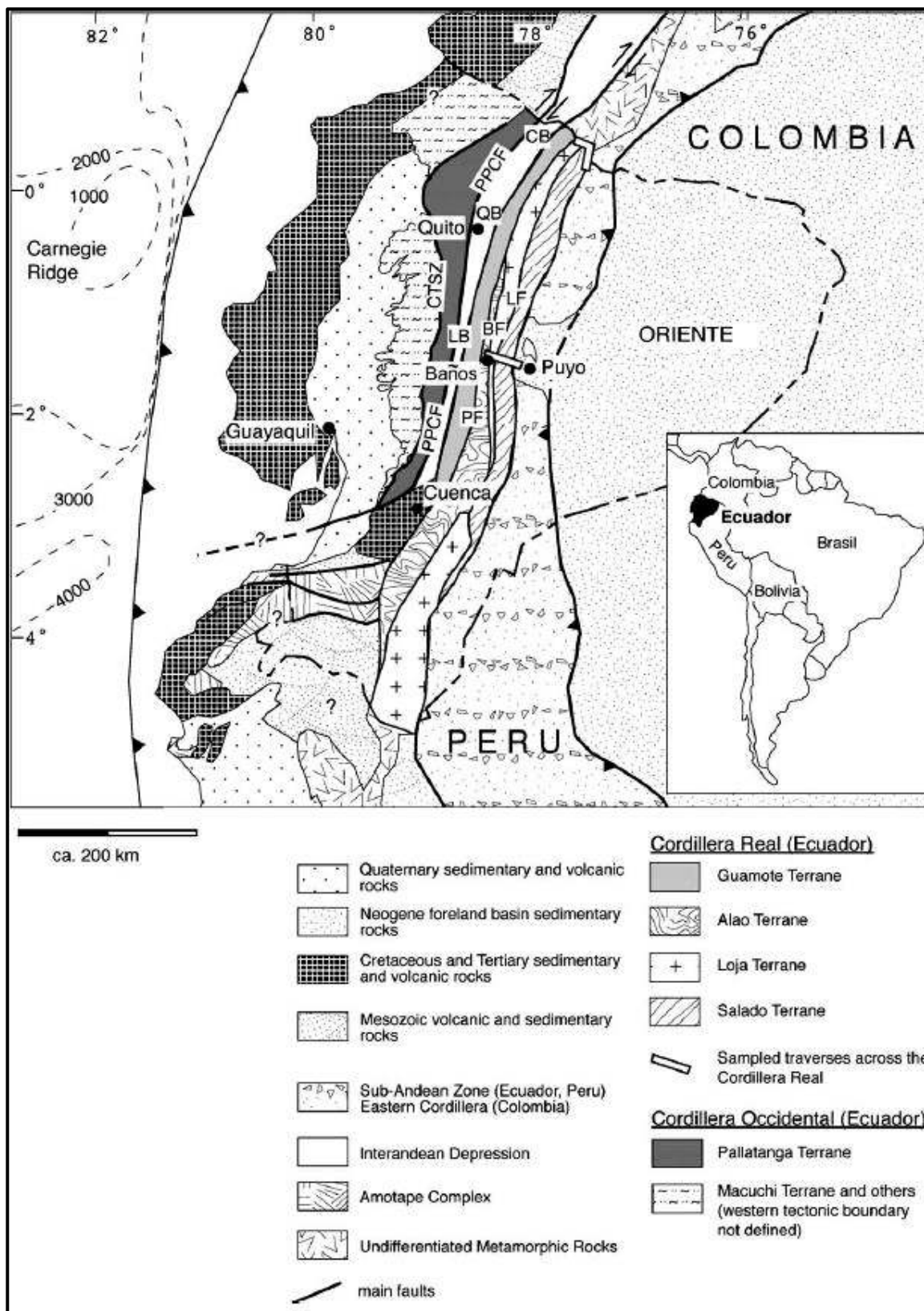
Los Andes están conformados por dos cordilleras paralelas entre sí; la Cordillera Occidental, caracterizada por un basamento volcánico que se compone de rocas máficas y ultramáficas con afinidades geoquímicas de plateau oceánico correspondientes a la Formación Pallatanga y Unidad San Juan, donde secuencias de arco de isla interoceánica correspondientes al Granito de Pujilí, Grupo Rio Cala y Unidad Naranjal yacen sobre las rocas del plateau y presentan edades de cristalización de ~85-72 Ma; el magmatismo asociado al arco Rio Cala inició en Campaniano y cesó en el Maastrichtiano seguido del inicio de subducción hacia el este y debajo del plateau oceánico acrecionado, donde el nuevo margen activo dio lugar al arco volcánico Silante del Maastrichtiano Tardío (~65 Ma) (Vallejo, 2007). Durante el paleoceno a eoceno las rocas del arco Macuchi fueron formadas como la continuación del arco Silante, siendo este volcanismo submarino contemporáneo a la depositación de las rocas siliciclásticas del Grupo Angamarca, y la Formación Saguangal, que fueron derivadas principalmente de la Cordillera Real que emergía (Vallejo et al., 2009).

La Depresión Interandina separa a la Cordillera Occidental de la Cordillera Real y está definida por límites tectónicos que representan suturas entre las cuales se tiene una cuña estrecha de material alóctono (Aspden & Litherland, 1992) conformado por depósitos volcánicos pliocénicos – pleistocénicos los cuales

cubren un basamento posiblemente metamórfico (Bruet, 1987; Winkler et al., 2005).

Continuando con la Cordillera Real, esta constituye un cinturón alargado de rocas metamórficas orientadas en dirección NNE-SSW desarrollados en diferentes ambientes y separados por grandes sistemas de fallas regionales (Aspden y Litherland, 1992). Como resultado de trabajos anteriores en esta región (ver Baldock, 1982), algunas áreas habían sido caracterizadas con cierta nomenclatura y formalidad; pero como estas unidades no podían ser viables o tomadas de manera regional, Aspden & Litherland (1992) propusieron un sistema informal de divisiones y subdivisiones litotectónicas, el cual consta de cinco divisiones que actualmente se reconocen como: División Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora (Tabla 2.1) las cuales están en contacto tectónico una con otra además de ser unidades alóctonas yuxtapuestas durante la compresión a 140 - 120 Ma. Sin embargo, años después Pratt et al. (2005) sugieren que los contactos son intrusivos y que las rocas de estas unidades son autóctonas, lo cual es similar al modelo propuesto por Villagómez (2013) y Cochrane (2013).

La Cuenca Amazónica incluye la Zona Subandina formada por sedimentos marinos y continentales (Cretácico – Holoceno Tardío) que yacen sobre el Cratón Guayanés de rocas metamórficas félsicas de edad precámbrica (Tschopp, 1958; Vallejo et al., 2009). La Zona Subandina se desarrolla sobre la placa Sudamericana en respuesta al crecimiento de la Cordillera Real (Martin-Gombojav y Winkler, 2008).



**Figura 2.2** Esquema geológico simplificado de Ecuador. Tomado de Spikings & Crowhurst (2004).



## 2.3 DIVISIONES LITOTECTÓNICAS DE LA CORDILLERA REAL

### 2.3.1 DIVISIÓN GUAMOTE

Está localizada a lo largo del flanco oeste en la parte central de la Cordillera Real. Litológicamente, consiste en una secuencia metamorfoseada de origen continental constituido por ortocuarcitas de grano medio a grueso intercaladas con filitas y pizarras (Litherland et al., 1994). La división Guamote está dividida en tres unidades: **la Unidad Punín** que son cuarcitas y pocas filitas, **la Unidad Cebada y Guasuntos** que son esencialmente filitas negras con pizarras y menos proporción cuarcitas (Litherland et al., 1994). Los límites de esta división coinciden con la falla Ingapirca al oeste y la falla Peltetec al este (Aspden & Litherland, 1992). Cochrane (2013) realizó dataciones de U-Pb en zircones detríticos tomados de rocas pertenecientes a la División Guamote arrojando edades que van desde ~3.0 Ga hasta ~155 Ma.

### 2.3.2 DIVISIÓN ALAO

Esta división comprende unidades con rocas metavolcánicas y metasedimentarias de edad jurásica. Los límites estructurales son hacia el este el Frente Baños y al oeste la falla Peltetec. Litológicamente es variable y se subdivide en varias unidades:

**La Unidad Peltetec**, presenta 1-2 km de ancho, corresponde a una ofiolita desmembrada formada por rocas ígneas como gabros, serpentinitas, basaltos y afloramientos que presentan características de melange tectónico (Litherland et al., 1994). Tectónicamente está limitada al este por la Unidad Maguazo y al oeste por las rocas de la Unidad Punín y Cebadas de la División Guamote, además Litherland et al. (1994) lo interpretan como un cinturón ofiolítico del Jurásico.

**La Unidad Maguazo** son rocas turbidíticas y volcánicas (andesita – basalto) ligeramente metamorfoseadas que se extienden desde las cercanías de San José de Poalo en el Norte hasta el Río Paute en el Sur (aprox. 200km), exhiben contactos tectónicos con la Unidad Peltetec hacia el occidente y la Unidad Alao Paute hacia el este (a lo largo de la Falla San Antonio) (Litherland et al., 1994). Esta unidad presenta abundantes e importantes fósiles que señalan una edad

jurásica además de ser interpretada como una secuencia marina de Alao-Paute (Litherland et al., 1994). La presencia de turbiditas y acritarcos retrabajados en sedimentos jurásicos, indicarían un ambiente de alta energía y la proximidad de una roca fuente ordovícica de bajo grado metamórfico (Litherland et al., 1994).

**La Unidad El Pan**, ocurre como un cinturón elongado de 70 km de largo y hasta 7 km de ancho, con rumbo andino del curso del Río Paute, en ella se ha identificado una espora *Uvaesporites sp* (Riding, 1989b) correspondiente entre el jurásico medio a cretácico temprano, litológicamente está formada por esquistos verdes, grafitosos y filitas, con cantidades menores de cuarcitas y mármoles negros. Es considerada como una secuencia de tras-arco, del arco de islas oceánico Alao-Paute y de edad jurásica (Litherland et al., 1994).

**La Unidad Alao-Paute** comprende afloramientos de esquistos verdes, meta andesitas con niveles metapelíticos de coloración gris a lo largo de las vías Quilanga–Las Aradas y Purunuma–Malacatos; y para la parte centro-norte de la Hoja Las Aradas litológicamente se observa, además de lo mencionado anteriormente, metabasaltos de color verdoso con esquistosidad pronunciada (INIGEMM, 2016d). Respecto a la composición basáltica de estas rocas, pueden ser parte de un segmento relacionado al basamento de un arco volcánico de afinidad toleítica, esto debido a la baja profundidad que presenta la cámara magmática para posteriormente evolucionar a un arco calco-alcalino maduro (Yáñez, 2016). Análisis de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  en los bordes y núcleos de circones detríticos extraídos de una cuarcita, muestran una edad mínima de  $163,7 \pm 1,6$  Ma, la cual establece el límite máximo de edad estratigráfica (Spikings et al., 2015).

### 2.3.3 DIVISIÓN LOJA

Las rocas pertenecientes a la división Loja pueden ser reconocidas a lo largo de toda la Cordillera Real, pero son particularmente extensas en el área de Cuenca y el borde Peruano. En el oeste la división es limitada por el Frente Baños y hacia el este, al norte de  $4^{\circ}$  S, está en contacto tectónico con la división Salado. Más al sur se levanta a lo largo de la falla de Palanda hacia la división Zamora, y al norte de

Baños la principal falla que separa las divisiones Loja y Salado es la de los LLanganates (Litherland et al., 1994).

**La Unidad Chiguinda** comprende una secuencia semipelítica esencialmente de cuarcitas y filitas negras, formando un cinturón de hasta 30 km de ancho en la parte sur de la Cordillera Real, además está flanqueada hacia el oeste por los metagranitos de Tres Lagunas y hacia el este por las migmatitas de Sabanilla y esquistos de Upano. Se acuña hacia el N y aflora en la parte N de la Cordillera sobre el complejo de napas Cuyuja (Litherland et al., 1994). En dos muestras recolectadas en la carretera Loja-Zamora se evidenció un pequeño número de mioesporas pobremente preservadas de un tipo de organismo que sugiere una edad post-silúrico (Owens, 1992). Teniendo en cuenta esta edad, y la asociación con el granito Triásico de Tres Lagunas, la edad de Chiguinda indica que es del devoniano al pérmico (Litherland et al., 1994).

**La Unidad Agoyán** aflora principalmente al norte de la Cordillera Real, presenta esquistos pelíticos y gneises de grano medio, contienen granate-moscovita-albita y ocasionalmente biotita y/o cloritoide (Litherland et al., 1994); hacia el sur hay pequeñas ocurrencias en la parte norte de Loja y afloramientos más accesibles cerca de Baños, donde Sauer (1965) hizo las primeras descripciones petrográficas. Los contactos con las unidades adyacentes son tectónicos. Se desconoce su espesor pero está estrechamente relacionada con los granitoides de Tres Lagunas. El metamorfismo de estas rocas no permite la preservación de fósiles. Análisis geocronológicos de K/Ar indican una edad de 417 Ma (Everden, 1961) y cretácico tardío (Litherland et al., 1994), por lo que la edad deposicional de la Unidad Agoyán es probablemente paleozoico similar a las semipelitas de Chiguinda, y no hay evidencia que indica que no se formaron dentro de una cuenca común (Litherland et al., 1994).

**La Unidad Monte Olivo** incluida en la división Loja se encuentra asociada con las unidades Chiguinda, Agoyán, Tres Lagunas y Sabanilla (Litherland et al., 1994). Cochrane (2013) sugiere que estas rocas presentan afinidades geoquímicas y geocronológicas, además de características texturales y mineralógicas, similares a las anfibolitas del Complejo Metamórfico del Oro (Aspden et al., 1992) que corresponderían a esquistos anfibolíticos y anfibolitas de afinidad basáltica

(Cochrane, 2013). Son cuerpos de roca emplazados en el cinturón formado de la Unidad Sabanilla y mineralógicamente se caracterizan por ser rocas negras, nematoblásticas formadas por hornblenda oscura, plagioclasa y alternadas con bandas de biotita (Vega, 2017). Presenta edades K/Ar que varían desde  $371 \pm 10$  Ma (Rundle, 1988) a  $306 \pm 10$  Ma (Harrison, 1990) similares a las edades obtenidas por Litherland et al. (1994) de  $371 - 363$  Ma. Pero nuevos trabajos como el de Cochrane (2013) asigna edades de  $239.7 \pm 2.4$  y  $222.7 \pm 6.3$  Ma a través de dataciones U/Pb.

La **Unidad Tres Lagunas** petrográficamente consiste de granitos de grano medio a grueso con prominentes cristales de cuarzo azul de origen incierto que podría relacionarse a efectos de esfuerzos internos en cristales individuales, también megacristales grises de feldespato alcalino (hasta 14 cm de largo) y plagioclasas con rangos que van desde albita a oligoclasa, incluso como minerales accesorios aparece comúnmente al granate, contrario de la cordierita que se presenta ocasionalmente (Litherland et al., 1994). Respecto a la moscovita, esta es muy común pero en su mayoría subordinada por la biotita, otras características finales incluyen la formación de epidota, sericita-zoisita como alteración de feldespatos, la recristalización y/o cloritización de la biotita y el crecimiento de turmalina marrón (Litherland et al., 1994). Los contactos de la subdivisión Tres Lagunas son tectónicos, al norte en la latitud  $2^{\circ}$  S la roca caja (Unidad Agoyán) es típicamente esquistos aluminosos y paragneises de grado medio con una rara migmatización incipiente, y hacia el sur comprende rocas de bajo grado como filitas semipelíticas y cuarcitas de la Unidad Chiguinda (Aspden & Litherland et al., 1992). Dataciones K-Ar cubren un amplio rango que va desde  $60 \pm 2$  Ma (Herbert & Pichler, 1983) hasta  $100 \pm 3$  Ma (Litherland et al, 1994). Análisis de Rb-Sr en roca total dan una isócrona de  $200 \pm 12$  Ma (Harrison, 1990), análisis de Sm-Nd en granate dan 1 isócrona con una posibilidad de error muy grande y análisis de isótopos de Pb en zircón dan una edad de  $227,6 \pm 3,2$  Ma (Litherland et al., 1994). Análisis mediante el método  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  reportaron edades de  $231,0 \pm 1,9$  Ma y  $235,0 \pm 1,5$  Ma (Cochrane, 2013).

Los granitos de Tres Lagunas son enriquecidos ligeramente en  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y empobrecidos en Th, Ce, Y y Nb (Aspden et al., 1992b). Además en diagramas de

$K_2O$  vs.  $Na_2O$  y  $Al/(Na+K+Ca)$  vs.  $Si_2O$ , los granitos de Tres Lagunas por sus composiciones y concentraciones en determinados elementos son denominados como granitos anatéticos tipo S en los diagramas de Chappell y White (1974), y en relación con las altas tasas de  $^{86}Sr/^{87}Sr$  estos indicarían un componente sustancial de fusión de corteza en su origen (Litherland et al., 1994).

La **Unidad Sabanilla** comprende orto y paragneises de medio a alto grado que forman un cinturón de 10 km de ancho desde la frontera con el Perú hasta 150 km hacia el norte. Estas rocas se encuentran en contacto tectónico con las unidades Chiguinda e Isimanchi, ambas de bajo metamorfismo (Litherland et al., 1994). En la carretera Loja-Zamora se encuentran los afloramientos más accesibles, hacia margen oeste de la unidad el buzamiento es casi vertical en gneises “cuarcitas” que contienen sillimanita, moscovita, biotita y pertita, la cual atraviesa hacia el Este presentándose en ortogneises biotíticos con prominente moscovita y exhibiendo una foliación sinuosa en la biotita con una insipiente migmatización (Litherland et al., 1994). Dirigiéndose más al Este, a través de Zamora, estos gneises migmatíticos y biotíticos sinuosos presentan sillimanita y cianita (ver también en Trouw, 1976) con alto grado de ensamblaje entre sillimanita-biotita-cuarzo-albita y cianita-biotita-ortoclasa-cuarzo, indicando granodioritas plutónicas (ortogneises) asociados con sedimentos pelíticos ahora metamorfoseados de medio a alto grado (Litherland et al., 1994).

La geocronología de las fases metaplutónicas de K/Ar en moscovita y biotita evidencian edades de 60 – 100 Ma y en hornblenda alrededor de 130 Ma (Litherland et al., 1994). Una combinación de isócronas Rb-Sr en roca total señala una edad de  $224 \pm 37$  Ma (Litherland et al., 1994), pero recientemente Cochrane (2014a) y Spikings et al. (2014) atribuyen a esta Unidad edades entre  $233.7 \pm 4.8$  Ma y 2.6 Ga. Geoquímicamente, la Unidad Sabanilla es muy similar a Tres Lagunas, se ha sugerido que las dos comparten un mismo origen, ya que los ortogneises de esta unidad también presentan afinidad de granito tipo S, presentan similar edad y tasa de Rb/Sr (0.712) (Litherland et al., 1994). Aunque en relación a la Unidad Tres Lagunas, Sabanilla no presenta cuarzo azul, ni megacristales, es más homogéneamente foliada producto de deformaciones a temperaturas algo más altas y niveles más profundos (Aspden et al., 1992a),

siendo probable que esta Unidad represente una fase migmatítica, de mayor grado metamórfico que los granitos de Tres Lagunas (Litherland et al., 1994).

#### 2.3.4 DIVISIÓN SALADO

Esta división litotectónica metamórfica comprende rocas volcánicas máficas metamorfoseadas, rocas verdes y rocas metasedimentarias de las unidades Upano, Cuyuja y Cerro Hermoso. Además, se incluyen rocas plutónicas metamorfoseadas de los granitoides de Azafrán. Esta división forma una estrecha franja de 25 km de ancho a lo largo de la pendiente este de la Cordillera Real, acuniándose tectónicamente hacia el sur cerca de Zamora. Limitada al este por la importante falla Cosanga-Méndez y al oeste en contacto tectónico con la división Loja (Litherland et al., 1994).

La **Unidad Upano** consta de rocas verdes andesíticas, esquistos verdes y metagrauvas intercalados con esquistos pelíticos y grafitosos, las cuales forman un cinturón casi continuo de 15 km a lo largo de la pendiente este de la cordillera, siendo característica una coloración verdosa, masiva y de grano fino a medio. Los contactos con las otras unidades generalmente son tectónicos, sin embargo, con la Unidad Cuyuja este puede ser transicional (Litherland et al., 1994). Esta subdivisión aún no tiene un origen o edad establecida. Feininger & Silberman (1982) obtuvieron una edad K-Ar de  $54 \pm 2$  Ma, Kennerley (1980) también por geocronología K-Ar en moscovitas y biotitas obtiene edades de  $82 \pm 3$  Ma. Litherland et al. (1994), la consideran asociada con el Plutón Azafrán del jurásico/cretácico y Baldock (1982) la relaciona con la Formación Napo del cretácico.

La **Unidad Cuyuja** ocurre al norte de la Cordillera Real y está bien expuesta en la vecindad de Cuyuja, en la carretera de Papallacta a Baeza, donde las rocas forman un cinturón de 10 km de ancho dentro del complejo de napas de Cuyuja, observándose también en la secuencia base de Cerro Hermoso. Está compuesta por esquistos pelíticos grafiticos (cuarzo – albita – moscovita  $\pm$  clorita  $\pm$  cloritoide  $\pm$  granate  $\pm$  biotita  $\pm$  cianita  $\pm$  grafito  $\pm$  apatito  $\pm$  sulfuros) cruzados por vetas de cuarzo que contienen cianita. Intercalados se encuentran esquistos psamíticos y verdes. En la base de Cerro Hermoso se han desarrollado cordierita y sillimanita

por metamorfismo de contacto (Litherland et al., 1994). La edad para esta unidad sigue siendo controversial, Kennerley (1980) cita edades K-Ar en biotita y moscovita de  $82 \pm 3$  Ma que podrían corresponder al metamorfismo. Litherland et al. (1994) prefieren una edad jurásica y un metamorfismo relacionado al evento Peltetec (~120 Ma).

La **Unidad Cerro Hermoso** es una secuencia carbonatada que aflora en un cinturón estrecho en Cerro Hermoso. Comprende un espesor de unos 450 m de calizas negras metamorfizadas, filitas calcáreas negras y calco-arenitas más pálidas; tiene un fuerte clivaje y microscópicamente presenta evidencias de fragmentos de concha y otra biota recrystalizados (Litherland et al., 1994). Algunos horizontes de mármol son ricos en granate, en tanto otros de filitas contienen cloritoide con cristales de andalucita que cortan el clivaje. Está intruida por el Plutón de Azafrán. Es probablemente del jurásico temprano a medio (Litherland et al., 1994).

La **Unidad Granitoides de Azafrán** litológicamente corresponden desde cuarzo monzonitas y granitos débilmente metamorfizados (con epidota y sericita) hasta esquistos verdes de grado medio (hornblenda – biotita  $\pm$  granate) (Baldock, 1982). Varias dataciones por diversos métodos dan edades dependiendo de la deformación de las rocas como 50 Ma por K/Ar para una metadiorita,  $120 \pm 5$  Ma por Rb/Sr para un metagranito y  $142.7 \pm 2.9$  Ma por U/Pb en zircones de granitos (Litherland et al., 1994). Análisis recientes muestran edades U-Pb de  $140.7 \pm 0.7$  Ma y  $143.5 \pm 1.3$  Ma, probablemente corresponde a la edad de la intrusión, en tanto las restantes se refieren posiblemente a eventos metamórficos tanto regionales como de contacto (Cochrane, 2013).

### 2.3.5 DIVISIÓN ZAMORA

Consta de un grupo de intrusivos no deformados y rocas volcánicas al este de la Cordillera Real, muy cerca del borde occidental del cratón Amazónico, comprende tres subdivisiones, Plutón de Abitagua, Zamora y los volcánicos de Misahuallí. También incluye la poco conocida unidad Isimanchi al sureste de la Cordillera Real (Aspden & Litherland, 1992).

El **Batolito de Abitagua** está dominado por un monzogranito de biotita de grano grueso y color rosado que localmente exhibe cambios. Es un Plutón elongado de al menos 120 km de largo y 15 km de ancho, la mayoría de contactos aparecen como fallas que intruyen a los volcánicos jurásicos de Misahuallí (Litherland et al., 1994). Se han realizado numerosas dataciones K-Ar que varían de aproximadamente 90 a 180 Ma, varias de ellas concuerdan con una isócrona de Rb-Sr que da una edad de  $162 \pm 3.3$  Ma (Aspden et al., 1991). Estudios recientes como el de Cochrane (2013) propone edades de  $178,1 \pm 1,4$  Ma para este batolito.

El **Batolito de Zamora** corresponde a un complejo intrusivo de 200 km de largo y 50 km de ancho, formado por una variedad de rocas que van desde tonalitas hasta monzogranitos, caracterizándose geoquímicamente como rocas de afinidades calco-alcálicas con contenidos medios y altos de K (Villares, 2012). Varias dataciones K-Ar muestran diferentes edades con rangos de 152 - 180 Ma (Kennerley, 1980; Pichler & Aly, 1983) y 120 – 200 Ma (Litherland et al., 1994). Nuevas publicaciones como las de Cochrane (2013), realiza dataciones U/Pb asignando intervalos de edades entre 131 – 178 Ma.

La **Unidad Misahuallí** se encuentra expuesta en la Zona Subandina como parte de un cinturón volcánico calco-alcálico del Jurásico (Romeuf et al., 1995). Comprende basaltos y traquitas verdes a grises, tobas y brechas tobáceas, lutitas rojas, areniscas y conglomerados (Litherland et al., 1994). Isotópicamente incluye edades K/Ar con 132 Ma (Hall and Calle, 1982),  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  con  $172.3 \pm 2.1$  Ma (Romeuf et al., 1995) y  $162 \pm 2$  Ma (Spikings et al., 2001) además de ser consideradas como la expresión intrusiva del arco continental Jurásico (Litherland et al., 1994).

La **Unidad Isimanchi** comprende filitas de bajo grado y mármoles que se observan alrededor del pueblo de Isimanchi, tanto en el extremo S de la Cordillera y hacia el N hasta el oriente de Valladolid y Porvenir (Litherland et al., 1994). Cabalga hacia el W por las pegmatitas de Sabanilla y limitada hacia el E por el batolito de Zamora, y un análisis paleontológico en muestras de mármol (BGS, 1989), indica restos de peces del carbonífero a triásico tardío, los cuales podrían sugerir una edad pre-jurásica para esta Unidad (Litherland et al., 1994).



**Tabla 2.1** Resumen de la geología pre-Cretácica de la Cordillera Real y la Zona Subandina. FUENTE: modificado de Aspden et al. (1992) y Litherland et al. (1994).

DIVISIÓN OESTE A ESTE	GUAMOTE	ALAO	LOJA	SALADO	ZAMORA	
UNIDADES / LITOLOGÍAS	PUNÍN: Cuarzitas palidas y oscuras con pocas lutitas negras y pizarras negras.	PELTETEC: Ofiolita desmembrada.	TRES LAGUNAS: Granito gnéisico.	AZAFRÁN: Dioritas deformadas y granodioritas.	ZAMORA: Batolito de granitoides calco alcalino	
	CEBADAS: Pizarras negras con pocas cuarcitas.	MAGUAZO: Metaturbiditas.	SABANILLA: Orto y paragneises.	UPANO: Rocas verdes andesíticas y metagraywackes.	MISAHUALLI: Lavas calco-alcalinas y piroclastos.	
		ALAO-PAUTE: Meta-andesitas, esquistos verdes, tobas.	AGOYÁN: Esquistos pelíticos con muscovita y granate.	FALALLA	CERRO HERMOSO: Metasedimentos y mármoles.	PIUNTZA: Rocas metavolcano sedimentarias.
		EL PAN: Esquistos grafitosos.	MONTE OLIVO: Anfibolitas.	LLANA	CUYUJA: Esquistos pelíticos y geneises.	ISIMANCHI: Filitas negras y verdes y mármoles.
ESTADO TECTÓNICO METAMÓRFICO	Rocas de muy bajo grado metamórfico cabalgando al W.	Rocas de bajo grado, pliegues certicales y fábricas empinadas.	Rocas de bajo grado a medio.	Rocas de bajo grado. Cabalgamiento hacia el E con imbricaciones. Skarnificación de alto nivel y klippes de serpentinita.	Esencialmente no deformada y no metamorizada.	
EDAD	Jurásico Superior?	Jurásico Superior (Oxfordiano-Calloviano).	Plutones Triásicos en sedimentos Paleozoicos? (Chiguinda).	Jurásico con posibles elementos pre-Jurásicos.	Rocas ígneas Jurásicas dentro de sedimentos Triásicos (Piuntza) y Paleozoicos (Isimanchi).	
INTERPRETACIÓN	Sedimentos continentales / cuña clástica.	Piso oceánico, antearco y arco volcánico o cuenca marginal.	Granitos tipo-S en sedimentos derivados del continente.	Plutones tipo-I en secuencias volcano-sedimentarias.	Arco volcánico plutónico continental tipo-I.	

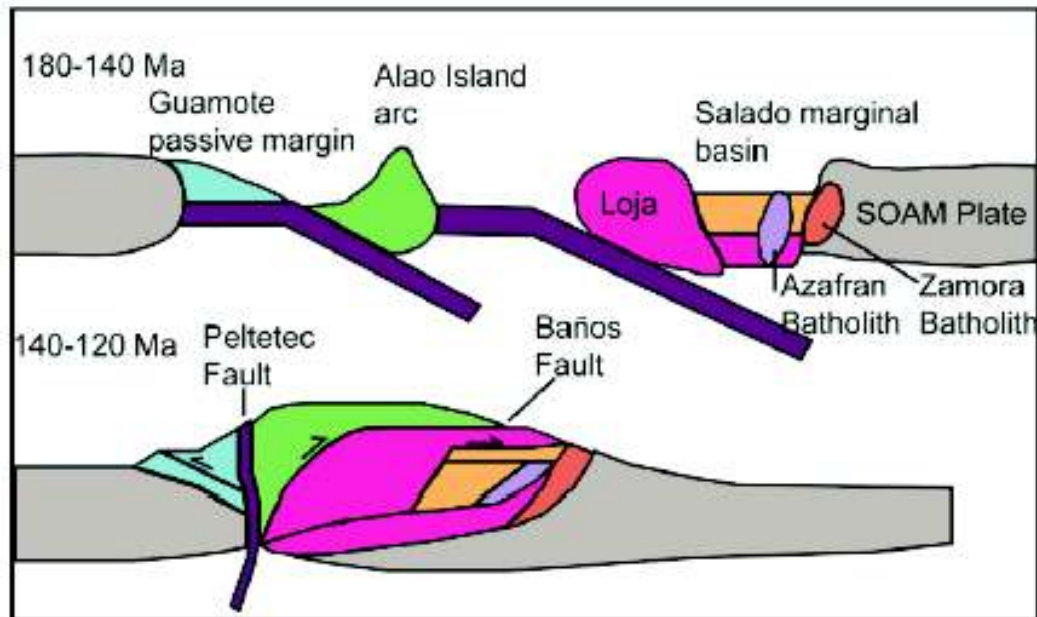
## 2.4 TECTÓNICA Y EVOLUCIÓN REGIONAL

La historia geológica de los Andes Septentrionales ha generado diversas interpretaciones acerca de su evolución, entre estas tenemos un modelo para la Cordillera Real propuesto por los geólogos del British Geological Survey durante los 1980's y 1990's (Aspden et al., 1987; Litherland et al., 1994; Noble et al., 1997), Litherland et al. (1994) para el jurásico – cretácico temprano incluye terrenos oceánicos y continentales los cuales estarían amalgamados o acrecionados al margen sudamericano en el cretácico temprano (140 – 120 Ma) durante el evento Peltetec (Fig. 2.3). Los mismos autores concluyen que:

- El Triásico fue un periodo de trans-tensión continental y rifting entre bloques corticales Centro-Americanos y el noreste de América del Sur. Evento tectono-metamórfico el cual se sincroniza con la intrusión del granito Tres Lagunas (~ 228 Ma) de edad triásica, que también sugieren que este evento fue causado por la fusión de corteza en un área local;

asumiendo que las migmatitas de Sabanilla al SE de Ecuador también están relacionadas con este evento.

- El Jurásico fue caracterizado por el magmatismo del arco continental (185 – 142 Ma).
- En el jurásico tardío – cretácico temprano una cuenca marginal (Terreno Salado) es aislada estructuralmente del basamento (paleozoico – triásico, Terreno Loja).
- Por último, estos terrenos se amalgamaron durante la colisión de un arco de islas intra-oceánico y una franja de la corteza continental, con el margen continental.



**Figura 2.3** Representación Jurásico – Cretácico Temprano del modelo de terrenos de Litherland et al., (1994) para las rocas expuestas en la Cordillera Real del Ecuador.

Posteriormente Pratt et al. (2005) realizaron un estudio estructural a detalle dentro de la Cordillera Real y concluyeron que las secuencias de rocas fueron formadas in situ, debido a que las suturas de los terrenos propuestos por Litherland et al. (1994) son contactos intrusivos y no tectónicos, además de que ambos flancos de la Cordillera Real presentan la misma historia estructural y transiciones estratigráficas a través de las suturas de terrenos previamente propuestas.

Se consideró que el evento Peltetec, en el cretácico temprano, era responsable de la disconformidad observada dentro de la Zona Sub-andina del Ecuador (Gombojav y Winkler, 2008).

Ya en trabajos recientes como el de Cochrane (2013) concluye que la parte sur del margen continental de América del Sur evolucionó in situ durante ~190 – 113 Ma concordando así con otros autores como Villagómez y Spikings (2013) los cuales difieren de modelos previos que invocan un origen alóctono.

A pesar de la nueva información sobre el origen y evolución de la Cordillera Real, se registra la existencia de un sistema de fallas regionales con direcciones NNE-SSW a las cuales se relacionan eventos de metamorfismo y deformación en las rocas de la Cordillera Real, estas son Falla Peltetec, Falla Baños, Falla Llanganates y la Falla Cosanga-Méndez.

#### **2.4.3 FALLA PELTETEC**

Separa los terrenos Guamote y Alao, y es caracterizado por el melange ofiolítico de Peltetec que comprende elementos de edad jurásica e incluso mayores (Litherland et al., 1994). Cochrane (2013) define a esta falla como el límite oriental de pizarras y cuarcitas; para Spikings et al. (2014) esta falla representa el palomargen jurásico – cretácico temprano. Hacia el norte la extensión de esta estructura es incierta, en imágenes se observa un débil lineamiento hasta Ambuquí, donde rocas en esta zona son atribuidas a las ofiolitas de Peltetec, las cuales presentan tendencias N-S (Litherland et al., 1994). Por otro lado, hacia el sur de Cuenca se muestra siguiendo la línea que deja la falla de Girón, una prominente estructura neotectónica (Winter et al., 1990) antes de girar al sur para formar la falla Las Aradas, a lo largo de formaciones cenozoicas. Esta falla estuvo activa en el periodo cenozoico (Litherland et al., 1994).

#### **2.4.4 FALLA BAÑOS**

Separa a los terrenos Alao y Loja manifestándose en el campo como la mayor zona de cizalla con tendencia NNE-SSW dentro de las rocas metamórficas, pero a diferencia de la falla Peltetec, es difícil de trazar bajo la cobertura cenozoica debido a la aparente ausencia de movimiento neotectónico. Secciones que

atraviesan la falla Baños hacia el sur, muestran patrones tectónicos similares y comúnmente sub-verticales. Pero hacia el norte esta falla se proyecta bajo una cobertura de rocas cenozoicas que dividen el basamento de Ambuquí y Monte Olivo con tendencias en diferentes direcciones (Litherland et al., 1994).

Con respecto a la zona de estudio, Litherland et al. (1994) en varios afloramientos al sur de esta falla evidencian varios lineamientos presentes en las rocas de la división Loja indicando estructuras dobles, aunque al encontrar milonitas en lentes de granitos correspondientes a la Unidad Tres Lagunas, estas estructuras pueden ser relacionadas al viejo evento Tres Lagunas.

#### **2.4.5 FALLA LLANGANATES**

Forma el límite entre los terrenos Loja y Salado. Hacia el sur, en el sector del Río Cosanga, se observa que el granito Tres Lagunas es milonítico cerca de la falla, pero aún no se ha establecido si estas estructuras pertenecen al evento Tres Launas, Peltetec o ambos (Litherland et al., 1994).

#### **2.4.6 FALLA COSANGA-MENDEZ**

Este límite tectónico divide a los terrenos Salado y Zamora, fue una importante falla sin-deposicional convergencia hacia el Este, probablemente tuvo un componente inverso con desplazamiento vertical de varios kilómetros durante el terciario (mioceno-plioceno?) (Pratt et al., 2005). Se presenta como un contacto tectónico entre rocas metamórficas de cordillera y rocas sedimentarias metamorfoseadas del cretácico (Aspden & Litherland, 1992).

## **CAPÍTULO 3**

### **METODOLOGÍA**

A continuación se detalla las actividades que se desarrollaron durante la ejecución de la investigación:

#### **3.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA**

Se realizó una compilación de estudios, informes técnicos e investigaciones realizadas sobre la Cordillera Real con el propósito de situar en la sucesión geológica las unidades de interés que afloran en la zona de estudio. Los trabajos revisados son principalmente petrográficos, geoquímicos y de mapeo que incluye publicaciones científicas relacionadas al área de interés, que serán utilizadas para su posterior análisis.

#### **3.2 SELECCIÓN DE MUESTRAS**

En el marco del “Proyecto de Investigación Geológica y Disponibilidad de Recursos Minerales en el Territorio Ecuatoriano”, ejecutado por el Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero y Metalúrgico (INIGEMM), se desarrolló la cartografía del sur del país, obteniendo muestras de roca las cuales han sido usadas en este trabajo de titulación. En total se utilizaron 50 muestras de mano y de sección delgada, donde 25 fueron para descripción de la Unidad Tres Lagunas y 25 para la Unidad Sabanilla, tanto en análisis macroscópico y microscópico. El análisis petrográfico cuenta con la descripción de las propiedades ópticas de cada mineral, composición porcentual, determinación de texturas, deformaciones y alteraciones; a partir de esto se estimó un protolito.

#### **3.3 DESCRIPCIÓN MACRO Y MICROSCÓPICA**

Para el estudio petrográfico se realizaron descripciones macroscópicas con la ayuda de una lupa binocular y descripciones de las láminas delgadas utilizando un microscopio petrográfico, estos análisis permitieron determinar la mineralogía y microestructuras presentes en las muestras.

### **3.4 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL**

Se realizó análisis geoquímicos de elementos mayores, elementos en traza y tierras raras de 22 muestras, 12 de la Unidad Tres Lagunas y 10 de la Unidad Sabanilla.

Los análisis fueron realizados en el laboratorio del INIGEMM con el siguiente procedimiento:

#### **3.4.1 DETERMINACIÓN DE ELEMENTOS MAYORES POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X (WD-XRF)**

Se determinó los siguientes elementos: Na, Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, Mn y Fe presentados en forma de óxidos, para ello se realizó una preparación mecánica, una preparación físico química y una lectura instrumental.

- En la preparación mecánica, primero se secó la muestra a 50 °C, luego se disminuyó el tamaño de partícula desde un tamaño aproximado de 90mm hasta un aproximado de 69 micrones con el uso de una trituradora conectada en serie con un molino de discos y con el uso de un pulverizador de anillos de carburo de tungsteno para finalmente realizar un cuarteo manual para obtener una muestra representativa.
- En la preparación físico-química, primero se calcinó la muestra a 1000°C por dos horas para eliminar elementos volátiles como el azufre, luego se mezcló aproximadamente 1 gramo de muestra pulverizada en un crisol de platino con 10 gramos de tetraborato de litio. Después se fundió a la muestra a 1050°C con la ayuda de una perladora automática. La muestra fundida es vertida en un molde circular de platino hasta su enfriamiento para obtener un disco vidriado homogéneo para su lectura analítica.
- En la lectura instrumental, se utilizó un espectrómetro de fluorescencia de rayos x por longitud de onda dispersiva marca Bruker modelo S8 Tiger para la identificación y cuantificación de los elementos mencionados.

#### **3.4.2 DETERMINACIÓN DE ELEMENTOS TRAZA POR ICP-OES**

Con este instrumentose determinaron los siguientes elementos: Ag, Al, As, B, Ba, Be, Ca, Ce, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, Pb, S, Sb, Sc, Se,

Sn, Sr, Ti, Tl, V, W, Zn y Zr. Para ello se realizó una preparación mecánica, una preparación físico química y una lectura instrumental.

- En la preparación mecánica, primero se secó la muestra a 50 °C, luego se disminuyó el tamaño de partícula desde un tamaño aproximado de 90mm hasta un aproximado de 69 micrones con el uso de una trituradora conectada en serie con un molino de discos y con el uso de un pulverizador de anillos de carburo de tungsteno para finalmente realizar un cuarteo manual y obtener una muestra representativa.
- En la preparación físico química, primero se pesó aproximadamente 0.4 gramos de muestra pulverizada en un vaso de teflón, luego se adicionó ácido perclórico, clorhídrico, nítrico y fluorhídrico, para luego digestar la muestra en una plancha de calentamiento por aproximadamente 3 horas. Después la muestra digestada se la aforó a 50 ml y se tomó una alícuota de 10 ml para su lectura analítica.
- En la lectura instrumental, se utiliza un espectrómetro de plasma inductivamente acoplado con detector óptico marca Perkin Elmer, modelo Optima 8300 para la identificación y cuantificación de los elementos mencionados.

### **3.4.3 DETERMINACIÓN DE TIERRAS RARAS, U Y TH POR ICP-MS**

Con este instrumento se determinó los siguientes elementos: Ga, Rb, Y, Nb, La, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Th, U. Para ello se realizó una preparación mecánica, una preparación físico química y una lectura instrumental.

- En la preparación mecánica el procedimiento es el mismo, tal como fue para la determinación de elementos mayores.
- En la preparación físico química, primero se calcinó la muestra a 1000°C por dos horas para eliminar elementos volátiles como el azufre, luego se mezcló aproximadamente 0.1 gramos de muestra pulverizada en un crisol de platino con 0.4 gramos de metaborato de litio. Después se fundió a la muestra a 1050°C con la ayuda de una perladora automática. La muestra fundida fue vertida en un vaso de teflón con ácido nítrico diluido. Después

la muestra disuelta se la aforó a 100 ml y se tomó una alícuota de 10 ml para su lectura analítica.

- En la lectura instrumental, se utilizó un espectrómetro de plasma inductivamente acoplado con detector de masas marca Agilent Technologies modelo 7700x para la identificación y cuantificación de los elementos mencionados.

### **3.5 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS**

A partir de los datos generados por las descripciones petrográficas y geoquímicas de las muestras, se pudo determinar el ensamble mineralógico y facies metamórficas correspondientes para las rocas para la Unidad Tres Lagunas y Sabanilla dentro de la zona de interés. Además de corroborar afinidades geoquímicas en base a los resultados de laboratorio donde se hizo una comparación con litologías semejantes a las de este estudio.

### **3.6 REDACCIÓN Y PREPARACIÓN DEL INFORME FINAL**

Con toda la información obtenida de la descripción y análisis de muestras en el laboratorio, los resultados son presentados en los siguientes capítulos en forma de tablas, fotografías, gráficas, mapas geológicos que irán acompañados por una descripción detallada.



## **CAPÍTULO 4**

### **RESULTADOS**

#### **4.1 PETROGRAFÍA DE LAS UNIDADES TRES LAGUNAS Y SABANILLA**

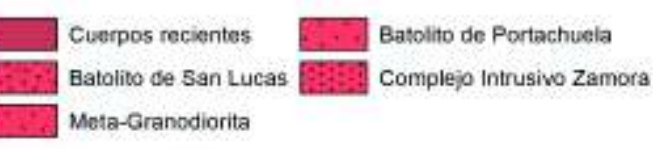
Los resultados obtenidos en este estudio fueron a partir de muestras de roca, tanto de mano y sección delgada, preparadas por el Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero y Metalúrgico (INIGEMM). Cabe recalcar que para este proyecto no se realizó trabajo de levantamiento, por tanto las relaciones de campo y las estimaciones fueron a partir de la información suministrada por el INIGEMM.

En este capítulo se realizó la caracterización petrográfica de 50 muestras de mano y 50 láminas delgadas, 25 muestras para la Unidad Tres Lagunas y 25 más para la Unidad Sabanilla. Las rocas analizadas son de afloramientos en las hojas de Las Juntas, Loja Norte, Loja Sur, Vilcabamba, Las Aradas, Yangana, Valladolid, San Francisco del Vergel y Zumba escala 1: 50 000 (Fig. 4.1 mapa de muestras).

Ambas unidades representan una gran extensión de la Cordillera Real en la parte sur del país. Por tanto la descripción consistió en separar las dos unidades y para cada una se hizo un desglose de los minerales que intervienen en su composición, mencionando porcentajes, texturas, microestructuras, estimación del posible protolito, facies y grado metamórfico lo cual puede verificarse también en el Anexo 1.



**ROCAS INTRUSIVAS**



**SIMBOLOGIA**



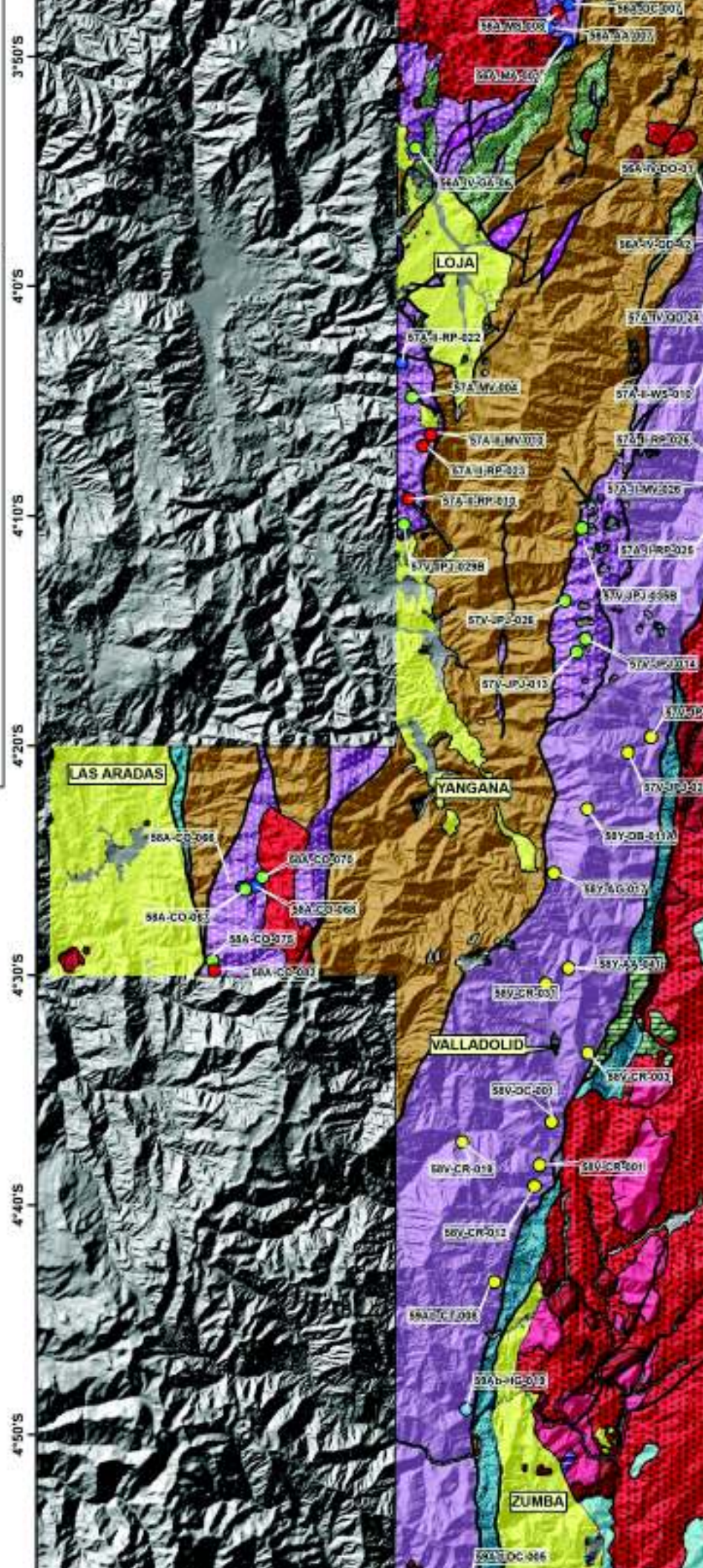
**MUESTRAS**



**CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES TRES LAGUNAS Y SABANILLA EN LA CORDILLERA REAL ENTRE LOS 3.5° S Y 5° S.**

BASE GEOLÓGICA: INIGEMM (2017)  
 MODIFICADO POR: Karen Mejía  
 PROYECCIÓN: Universal Transverse Mercator  
 DATUM: WGS84

**MAPA DE UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO**



#### 4.1.1 PETROGRAFÍA DE LA UNIDAD TRES LAGUNAS

Para esta Unidad las muestras fueron recolectadas en las hojas topográficas de Juntas, Loja Norte, Loja Sur, Vilcabamba y Las Aradas, entre las Provincias Loja y Zamora Chinchipe. En total fueron utilizadas 25 secciones delgadas, como se detallan en la Tabla 4.1.

##### **Relaciones de campo**

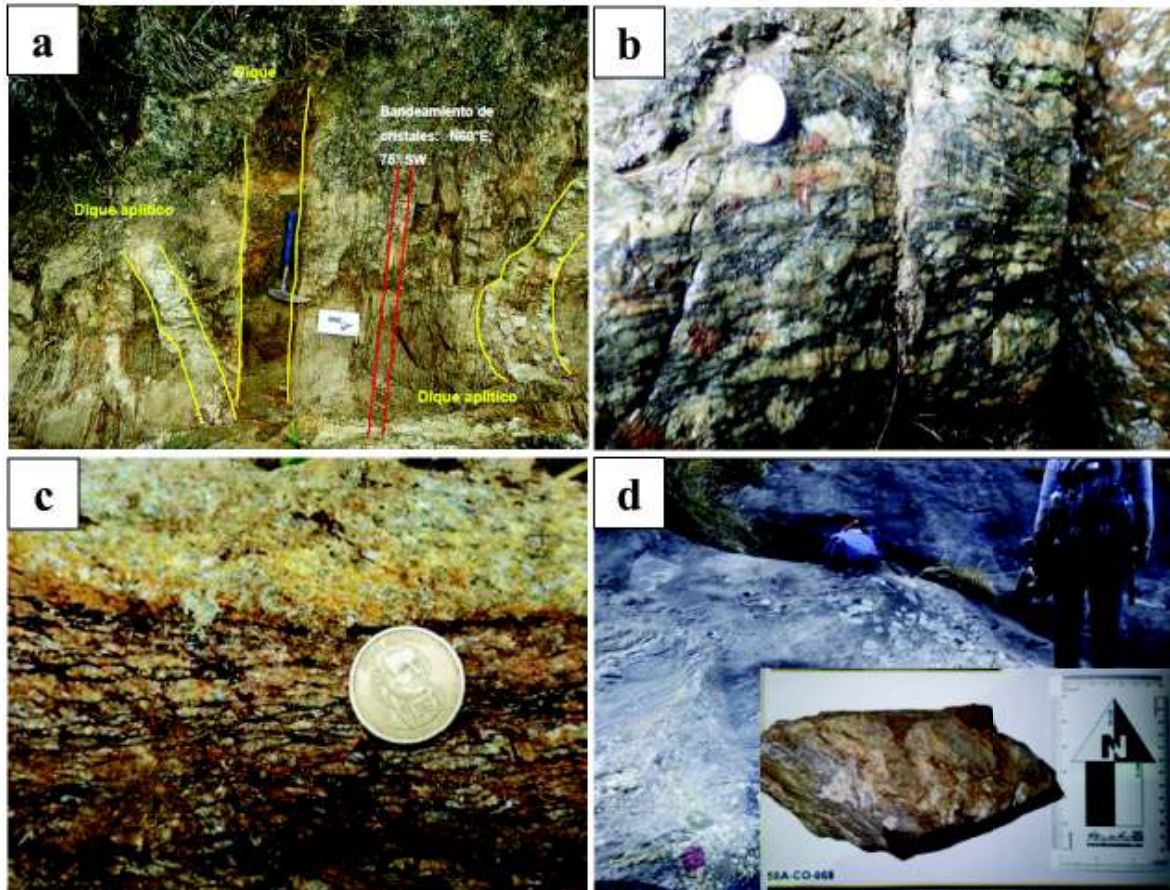
Se realizó un resumen de la información otorgada en cada levantamiento geológico efectuado en años 2015 y 2016 por el Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero y Metalúrgico (INIGEMM).

Al norte de la zona de estudio, en la hoja de Las Juntas (INIGEMM, 2015a), se presentan morfologías con pendientes abruptas a escarpadas; donde existen afloramientos de rocas masivas de grano medio y constituido litológicamente por ortogneises de composición intermedia a ácida, con altos contenidos de cuarzo, feldespato, biotita y trazas de moscovita. Hacia el SW de esta área de investigación se observa que esta unidad está intruida por diques de composiciones intermedias y sin deformación. Se distinguen dos tipos; i) pórfidos con altos contenidos de anfíbol y bajo porcentaje de plagioclasa, además de ii) cuerpos de composición diorítica con textura fanerítica, alto contenido de piroxeno y anfíbol (Fig. 4.2a). Esta Unidad está en contacto tectónico con la Unidad Chigüinda hacia el este y contacto intrusivo con el Plutón San Lucas.

Continuando hacia el sur en la hoja de Loja Norte (INIGEMM, 2016a) cortes realizados en la antigua vía Loja-Santiago se observaron cuerpos batolíticos con dirección NNE-SSW, se registró un contacto intrusivo con la Unidad Agoyán y otro tectónico con las Formaciones Trigal y Belén en la zona de la cuenca de Loja. Respecto a la litología consisten de ortogneises, donde de manera local estas rocas varían gradualmente a gneises migmatíticos de coloración gris y con pliegues de flujo (Fig. 4.2b).

En la parte occidental de la hoja Loja Sur (INIGEMM, 2016b) la Unidad Tres Lagunas forma una franja con tendencia N-S y en la parte sur-central se interpreta la presencia de un lente tectónico. Los principales afloramientos revelan

ortogneises compuestos de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y moscovita. Esta Unidad se encuentra en contacto fallado con la secuencia metasedimentaria de la Unidad Chigüinda al este y con la Unidad Sabanilla al oeste (Fig. 4.2c).



**Figura 4.2** Fotografías representativas de la Unidad Tres Lagunas en campo. **(a)** Afloramiento diques con composiciones intermedias y sin deformación que intruyen a la Unidad Tres Lagunas (UTM: 695 034E – 9 576 814N). **(b)** Gneis de la Unidad Tres Lagunas en la quebrada Mamanuma (UTM: 697 547E; 9 569 044N). **(c)** Detalle textural del desarrollo inicial de gneises con estructuras S y C (UTM: 696 565E; 9 545 532N). **(d)** Esquisto Qtz micáceo plegado aflorantes en el río Chiriyacú (UTM: 682923E/9 509 594N). Fotos tomadas de las memorias técnicas de INIGEMM (2015a), INIGEMM (2016a), INIGEMM (2016b) e INIGEMM (2016d).

La hoja de Vilcabamba (INIGEMM, 2016c) muestra afloramientos de metagranitos ligeramente foliados por cizalla, gneises graníticos y granodioritas biotíticas compuestos por cuarzo azul, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita en los extremos noreste, sureste y centro en la zona de investigación correspondiente a este levantamiento. Se infiere que los contactos con las

Unidades Chigüinda y Sabanilla son tectónicas, los cuales son perceptibles por las fallas Sabanillas y Banderillas.

Y las últimas ocurrencias de la Unidad Tres Lagunas para nuestra zona de estudio son en la hoja de Las Aradas (INIGEMM, 2016d) donde muy pocos afloramientos presentan una deformación incipiente y litológicamente comprenden metagranitos, gneises y esquistos de cuarzo y moscovita. Respecto al contacto con la Unidad Chigüinda, evidencias de campo sugieren contactos tectónicos además de intrusivos en algunas quebradas (Fig. 4.2d).

Para la descripción petrográfica de las rocas de la Unidad Tres Lagunas (muestras otorgadas por el INIGEMM) se decidió describir uno a uno cada mineral, exhibiendo las diferentes deformaciones, texturas y microestructuras registradas en sección delgada.

### **Descripción Macroscópica**

Las muestras de mano presentan colores que varían desde gris blanquecino a crema con tonalidades amarillentas, textura generalmente granoblástica hasta lepidoblástica con tamaños de grano grueso a fino. Cabe destacar que además se observaron en varias muestras texturas ígneas primarias bien preservadas (faneríticas). Estructuras gnéisicas a esquistosas con alineación de filosilicatos agrupados en sentido de la foliación, estrías, sigmoides y espejos de falla. Mineralógicamente incluyen en su composición cuarzo “azul” y gris, plagioclasa sódica, cristales ahumados de feldespato potásico, biotita y moscovita. Debido a las deformaciones que sufrieron estas rocas se evidenciaron texturas miloníticas con reducción tectónica del tamaño de grano.

### **Descripción Microscópica**

Las rocas de la Unidad Tres Lagunas presentan clara evidencia de recristalización, deformación y metamorfismo. Claramente hay muestras que evidencian una deformación incipiente con texturas ígneas muy bien preservadas hasta muestras con estructuras gnéisicas y esquistosas. En la zona de estudio la mayoría de muestras que presentan textura fanerítica y son caracterizadas como granitos, están dentro de un lente que se extiende de N-S en la hoja de

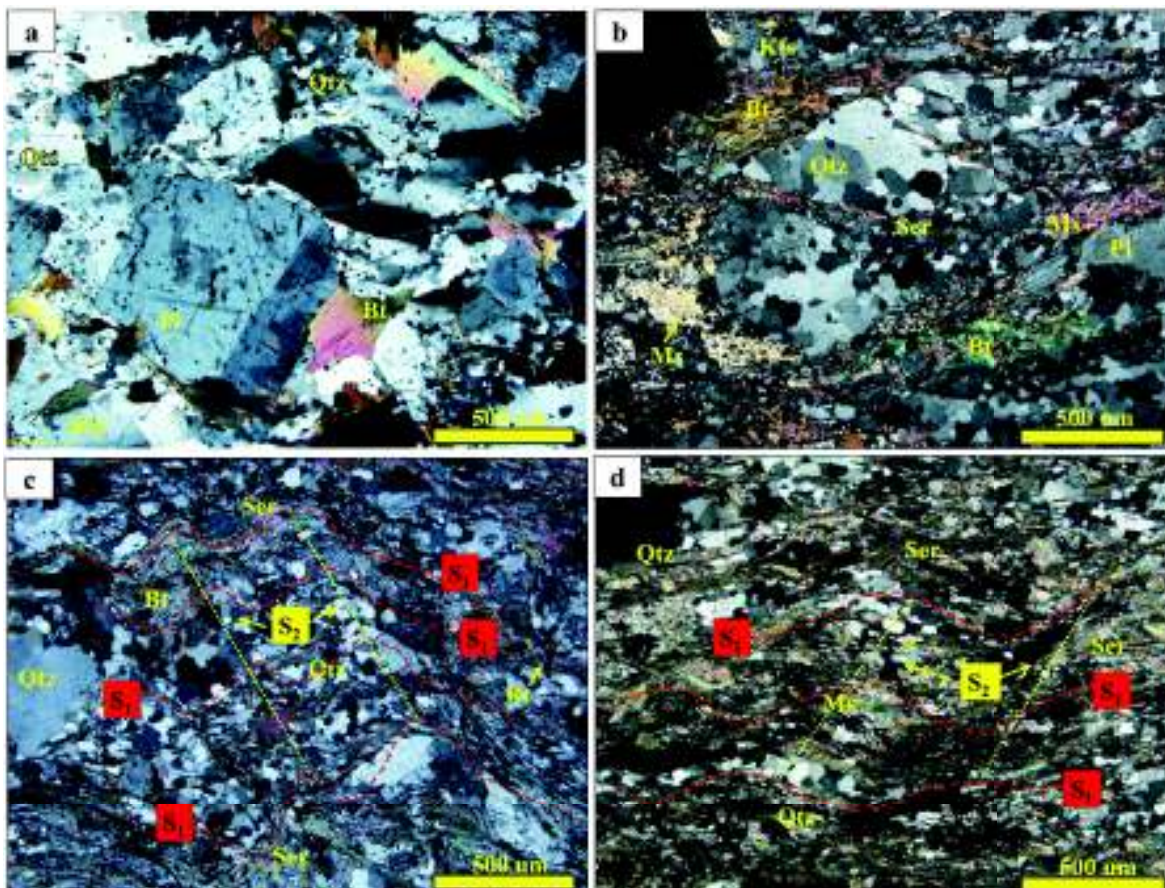
Vilcabamba entre las Unidades Chigüinda (O) y Sabanilla (E). Mientras que las rocas con texturas grano-lepidoblástica hasta lepidoblástica y estructuras gnéicas-esquistosas evidencian mayor recurrencia en la región norte del área de interés; entre las hojas de Las Juntas, Loja Sur y hacia el oeste en Las Aradas principalmente en las zonas que están en próximas al contacto con las filitas de la Unidad Chigüinda (O).

En general están compuestos por cuarzo (35%), plagioclasa sódica (14%), feldespato potásico (13%), biotita (13%), moscovita (<10%), sericita (6%), clorita (5%), granate (3%) y opacos (<1%) (Tabla 4.1). Las texturas dominantes son fanerítica para los granitos y granoblástica hasta lepidoblástica en gneises y esquistos, además de observarse estructuras como la gnéica-bandeada. Los tamaños de grano varían con rangos entre 1-2 cm, siendo los cristales de cuarzo y feldespato potásico los de mayor tamaño, apreciable en la muestra 57V-JPJ-013 (Fig. 4.3a) propia de cuerpos ígneos magmáticos. Sin embargo, muestras que presentan claras deformaciones evidencian microestructuras tipo augens de cuarzo los cuales están rodeados generalmente por una matriz micácea, visible en muestras como la 56A-OC-002 (Fig. 4.3b).

Las muestras sometidas a eventos de deformación registran la existencia de microestructuras visibles en muestra de mano y lámina delgada, de las cuales se reconocen:

- I. La foliación penetrativa  $S_1$  con forma lisa, algunas veces sinuosa que está definida por cristales laminares-finos como biotita, moscovita, clorita y sericita.
- II. Un clivaje penetrativo de microcrenulación  $S_2$  que afecta a la foliación preexistente.
- III. El desarrollo de fábricas S/C, generalmente este tipo de microestructuras no son muy recurrentes dentro de esta Unidad.

Como se observa en la Figura 4.3 c y d, claramente se distingue la foliación penetrativa  $S_1$  la cual ha sido afectada por la microcrenulación  $S_2$  de tipo regular, donde los filosilicatos son los que marcan la dirección preferencial en el sentido de la foliación o bandeamiento composicional.



**Figura 4.3** Fotografías de las láminas delgadas correspondientes a las muestras de la Unidad Tres Lagunas.

(a) y (b) Estructura tipo augen y cristales recrystalizados de cuarzo rodeados por una matriz micácea, muestras 57V-JPJ-013 y 56A-OC-002. (c) y (d) Visible crenulación con textura grano-lepidoblástica y lepidoblástica respectivamente, muestras 57A-II-MV-010 y 57A-II-RP-022.

CÓDIGO DE MUESTRA	TIPO DE LITOLOGÍA	UTM		MINERALES														TEXTURA	NOM	
		X	Y	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Ms	Ser	Chl	Cal	Czo	Zo	Óxidos	Grt	Tur	OPACOS			
56A-IV-GA-06	GRANITO	696827	9568071	40	20	15	15		<5										Fanerítica	
57A-MV-004	GRANITO	695456	9548807	30	20	20	10	10	8						2				Fanerítica	
57A-II-RP-023	GNEIS	697096	9544809	30	15	10		5	20										Grano-lepidoblástica	Gn
57A-II-RP-022	ESQUISTO	694653	9551577	35	5	15	5	40											Lepido-granoblástica	
57A-II-RP-010	GNEIS	695212	9540662	35	<5	10	20	10	<5	5			<5	<4					Grano-lepidoblástica	G
57A-II-MV-010	GNEIS	698003	9546081	35	15	10	10	15	10										Grano-lepidoblástica	C
57A-RP-005	GRANITO	695456	9548807	25	20	25	10	5	5		<8			<2					Fanerítica	
56A-AA-007	ESQUISTO	706496	9578425	55	5	5	25	10	10										Lepidoblástica	Es
56A-OC-002	GNEIS	708445	9582204	35	15	10	20	15	5										Grano-lepidoblástica	C
56A-OC-007	ESQUISTO	708130	9580786	45		15	20	10						8					Lepidoblástica	Esquisto
56A-II-OC-18	GRANITO	696604	9585842	40	15	10	10	15		<3	<5								Fanerítica	
56A-MA-001	ESQUISTO	707077	9577080	40	10	15		10	<7	15	<3								Lepido-granoblástica	
56A-MS-008	GNEIS	707129	9579699	30	20	10	15	10	10					<5					Grano-lepidoblástica	C
56A-II-OC-14	ESQUISTO	705697	9584816	45		5	20	10	12	5				<3					Lepidoblástica	Es
58A-CO-066	ESQUISTO	681819	9509518	45	10	10	15	10	5	<5									Lepido-granoblástica	Es
58A-CO-068	ESQUISTO	682922	9509593	35	5	10	15	20	8	<5									Lepido-granoblástica	Es
58A-CO-070	GRANITO	683459	9510317	30	15	10	15	5	10	<10							1		Fanerítica	
58A-CO-075	GRANITO	677861	9502254	50	20	10		10	<9				<1						Fanerítica	
58A-CO-082	GNEIS	679703	9501872	35	15	10	20	15	<4										Grano-lepidoblástica	C
58A-CO-067	GRANITO	682081	9509355	40		20	15	10	<8	<5									Fanerítica	
57V-JPJ-035B	GRANITO	709066	9538340	65	5	5	10	8		<5									Fanerítica	
57V-JPJ-026	GRANITO	707740	9532484	40	15	10	5	15	8	<7									Fanerítica	
57V-JPJ-029B	GRANITO	694797	9538618	30		25	10	5	15	15									Fanerítica	
57V-JPJ-013	GRANITO	708803	9529308	35	20	15	15	10	<5										Fanerítica	
57V-JPJ-014	GRANITO	709391	9529440	40	20	10	10	8	10				<2						Fanerítica	



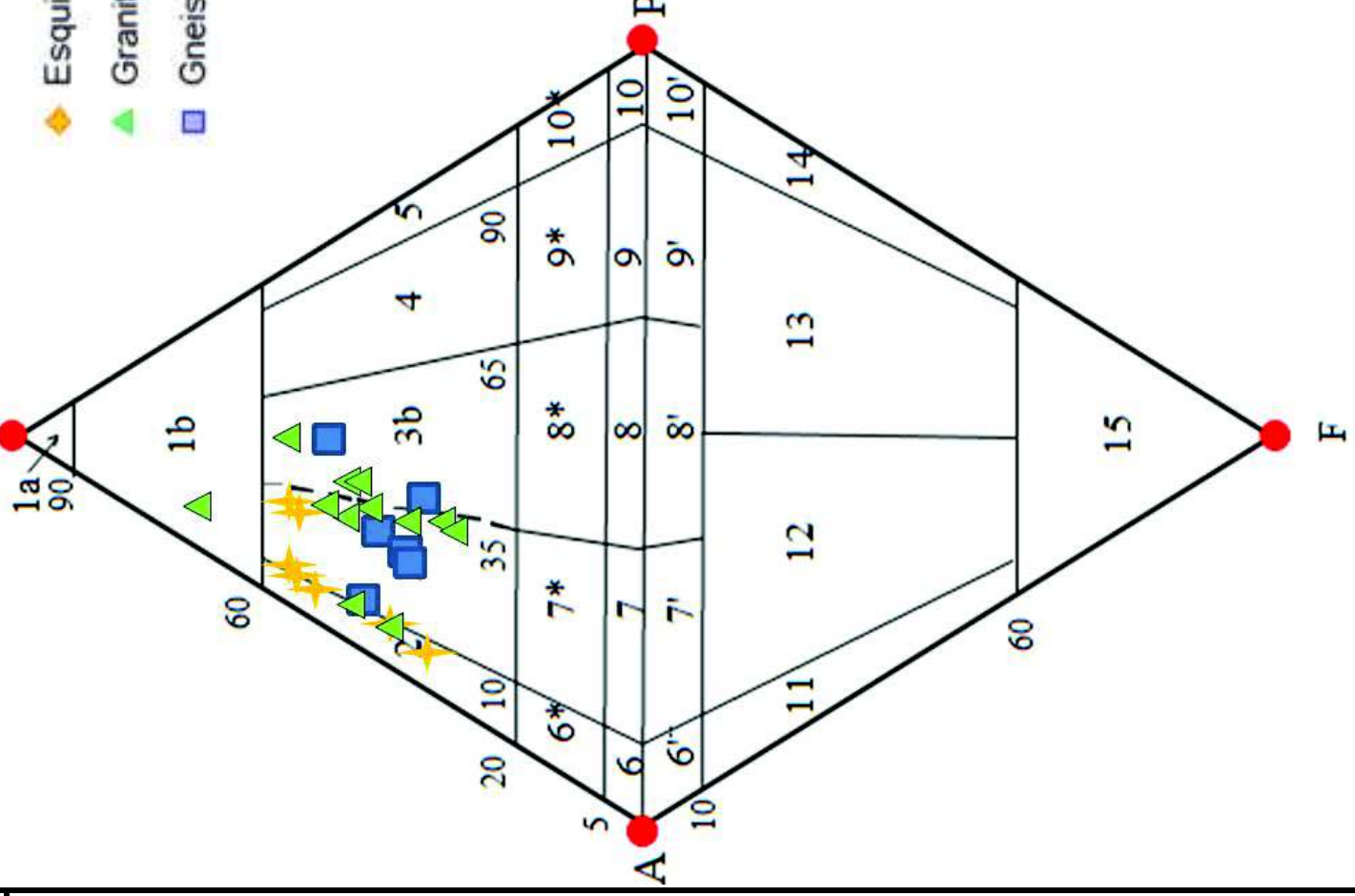
Respecto a las texturas, se observaron simplectitas las cuales alteran el borde de los granos generando una disminución en esa área, por ejemplo la mirmequita aunque con una baja recurrencia en este grupo de rocas. Para mayor detalle se explicará en la descripción óptica del cuarzo.

Para las muestras de este estudio se han identificado tres tipos de litología a través de la mineralogía y texturas observadas, los cuales son descritos a continuación:

- **Granitos**, mineralógicamente comprenden cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa sódica, biotita y moscovita, de textura granoblástica además de evidenciar texturas relictas (fanerítica), generalmente de grano medio a grueso y un origen relacionado a partir de rocas plutónicas ígneas.
- **Gneises**, engloban la misma mineralogía que los granitos, con la diferencia de que los cristales presentan una dirección preferencial, presentan augens de cuarzo que se acomodan entre las bandas sub-paralelas, alternando cuarzo-feldespato con bandas de mica y exhibiendo una textura grano-lepidoblástica. Las muestras que han sido identificadas como gneises no es debido a que se identifiquen como rocas metamórficas, sino únicamente a la orientación que presentan los minerales.
- **Esquistos**, compuestos por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y mayor contenido de biotita, moscovita, clorita y sericita. Texturalmente varían entre lepidogranoblástica hasta netamente lepidoblástica. En comparación a los granitos y gneises estas rocas presentan microestructuras con una marcada foliación  $F_1$ , clivaje penetrativo de microcrenulación  $S_2$  y desarrollo de fábricas S/C; debido a que estas muestras se ubican dentro de zonas de falla y están en contacto con otras unidades adyacentes. Cabe recalcar que por su característica estructural y textural estas rocas fueron denominadas como esquistos.

Al haber obtenido la composición mineralógica y porcentajes para las 25 muestras se procedió a realizar una clasificación modal para las rocas de la zona de estudio, concernientes a la Unidad Tres Lagunas. Se debe mencionar que la clasificación modal a través de un diagrama triangular Q-A-P (Le Maitre et al., 2002).

- arzoilita o silexita
- rnitoides ricos en cuarzo
- rnito de feldespato alcalino; con bajo índice de color: alaskita
- rogranito
- rnzogranito, adamellitita
- rnodiorita
- nalita, cuarzdiorita; con bajo índice de color: trondjemita
- arzo-sienita de feldespato alcalino
- arzo-sienita
- rnita feldespatoidal, pulaskita
- arzosienita
- rnita
- askita
- arzo-monzonita
- rnzonita
- rnzonita feldespatoidal
- arzo-monzdiorita, cuarzo-monzogabro
- rnzdiorita, monzogabro
- rnzdiorita o monzogabro feldespatoidal
- arzdiorita, cuarzogabro
- bro (%An en plagioclasa > 50%) o diorita (%An en plagioclasa < 50%)
- bro o diorita feldespatoidal
- rnita nefelínica, foyaita, lujavrita
- gifo yaita
- rnsexita
- rnralita, teschenita si tiene analcima
- rn dolita



1.4.4 Diagrama de clasificación para rocas Ígneas Plutónicas (Le Maitre et al., 2002) con las muestras de la Unidad Tres Laguna plateadas y su respectiva simbología (Q: cuarzo, A: feldespato alcalino, P: plagioclasa, F: feldespatoide)

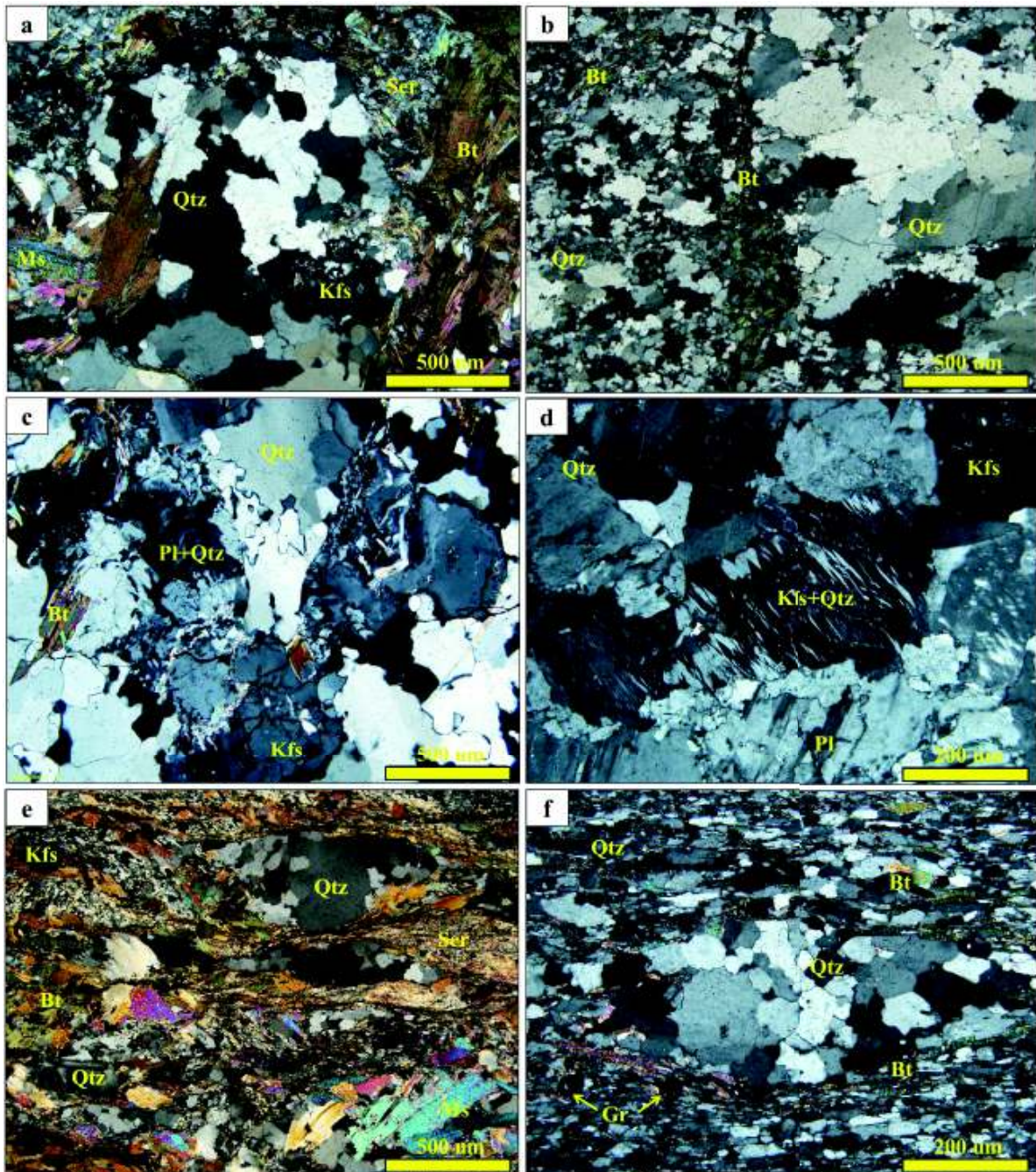
Como se observa en la Figura 4.4 la mayoría de muestras se concentran en los campos de granitos feldespáticos, sienogranitos y monzogranitos; determinando el contenido de cada mineral modal en las rocas de interés y la denominación de rocas plutónicas.

A continuación se realiza una caracterización de la mineralogía y texturas de cada mineral, así como también de las deformaciones presentes dentro las muestras de la Unidad Tres Lagunas en la zona de estudio:

**Cuarzo (Qtz)**, mineral principal presente en todas las secciones delgadas aportando el mayor contenido dentro de las muestras analizadas con un 35% modal en promedio. Por lo general son cristales euhedrales y otros subhedrales con tamaños que van desde 6 mm hasta 1 cm. Algunas veces presentan bordes dentados debido a una ligera migración del límite de grano (Fig. 4.5a y b), birrefringencia leve y colores de interferencia de primer orden.

Tenemos texturas como la mirmequítica (poco frecuente en este grupo), que comprende el entrecrecimiento de cuarzo en forma vermicular dentro de un cristal de plagioclasa ácida tal como se aprecia en la Figura 4.5c, donde la asociación entre ambos cristales resulta casi indistinguible debido a que estos presentan índices de refracción similares (Mackenzie & Guilford, 1982). Además de texturas/estructuras granofíricas, las cuales consisten en una cristalización simultánea, donde un cristal de feldespato potásico engloba numerosos cristales de cuarzo de manera cuneiforme (Mackenzie & Guilford, 1982) (Fig. 4.5d).

Dentro de esta Unidad observamos estructuras específicas como sigmoides o augens de cuarzo donde se pueden formar nuevos cristales libres de deformación intracristalina que crecen a expensas de los dominios deformados propios de un metamorfismo dinámico; además de encontrarse rodeados por una matriz micácea como se aprecian en las muestras 56A-MS-008 y 56A-OC-007, las cuales denotan una gran deformación que provoca el alargamiento y disposición de los minerales de cuarzo, feldespato y mica (Fig. 4.5 e y f).

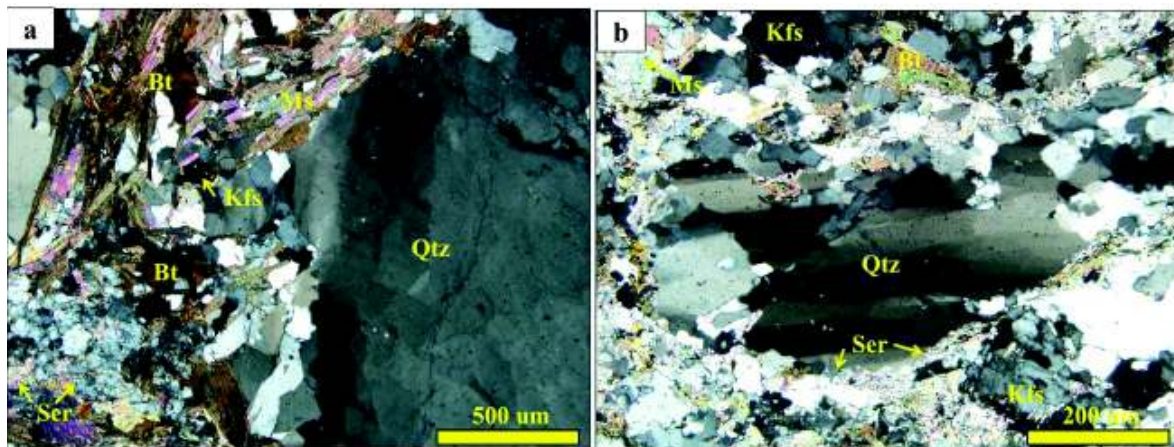


**Figura 4.5** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en las texturas y estructuras del cuarzo.

(a) y (b) Cristales de cuarzo con clara migración del límite de grano, muestras 58A-CO-082 y 57V-JPJ-035B. (c) Textura mirmequítica entre cristales de cuarzo y plagioclasa ácida, muestra 57V-JPJ-014. (d) Textura granofírica la cual consiste en cristalización simultánea entre Kfs y Qtz, muestra 57A-II-RP-005. (e) y (f) Estructuras sigmoides o augens de cuarzo con clara recrystalización de Qtz con textura grano lepidoblásticas, muestras 56A-MS-008 y 56A-OC-007.

Dentro de este mineral podemos identificar deformaciones evidentes, entre estas tenemos:

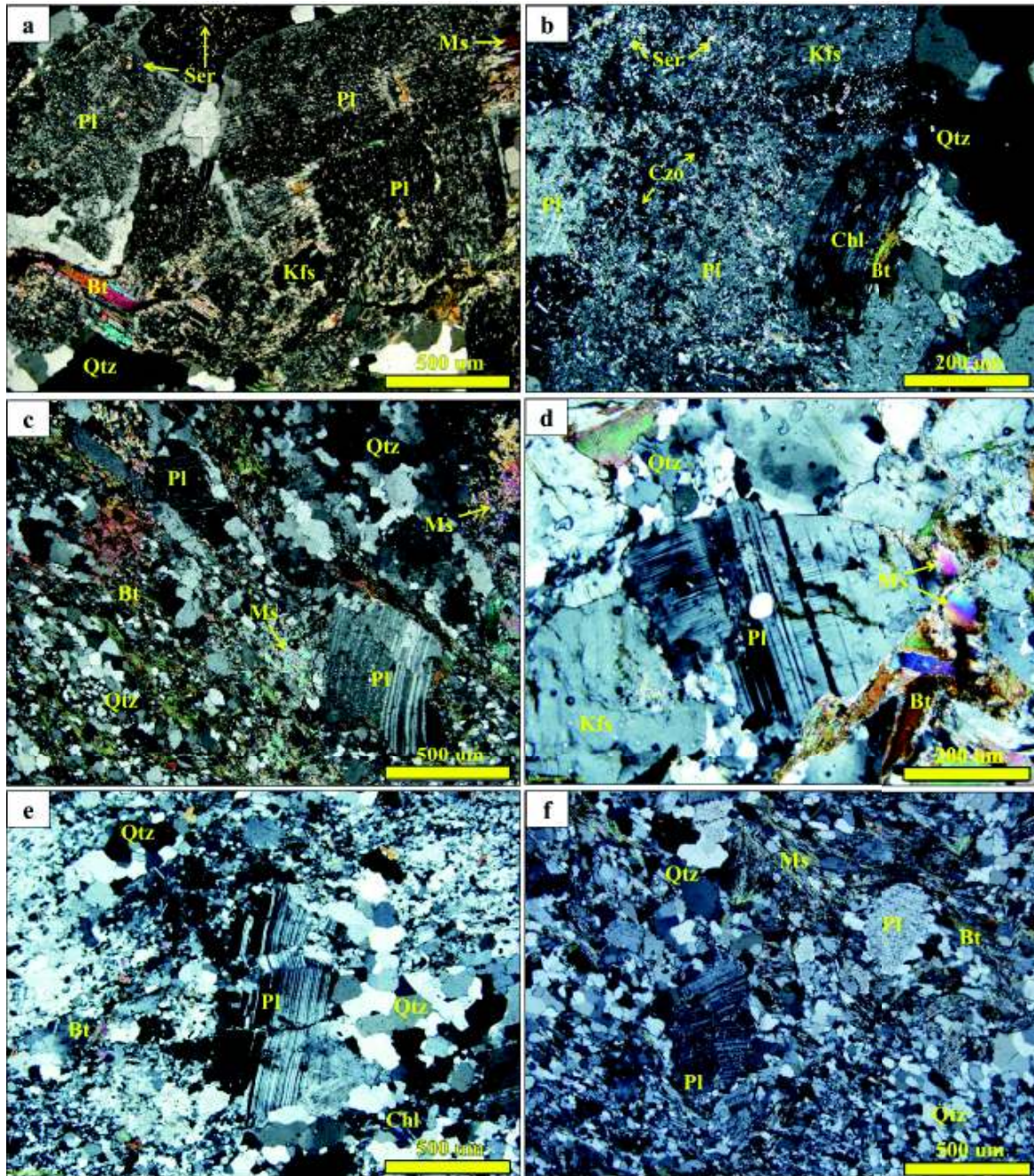
- Extinción ondulatoria, presente en un 90-95% de las rocas seleccionadas, como ejemplos representativos tenemos las muestras 58A-CO-082 y 57V-JPJ-026 recolectadas en las hojas de Las Aradas y Vilcabamba respectivamente (parte central de la zona de estudio), véase Figura 4.6; esta deformación es visible con nicoles cruzados cuando un cristal de cuarzo presenta posiciones de extinción variable producto de una distorsión en la red cristalina al ser aplicado un esfuerzo leve durante una deformación plástica intracrystalina (Blenkinsop T., 2000).
- Bandas de deformación paralela, próximas a la posición de extinción (Fig. 4.6b).



**Figura 4.6** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en las deformaciones del cuarzo.

(a) Extinción ondulatoria de cristales de cuarzo debido a una deformación plástica intercrystalina, muestra 58A-CO-082. (b) Bandas de deformación paralela en cristales de cuarzo producto de la misma deformación plástica intercrystalina, muestra 57V-JPJ-26.

**Plagioclasa (PI)**, mineral recurrente entre las muestras analizadas de la Unidad Tres Lagunas con porcentajes de aproximadamente 14%. Ópticamente se observan cristales subhedrales un poco alterados, relieve bajo, maclado polisintético y tamaños que van desde 2 hasta 6 mm. Composicionalmente esta entre albita y oligoclasa ( $An_{10} - An_{24}$ ), plagioclasas sódicas propias de rocas ácidas. Los cristales muestran una frecuente alteración sericítica dándoles un aspecto turbio (Fig. 4.7a).



**Figura 4.7** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en las plagioclasas sódicas. **(a)** Cristales de plagioclase alteradas a sericita, muestras 57A-MV-004. **(b)** Inclusiones idiomorfas de clinozoisita en cristales de plagioclase, muestra 57A-II-RP-005. **(c)** y **(d)** Cristales rotos, fisurados de plagioclase y superposición de los mismos respectivamente en cada figura, muestra 56A-OC-002 y 57V-JPJ-013. **(e)** y **(f)** Deformación twins producto de una deformación mecánica en cristales de plagioclasas, muestras 56A-IV-GA-006 y 57A-MV-010.

También en algunas muestras la plagioclase presenta inclusiones ideomorfas de clinozoisita y moscovita orientadas al azar (Fig. 4.7b), esta microtextura ha sido interpretada como resultado de una reacción no finalizada, donde una plagioclase

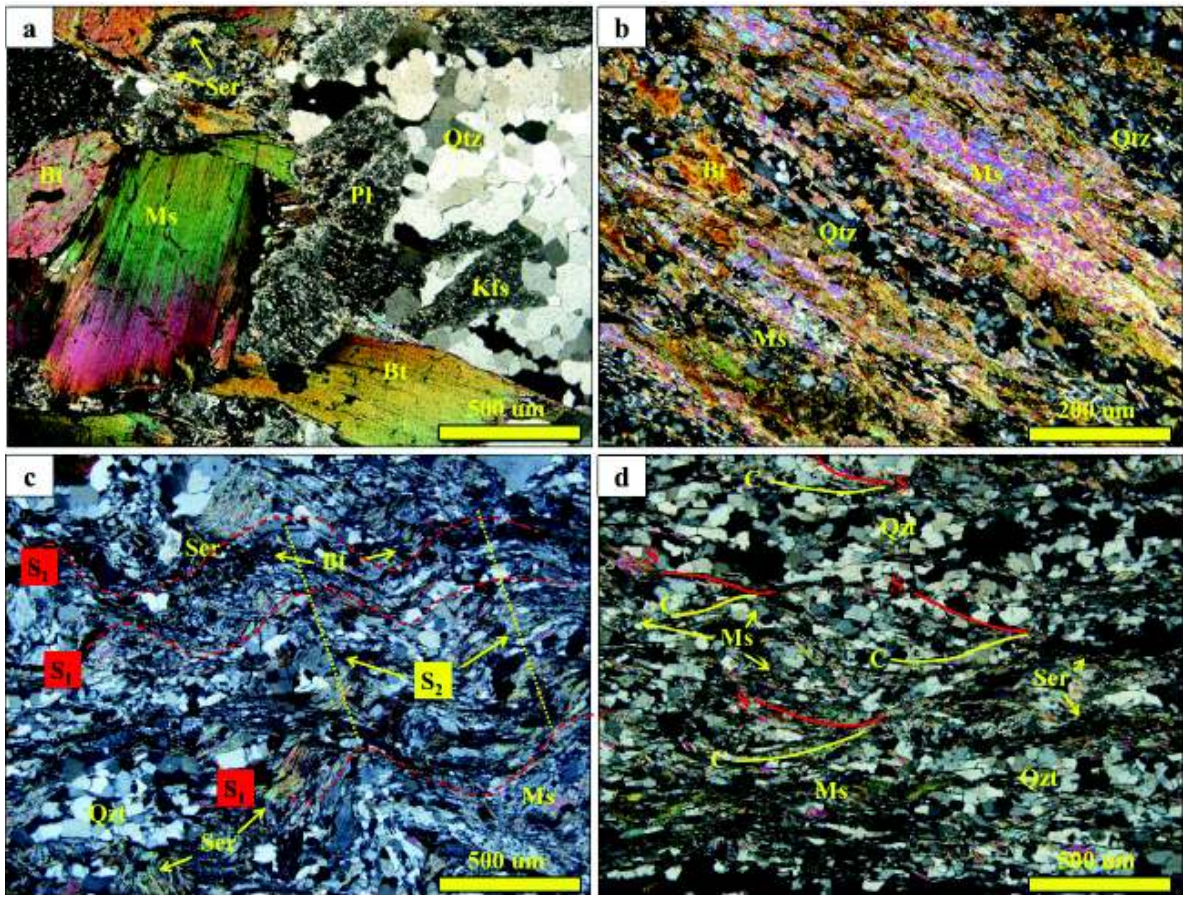
rica en anortita (An) reacciona parcialmente con feldespato potásico (Kfs) y agua para dar lugar a una plagioclasa más albitica (Ab) y numerosas inclusiones de clinozoisita (Czo), moscovita (Ms) y cuarzo (Qtz) en otras ocasiones (Bucher y Grapes, 2011). Cristales rotos o fisurados son evidentes en varias muestras (Fig. 4.7 c), incluso de superposición de los mismos (Fig. 4.7 d).

Se registra un tipo de deformación no muy recurrente, pero evidente en las plagioclasas. A continuación una descripción:

- Deformación “twins”.- en la Figura 4.7e y f se observan cristales de plagioclasa con deformación mecánica; es cuando una macla o región de un cristal gira y se refleja con respecto al resto del cristal, estas maclas tienen un espesor variable que presenta un adelgazamiento y ramificación hacia el borde del cristal; y que comúnmente están doblados. Este tipo de deformación se forma por un cizallamiento de la red cristalina con respecto a la red de acogida a lo largo del plano de macla (Blenkinsop T., 2000).

**Micas**, comprenden cristales de biotita (Bt) y moscovita (Ms); filosilicatos agrupados, generalmente orientados entre los cristales de cuarzo y feldespatos (Fig. 4.8). Formando un porcentaje aproximado de un 23% de la roca.

- **Biotita (Bt)**.- presente en mayor cantidad que la moscovita con un 13%, generalmente se la observa como secciones euhedrales tabulares con coloraciones pardo-verdosas a rojizas, relieve moderado y cloritización avanzada en algunas muestras. Algunos cristales presentan tamaños de hasta 6 mm (Fig. 4.8a), pero la mayoría están en un rango entre 3 y 4 mm aproximadamente.
- **Moscovita (Ms)**.- presente con un 10% en la mayoría de las muestras y generalmente están en el sentido de la foliación y dispuestos entre los cristales de cuarzo y feldespato.



**Figura 4.8** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en las micas. (a) y (b) Cristales de moscovita y biotita orientados entre los cristales de Qtz, Kfs y Pl, muestras 57A-MV004 y 56A-AA-007. (c) y (d) Micropliegues y matriz micácea que rodea augens de Qtz, muestras 57A-II-MV-010 y 57A-II-RP-022.

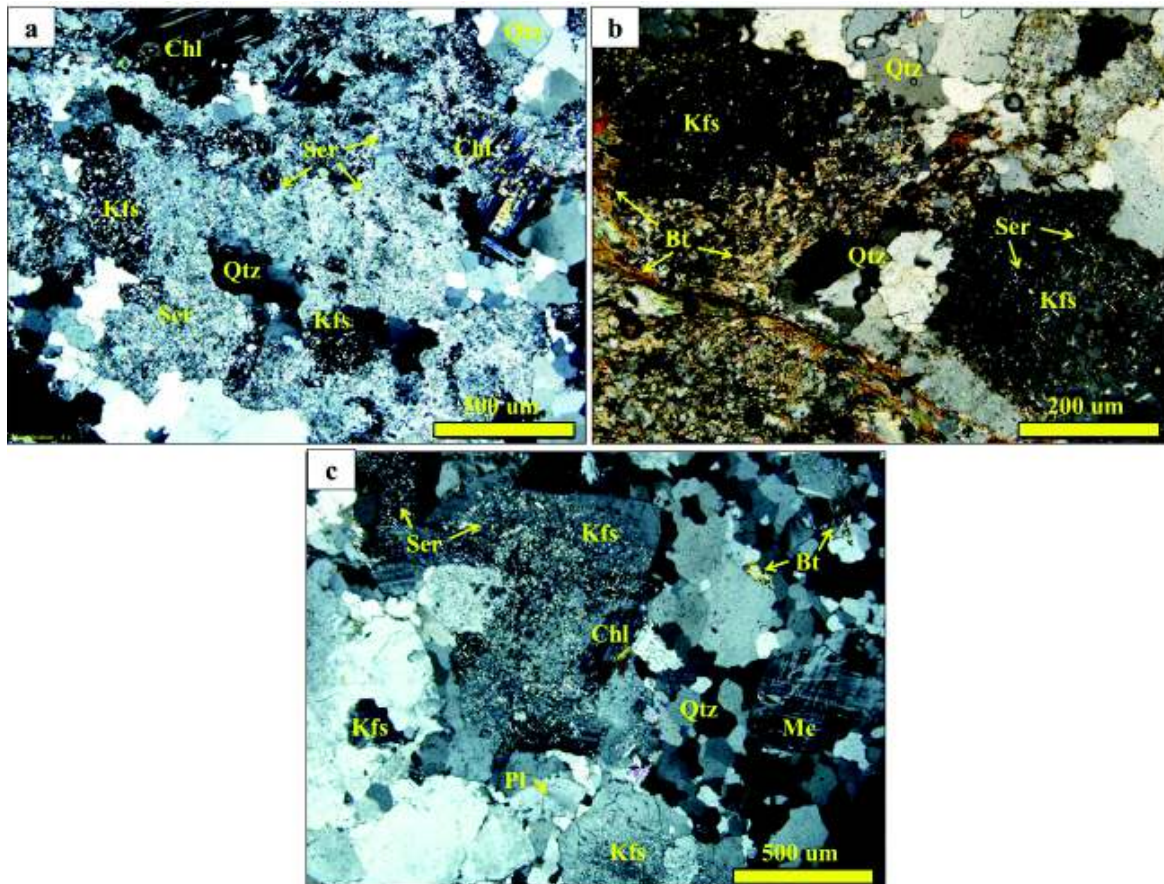
En varias muestras, ambos minerales forman una matriz micácea que suele rodear a estructuras como los augens de cuarzo o tan solo a porfidoblastos de plagioclasa y feldespato.

Como se observa en las muestras 57A-II-MV-010 y 57A-II-RP-022 están presentes varias microestructuras bien marcadas como foliación penetrativa  $S_1$ , microcrenulación  $S_2$  de forma sinuosa (Fig. 4.8c) y desarrollo de fábricas S/C (Fig. 4.8d), las cuales consisten en la superposición de bandas de cizalla tipo-C sobre los planos del clivaje penetrativo  $S_1$  (Hanmer & Passchier, 1991) es decir, que estas bandas de cizalla se formaron posiblemente al mismo tiempo y en las mismas condiciones de temperatura y presión que el  $S_1$  (Passchier & Trouw, 2005).



**Feldespatos alcalinos ricos en potasio (Kfs)**, están presentes en cantidades similares a la plagioclasa, porcentajes entre 12 a 13%, son cristales subhedrales incoloros aunque a veces con un cierto aspecto rugoso o turbio, debido a su típica alteración a moscovita, sericita o arcillas.

Otra característica visible de este mineral son sus maclas simples y su relieve bajo. Además de la ortosa, la microclina es otro feldespato registrado en un par de muestras aunque en muy baja cantidad y debido a la retrogresión sericítica presente es poco reconocible, pero por su maclado polisintético en dos direcciones (estructura enrejada o de cuadrícula) se la puede identificar (Fig. 4.9c).

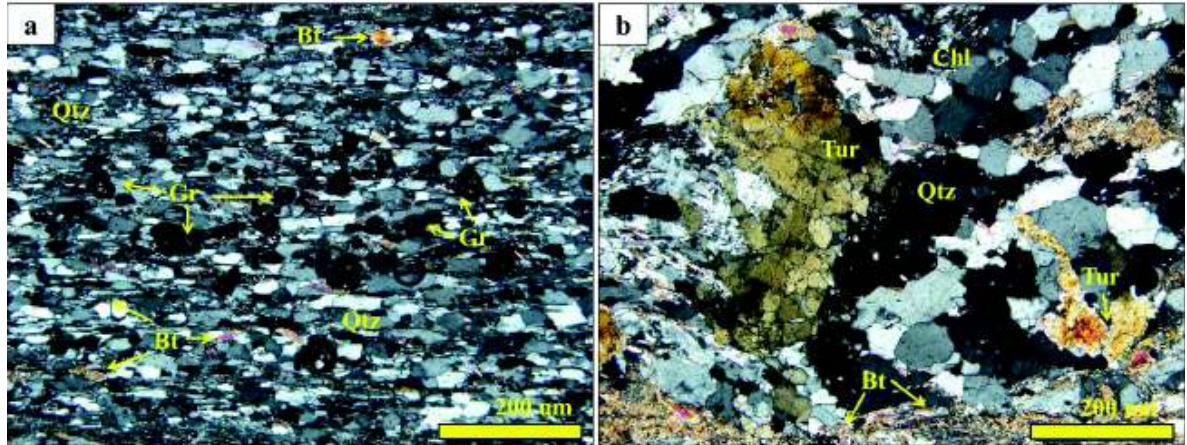


**Figura 4.9** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en los feldespatos potásicos. **(a)** y **(b)** Cristales de feldespato potásico sericitizado en su mayoría dándole un aspecto rugoso, sucio, muestras 57V-JPJ-029B y 56A-MS-008. **(c)** Cristales de microclina (Mc) poco alterado a sericita, muestra 57A-II-RP-005.

**Granate**, presente en su mayoría en la parte norte de la zona de estudio. Con porcentajes promedios entre un 3%. Su identificación es clara debido a que son cristales automorfos incoloros e isotrópicos de muy alto relieve con tamaños de hasta 4 mm (Fig. 4.10a). Son relativamente más resistentes a la alteración en

contraste a muchos otros minerales gracias a que presentan una difusión de elementos más lenta.

También se registró **turmalina** (relacionada principalmente a procesos hidrotermales) aunque en menor cantidad comparado con el granate. Visibles por su relieve alto y coloración amarillo latón tal como se aprecia en la Figura 4.10b.



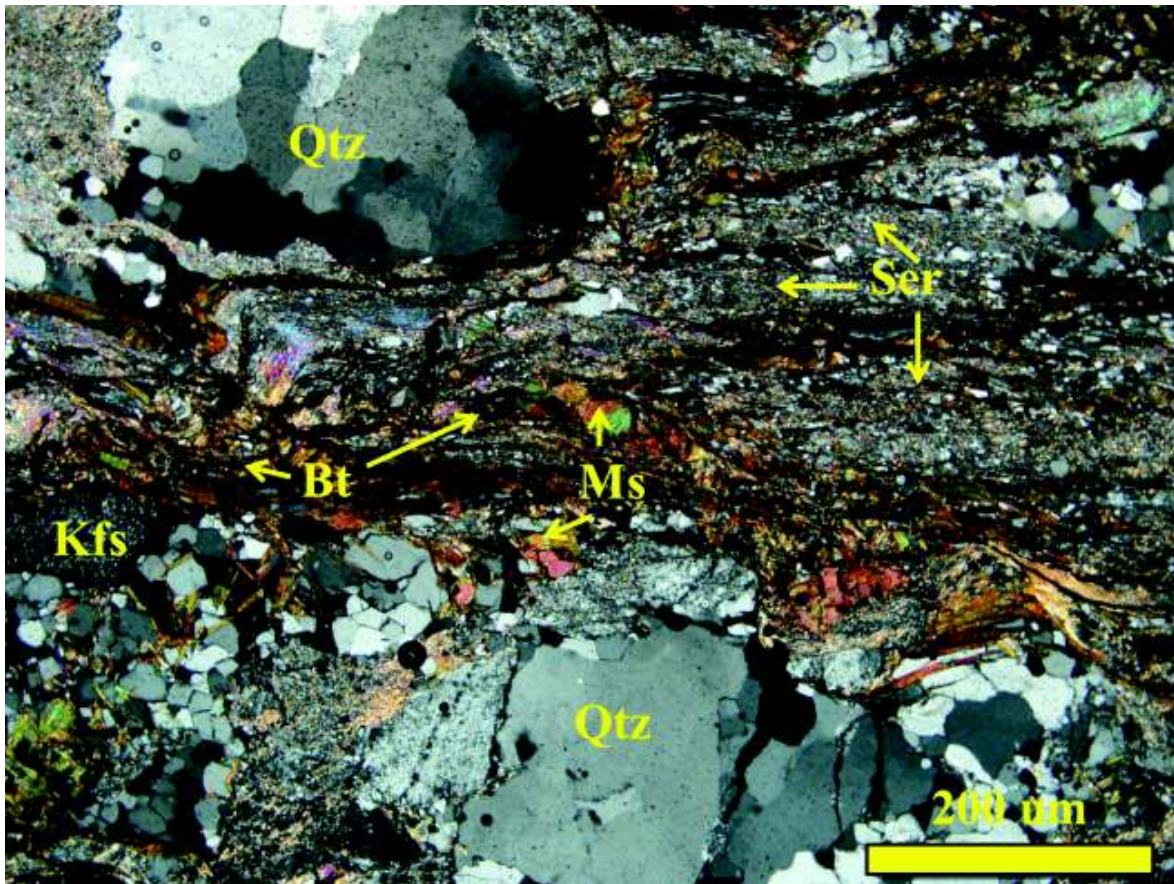
**Figura 4.10** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas a los minerales constituyentes  $\geq 5\%$  de contenido.

(a) Cristales de granate; isotrópicos y de alto relieve, muestra 56A-OC-007. (b) Cristales de turmalina, muestra 58A-CO-068.

Por último tenemos los **minerales pseudomorfos** con porcentajes  $\leq 5\%$ , donde un cristal es parcial o completamente reemplazado por otro mineral o agregado y con la posibilidad de conservar la forma del grano original (Passchier & Trouw, 2005).

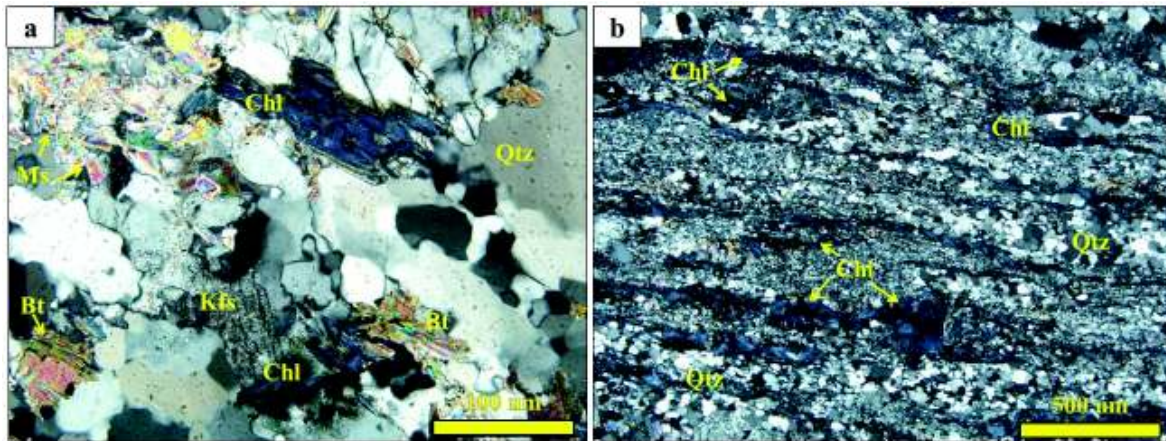
A continuación en orden de porcentaje tenemos los siguientes minerales:

- **Sericita.**- cuenta con un porcentaje promedio de 6%, es producto de alteración donde los cristales de plagioclasa, feldespato potásico y filosilicatos como la moscovita son reemplazados por pequeños agregados de grano fino de mica blanca, no presenta contornos definidos cuando es observada a través del microscopio petrográfico, (Fig. 4.11). Se encuentra en franjas con moscovita, algunas veces con la clorita y más comúnmente dentro de zonas donde hay fracturamiento.



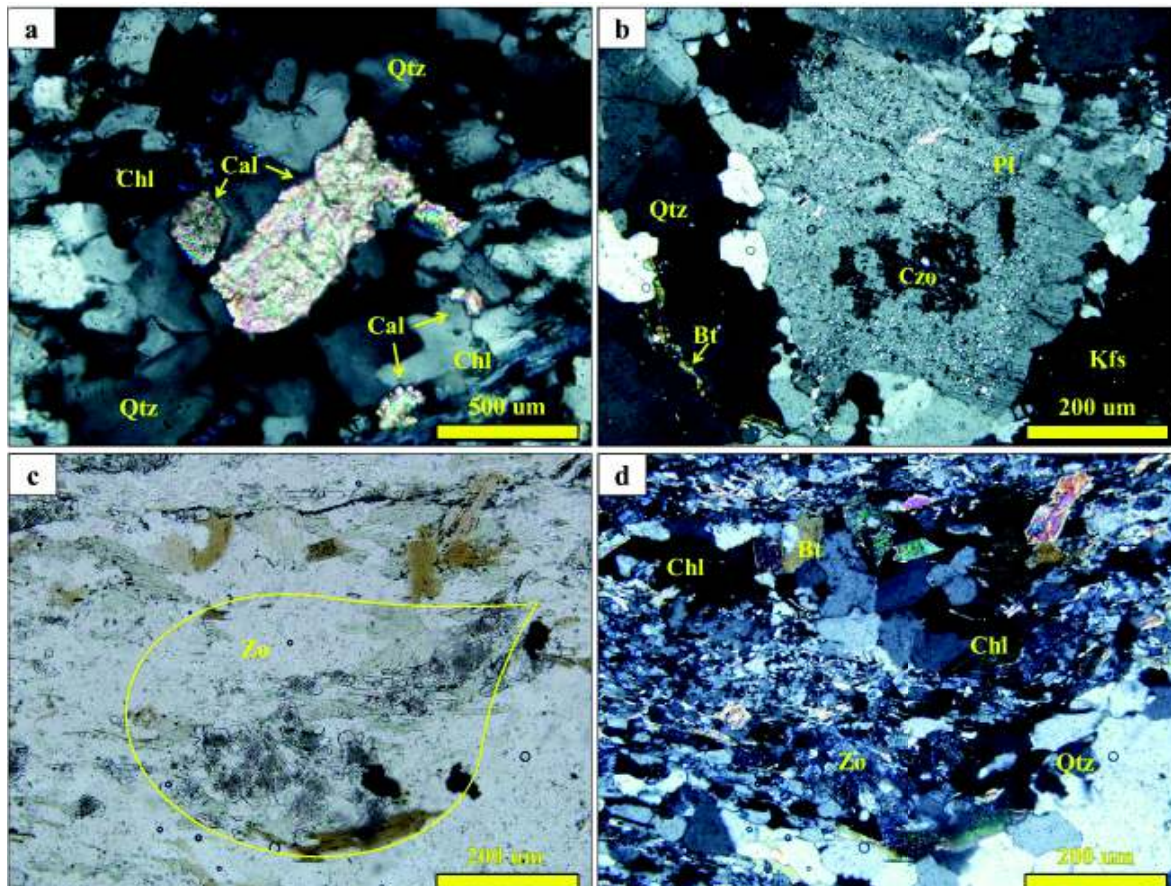
**Figura 4.11** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en los minerales de reacción retrógrada como la sericita. Finos agregados de mica blanca de birrefringencia alta producto de la alteración de feldespatos y plagioclasas, muestra 57A-II-RP-023.

- **Clorita.-** se evidencia con una clara coloración verde azulada y textura fibrosa, (Fig. 4.12a). En algunas rocas presenta cierto bandeamiento y ordenadas en conjunto con la moscovita y sericita (Fig. 4.12b). Debido a la cloritización de la biotita, esta puede liberar potasio el cual puede ser utilizado para la formación de sericita.
- **Calcita, clinozoisita y zoisita.-** presentes en porcentajes mínimos que varían entre un 3 a 5% como producto de la alteración de minerales ricos en Ca. En el caso de la calcita esta es evidente por su fuerte birrefringencia y alto relieve (Fig. 4.13a). La clinozoisita y zoisita se presentan como inclusiones xenomorfas alargadas en cristales de plagioclasas que se observan alterados, son incoloros, de relieve medio-alto y con colores de interferencia anómalos azulados, muy común como se aprecia en la Figura 4.13b y c.



**Figura 4.12** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en los minerales reacción retrógrada como la clorita.

(a) Cristales de clorita con colores de interferencia anómalos, muestra 57V-JPJ-026. (b) Cristales de clorita, moscovita y sericita orientadas en bandas subparalelas, muestra 56A-AM-001.



**Figura 4.13** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en los minerales constituyentes < 5% de contenido como la calcita, clinzoisita y zoisita.

(a) Cristales de calcita con evidente birrefringencia, muestra 56A-AM-001. (b) y (c) Cristales de clinzoisita y zoisita presentes como inclusiones xenomorfas dentro de cristales de plagioclasa, muestras 57A-II-RP-005 y 57A-II-RP-010.

## **Características mineralógicas y texturales de las rocas pertenecientes a la Unidad Tres Lagunas.**

Por lo general las rocas de la Unidad Tres Lagunas constan de granitoides con apariencias que van desde masivos a cizallados y esquistosos.

Los altos porcentajes de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa sódica y biotita, más un incipiente desarrollo de sericita y clorita producto de la alteración de feldespato alcalino y biotita respectivamente, sugirieron que las muestras de la Unidad Tres Lagunas corresponderían a rocas ígneas. Las cuales posiblemente fueron alteradas por el enfriamiento lento de estos granitos o por un evento térmico generado después de su formación.

La presencia de granate en muestras correspondientes a las hojas geológicas Las Juntas y Loja Sur (Norte de la zona de estudio), pueden tener un origen ígneo tratándose de granate magmático o metamórfico, donde el granate es incorporado en el magma granítico como xenocristal.

Los cambios comprendidos son principalmente texturales y estructurales producto de la recristalización con deformación, bandeamiento y foliación con minerales orientados, principalmente registrados en zonas de cizalla o contactos entre unidades adyacentes.

Como resultado de las altas deformaciones en varias rocas de esta Unidad tenemos los augens de cuarzo, microestructuras como foliación penetrativa  $S_1$ , microcrenulación  $S_2$  y desarrollo de fábricas S/C. Sin embargo, muestras como la 57A-MV-004 (Fig. 4.8a) evidencian deformaciones tan leves o nulas que permiten la preservación de texturas ígneas (fanerítica) propias de rocas ígneas.

### **4.1.2 PETROGRAFÍA DE LA UNIDAD SABANILLA**

Las muestras seleccionadas para la Unidad Sabanilla fueron recolectadas en las hojas geológicas (Norte a Sur) escala 1:50 000 de Loja Norte, Loja Sur, Vilcabamba, Yangana, Valladolid, San Francisco del Vergel y Zumba; de las que se describió un total de 25 láminas delgadas, véase Tabla 4.2.

## Relaciones de campo

El levantamiento geológico para esta Unidad fue realizado por parte del Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero y Metalúrgico (INIGEMM).

En la hoja de Loja Norte (INIGEMM, 2016a), las rocas de esta Unidad afloran como una faja tectónica NNE-SSW que consiste en gneises de textura porfidolepidoblástica, coloración grisácea y bandeamiento composicional de cuarzo, feldespato, biotita y moscovita; alternándose a su vez con gneises migmatíticos de igual composición mineralógica.

La hoja Loja Sur (INIGEMM, 2016b) presentó pocos afloramientos de buena calidad donde se reporta gneises migmatíticos con composición de cuarzo, biotita, feldespato alcalino y moscovita; además de encontrarse localmente gneises biotíticos emplazados entre migmatitas, incluso observaron la presencia recurrente de granate como porfidoblasto en los gneises migmatíticos. Estratigráficamente, se comprobó el contacto tectónico (NE-SW) entre las unidades Sabanilla y Chigüinda el cual genera zonas de cizalla, y la relación tectónica con la Unidad Tres Lagunas (INIGEMM, 2016b) (Fig. 4.14a y b).

En la hoja de Vilcabamba (INIGEMM, 2016c) se reporta gneises variablemente foliados de coloración gris blanquecina, y que composicionalmente comprende minerales como cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, feldespato potásico y  $\pm$  cordierita (Fig. 4.14c); se observan afloramientos en la parte central y nor-oriental de la hoja, aunque la principal zona donde afloran estas rocas es en Francisco de Numbala Alto. Basados en los cortes realizados el INIGEMM (2016c) infiere que los contactos de la Unidad Sabanilla con las Unidades Chigüinda y Tres Lagunas son tectónicos.

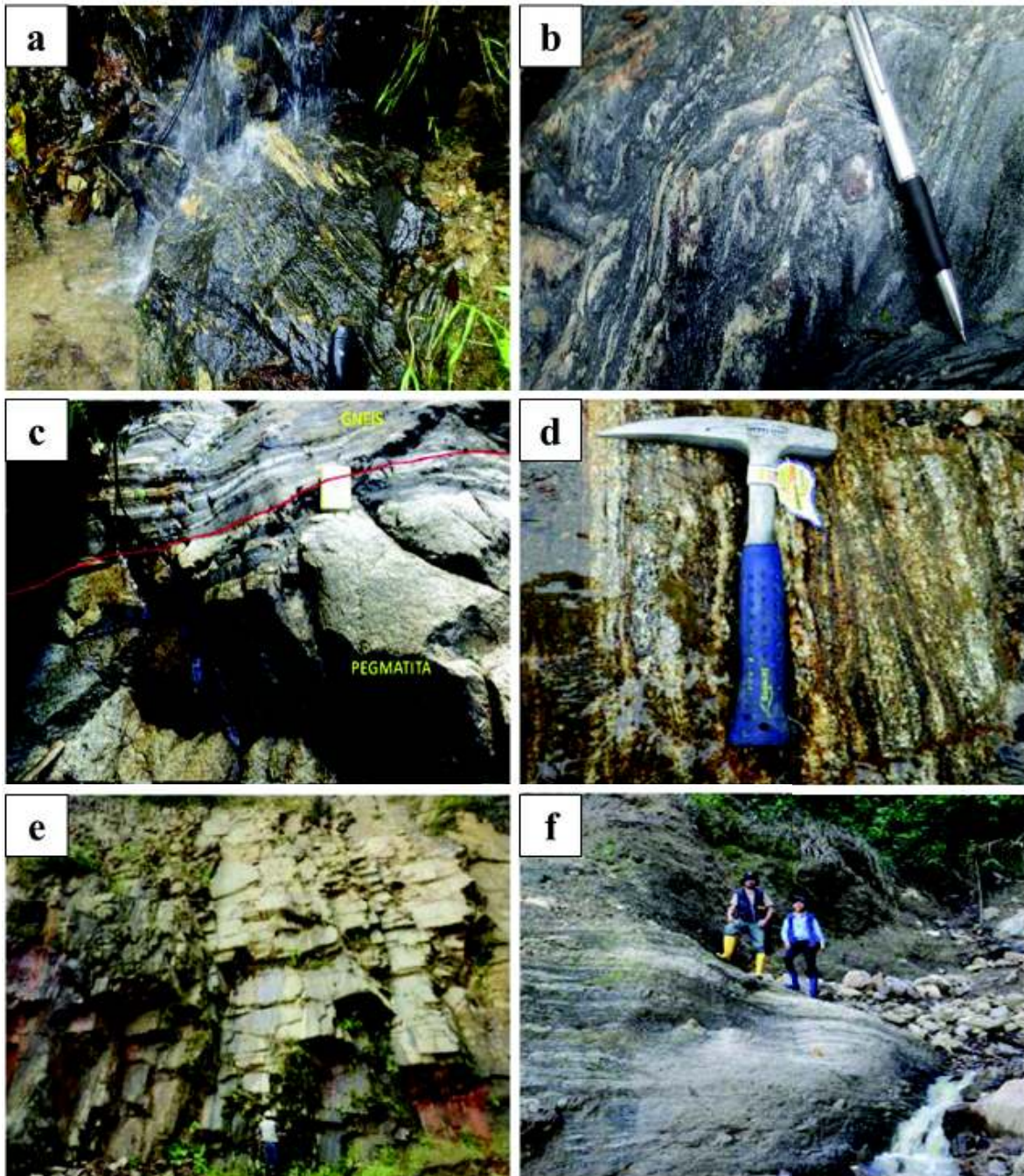
El levantamiento geológico de la hoja de Yangana (INIGEMM, 2016e) describe rocas metaplutónicas de composición granodiorítica a tonalítica y textura ígnea, además de gneises con granate, estaurolita, sillimanita y cianita relacionados a un protolito sedimentario; por otra parte también registraron la presencia de diques de anfibolitas. Esta Unidad consiste en gneises granolepidoblásticos con alternancia de bandas siálicas y máficas (Fig. 4.14d), asimismo algunos cuerpos de leucogranitos con foliación poco marcada y sin deformaciones penetrativas,

además de estar en contacto con la Unidad Chigüinda que no está bien definido, infieren que es tectónico aunque en ciertas zonas observaron el cambio de litología, sin ver el contacto (INIGEMM, 2016e).

Hacia el sur, en la zona de la hoja Valladolid (INIGEMM, 2015b), tenemos un cinturón que atraviesa de N a S el área de investigación en este levantamiento, donde litológicamente se observó gneises de variedad: biotítica, cuarzo-micácea y granatífera, además de anfibolitas y metagranitos. De manera macroscópica registraron estructuras foliadas y bandeamientos, donde se identifican cristales de cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita, anfíbol, feldespato potásico y granate (Fig. 4.14e). Hacia el noroccidente de la hoja de Valladolid esta Unidad se encuentra en contacto tectónico con la Unidad Chigüinda y hacia la parte central el contacto tectónico con la Unidad Tapala y Pucarón (INIGEMM, 2015b).

La Unidad Sabanilla aflora al oeste de la hoja de San Francisco del Vergel y está en contacto con las rocas metamórficas de Pucarón hacia el este, litológicamente está conformada por: gneises pelíticos de grano fino, orientación definida de minerales como cuarzo, biotita, moscovita, feldespato y  $\pm$  granate, y de metagranitos de color gris blanquecino compuestos mineralógicamente por cuarzo, biotita, plagioclasa, feldespato potásico y granate (INIGEMM, 2016f) (Fig. 4.14f).

La hoja de Zumba es la última región donde se registra la Unidad Sabanilla para nuestra zona de interés, en la zona afloran rocas melanocráticas fracturadas y foliadas que comprende gneises y migmatitas granolepidoblásticas de color gris oscura y estructura bandeada; mineralógicamente presenta plagioclasa, feldespato potásico, biotita y vetillas de cuarzo concordantes con la esquistosidad, además de que esta Unidad presenta contactos tectónicos con las Unidades Chigüinda e Isimanchi (INIGEMM, 2015c) mientras que Litherland et al. (1994) identificaron lentes de roca asignados a la Unidad Sabanilla dentro del batolito de Zamora.



**Figura 4.14** Fotografías representativas de la Unidad Sabanilla en campo. **(a)** Gneises con estructuras de anatexia (UTM: 720 617E; 9 554 214N). **(b)** Detalle mineralógico y textural del leucosoma de un gneis que incluye cristales centimétricos de granate. Sector río Sabanilla (UTM: 715 290E; 9 551 471N). **(c)** Gneis afectado por dique pegmatítico (UTM: 714 567E; 9 521 370N). **(d)** Gneis bandeado con segregación de minerales máficos y siálicos. **(e)** Afloramiento de gneis al N del centro poblado Valladolid (UTM: 707436 E / 9497095 N); se observan planos de foliación. **(f)** Afloramiento de gneis, sector de Cahuinal (UTM: 703087E/9478540N). Fotos tomadas de las memorias técnicas de INIGEMM (2016a), INIGEMM (2016c), INIGEMM (2016e), INIGEMM (2015b) e INIGEMM (2016f).



Para abordar la descripción petrográfica de esta unidad, se procedió a describir las muestras de manera 1) macroscópica y 2) microscópicamente. Resaltando la composición mineralógica, texturas, microestructuras y deformaciones que se registran en estas rocas.

### **Descripción Macroscópica**

Las muestras evidencian coloraciones grisáceas con tonalidades blanquecinas, amarillentas y unas pocas oscuras. Las texturas presentes varían desde grano-lepidoblástica hasta lepidoblástica. Respecto a las estructuras estas van desde gnéicas hasta esquistosas con bandeamientos composicionales alternantes de cuarzo-feldespatos y biotita. Ya en relación con la mineralogía el cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita, moscovita y  $\pm$  granate forman el principal ensamble mineralógico propias de rocas ígneas, además de exhibir en algunas muestras composiciones que incluyen estauroлита y cordierita, minerales ricos en  $Al_2O_3$ , denotando en varias rocas un protolito sedimentario.

### **Descripción Microscópica**

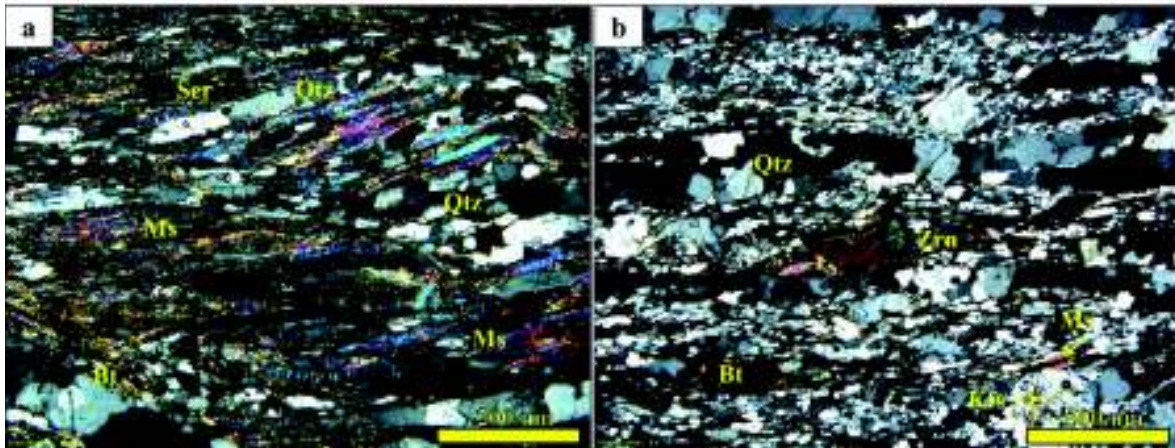
Las rocas de esta Unidad se identificaron en su mayoría como gneises, los cuales se extienden desde el extremo norte hasta el extremo sur en la zona de estudio, y unos pocos esquistos que generalmente se ubican en las cercanías al contacto con los esquistos grafitosos de la Unidad Pucarón hacia el este, en las hojas Loja Sur y Valladolid.

Las muestras de La Unidad Sabanilla comprenden principalmente cristales de cuarzo (35%), plagioclasa (13%), feldespato potásico (12%), biotita (14%), moscovita (<8%), sericita (8%), clorita (3%), granate (4%) y andalucita con estauroлита (<1%) los cuales se pueden visualizar en la Tabla 4.2. El tamaño de los cristales es heterogéneo de medio a grueso y unos pocos finos, con pórfiroblastos de hasta 1 cm en algunas muestras.

CÓDIGO DE MUESTRA	TIPO DE LITOLOGÍA	UTM		MINERALES																TEXTURA	NOMBRE			
		X	Y	Qtz	Pl	Kfs	Bt	Ms	And	Sil?	Ser	Chl	Cal	Zo	Grt	Tur	St	Crd	Zrn			OPACOS		
IV-QD-42	GNEIS	720770	9561640	45	20	15	10	7														Grano-lepidoblástica	Gneis	
IV-QD-24	GNEIS	719986	9561405	40	15	15	18	7															Grano-lepidoblástica	G
IV-DO-01	GNEIS	719925	9561873	40	14	10	8	8									10						Grano-lepidoblástica	Gneis Qtz Fe
II-MV-026	ESQUISTO	721385	9543093	20		10	19	6	20														Lepidoblástica	Esquisto M
III-RP-026	ESQUISTO	721250	9543077	20			15	10	40					<4									Lepidoblástica	Esquisto M
III-RP-025	ESQUISTO	721743	9543004	35		10	17	8															Lepidoblástica	Esqu
II-WS-010	GNEIS	720913	9553058	35	20	15	15	10															Grano-lepidoblástica	Gneis
II-JPJ-020	GNEIS	714642	9521576	30	10	10		10									5						Grano-lepidoblástica	Gneis Qtz Fe
II-JPJ-021	GNEIS	714567	9521370	30	30	22	10	5						<3									Grano-lepidoblástica	Gneis
II-DC-006	GNEIS	698356	9452472	35	10	10	15	5															Grano-lepidoblástica	Gneis Qtz
II-DC-005	GNEIS	700691	9452820	45	20	10	19	5															Grano-lepidoblástica	Gneis
II-CT-008	GNEIS	702515	9477552	50	10	10	15	8															Grano-lepidoblástica	G
II-HG-019	ESQUISTO	699794	9467610	40	10	10	15	15															Lepidoblástica	Esqu
I-CR-001	GNEIS	706735	9486342	40	20	10	<10	15															Grano-lepidoblástica	Gnr
I-CR-003	GNEIS	709581	9496236	35	20	15		<5															Grano-lepidoblástica	Gnr
I-CR-012	GNEIS	705148	9486114	35	15	15	15	15															Grano-lepidoblástica	Gn
I-DC-001	GNEIS	707647	9490928	40	15	15	10	10															Grano-lepidoblástica	Gnr
I-JR-030	ESQUISTO	713050	9488360	45		15	20	5															Lepidoblástica	Es
I-CR-026	ESQUISTO	713286	9496535	40			25	5															Lepidoblástica	Esqu
I-CR-031	GNEIS	706209	9501769	45	15	10	20	5															Grano-lepidoblástica	C
I-CR-019	GNEIS	699494	9489070	35	15	10	20	10															Grano-lepidoblástica	G
I-AG-017	GNEIS	705420	9510685	25	30	20	15	5															Grano-lepidoblástica	Gneis
I-AA-041	GNEIS	708007	9503028	35	15	15	<8	20															Grano-lepidoblástica	Gneis
DB-011A	GNEIS	709517	9515799	35	20	15	<8	10															Grano-lepidoblástica	Gneis
DB-011B	GNEIS	709517	9515799	40	15	10	20	10															Grano-lepidoblástica	Gn

Respecto a las texturas dominantes se observaron; grano-lepidoblástica y netamente lepidoblástica además de un mayor grado de foliación en comparación a la Unidad Tres Lagunas, donde se observa una orientación preferencial de los cristales inequidimensionales producto de un mayor metamorfismo sufrido en estas rocas, véase la Figura 4.15a.

Agentes como la presión, temperatura, esfuerzos tectónicos, fluidos intergranulares etc. en conjunto con el tipo de composición mineralógica, textura, tamaño de grano y demás características de las rocas, hacen posible la variedad de deformación que estas puede sufrir. Como el caso de recristalización estática (Fig. 4.15b), extinción ondulatoria y bandas de deformación paralela que son unas de las registradas en las muestras de la Unidad Sabanilla.



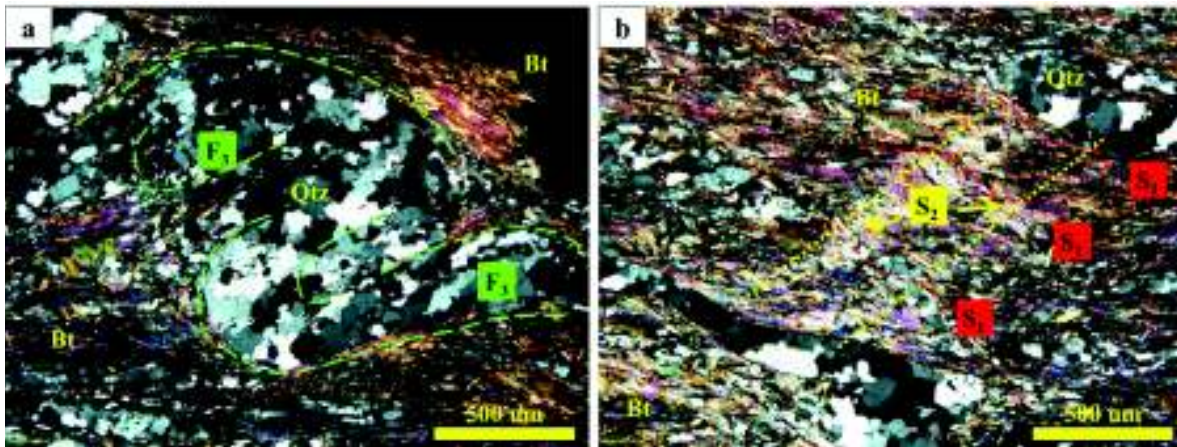
**Figura 4.15** Fotografías de las láminas delgadas de la Unidad Sabanilla.

(a) Gneis migmatítico con textura lepidoblástica, muestra 59AB-HG-019. (b) Gneis micáceo con recristalización estática de cuarzo, muestra 59Ab-CT-008.

Referente a las microestructuras se logró identificar:

- I. Un clivaje penetrativo  $S_1$  de forma lisa donde los minerales micáceos marcan la orientación.
- II. Clivaje de microcrenulación  $S_2$  que presenta ángulos abiertos y simétricos.
- III. Y por último micropliegues  $F_3$  producto de un posible régimen compresivo.

Tal como se observa en la Figura 4.16a los micropliegues  $F_3$  afectan a la microcrenulación  $S_2$  y al clivaje  $S_1$ , mientras que en la Figura 4.16b la microcrenulación claramente afecta al clivaje penetrativo  $S_1$  el cual se distingue por la dirección preferencial de la biotita.



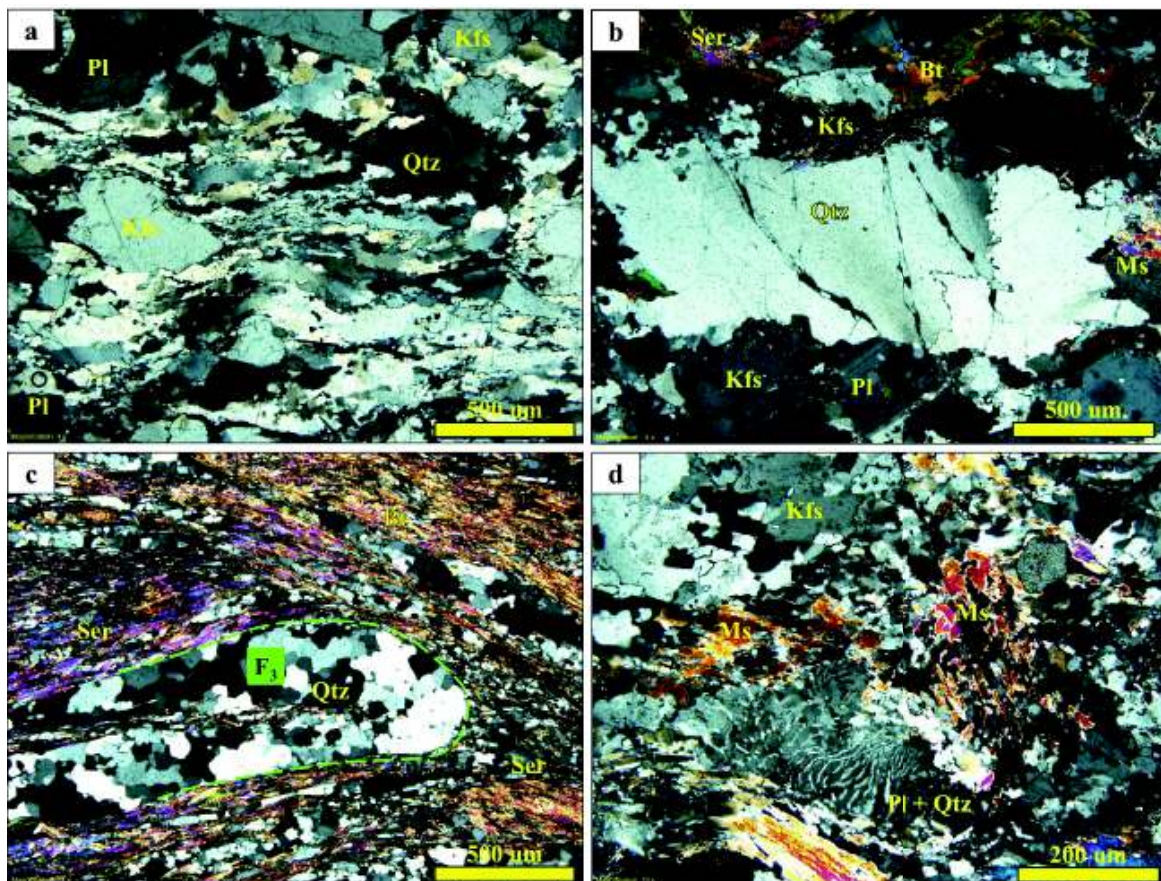
**Figura 4.16** Fotografías de las láminas delgadas de la Unidad Sabanilla. (a) y (b) Micropliegues  $F_3$  y microcrenulación  $S_2$ , respectivamente en la muestra 59Ab-HG-019.

Para la Unidad Sabanilla se diferenciaron dos tipos de litologías por medio de la mineralogía y texturas observadas, conformadas por:

- i. **Gneises**, que mineralógicamente consisten en cuarzo, plagioclasa sódica, feldespato potásico, biotita, moscovita, sericita y granate; texturas grano-lepidoblástica con tamaños de grano medio a grueso. Los minerales se disponen en bandas alternantes de cuarzo-feldespato y biotita-moscovita con orientación preferencial de los cristales.
- ii. **Esquistos**, comprenden una mineralogía similar a los gneises pero con mayor cantidad de micas (biotita, moscovita, sericita) y minerales como andalucita y fibrolita que confirman un metamorfismo de mayor grado en comparación a las rocas de la Unidad Tres Lagunas. Texturalmente varían entre lepidogranoblásticas y lepidoblásticas, con tamaños de grano fino a medio. Microestructuralmente se registra una foliación penetrativa  $S_1$ , microcrenulación  $S_2$  y micropliegues  $F_3$  visible generalmente en los filosilicatos, estas deformaciones están asociadas a zonas de falla y a contactos con unidades adyacentes por la ubicación de las muestras.

A continuación se realiza una caracterización óptica a detalle de la mineralogía presente en las muestras incluyendo las deformaciones y alteraciones que afectan a las rocas de la Unidad Sabanilla.

**Cuarzo (Qtz)**, presente con porcentajes aproximados de 35%, se encuentra comúnmente como cristales alotriomorfos, tienen bordes irregulares debido a la clara migración de límite de grano (mecanismo de deformación donde los granos migran a través de sus límites y se da a temperaturas relativamente altas, Passchier & Trouw, 2005), los cuales se comportan como una fase fluida que rodea a los cristales de plagioclasas y feldespatos evidenciando la recristalización (Fig. 4.17a). Por la deformación sufrida en las rocas los agregados muestran extinción ondulatoria y formación de subgranos dentro de estructuras lenticulares y augens, bandas subparalelas y micropliegues  $F_3$  (Fig. 4.17b y c).



**Figura 4.17** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en el cuarzo.

(a) Gneis cuarzo micáceo donde cristales de cuarzo se presentan como fase fluida siguiendo cierta orientación, muestra 58V-CR-003. (b) Cristal de cuarzo con bordes irregulares generando una sutura dentada entre los mismos cristales, muestra 56A-IV-DO-01. (c) Bandas de recristalización estática de cristales de cuarzo y plegadas, muestra 59AB-HG-019. (d) Textura mirmequítica entre cristales de plagioclasa y cuarzo, muestra 58V-CR-001.

Evidencias de una fuerte deformación intracristalina producida por los esfuerzos al que fue sometida la roca. Además del proceso de recuperación que genera

dislocaciones, ordenamiento y acortamiento de los cristales (Passchier & Trouw, 2005). Por otro lado los subgranos que son parte de un cristal principal presentan una leve rotación con respecto a las partes que los rodean (Passchier & Trouw, 2005).

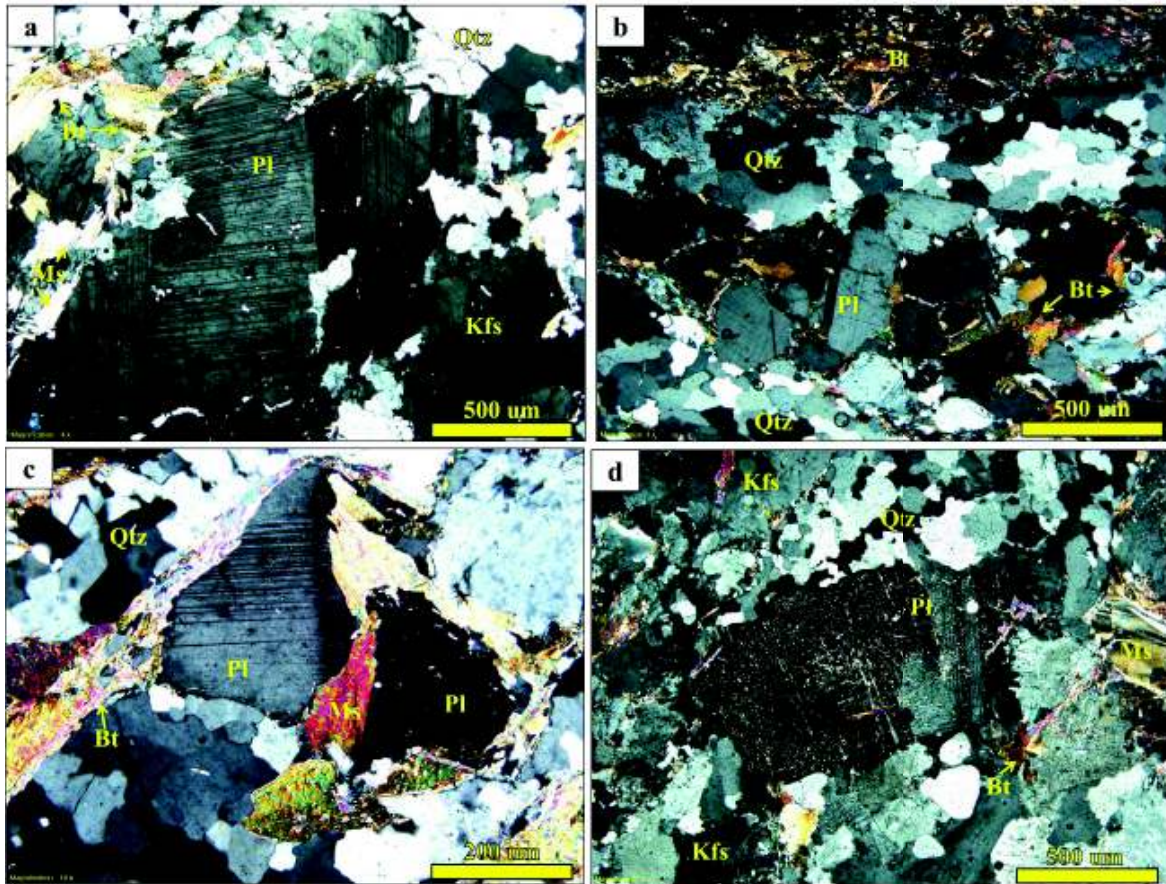
Al momento en que la deformación se vuelve más leve se produce la recristalización estática, evidenciándose reducción en el área de los bordes de grano volviéndose rectos o ligeramente curvados, los mismos que no presentan extinción (Passchier & Trouw, 2005). En este caso se presenta como agregados en bandas como se ve en la Figura 4.15b.

Respecto a las texturas, la mirmequítica es la más común ya que generalmente se da en metamorfismo alta T/P y en rocas ígneas; sobre todo por producto de la descomposición de feldespato potásico (Smith, 1974; Phillips, 1974 y 1980; Shelley, 1993), consiste cuando el cuarzo crece dentro de cristales de plagioclasa debido al contacto entre una plagioclasa ácida y feldespato potásico desarrollándose a los lados del mismo en dirección de mayor acortamiento desde los bordes del grano (J. López & L. Bellos, 2006) (Fig. 4.17d). Al igual que la mirmequita la textura gráfica es visible en las muestras como la cristalización simultánea de dos minerales, en este caso feldespato potásico y cuarzo.

**Plagioclasa (Pl)**, mineral presente con porcentajes aproximados al 13%, generalmente se muestra como porfidoblastos con tamaños que varían desde 4-6 mm (Fig. 4.18a). Composicionalmente está entre albita y oligoclasa, algunos cristales rotos, fisurados y poco alterados a sericita. Generalmente se mantienen formas subhedrales, claro maclado polisintético y dispuestos al azar en toda las muestras, además de estar rodeados ya sea de agregados de cuarzo o por una matriz de mica (Fig. 4.18b).

Durante la deformación de estas rocas se produce la distorsión de la red cristalina en varios minerales, como es el caso de la plagioclasa y debido a su estructura cristalina se genera un maclado mecánico, una flexión producto de un esfuerzo de cizalla simple paralelo a un plano cristalográfico. En comparación a las maclas primarias estas se reconocen por ser más lenticulares y porque se acuñan hacia el centro del cristal (J. López & L. Bellos, 2006) Figura 4.18c.

Las alteraciones no afectan a los cristales de plagioclasa en su totalidad. La principal es la sericitización presente como inclusiones de agregados finos, dando un aspecto sucio al cristal (Fig. 4.18d).



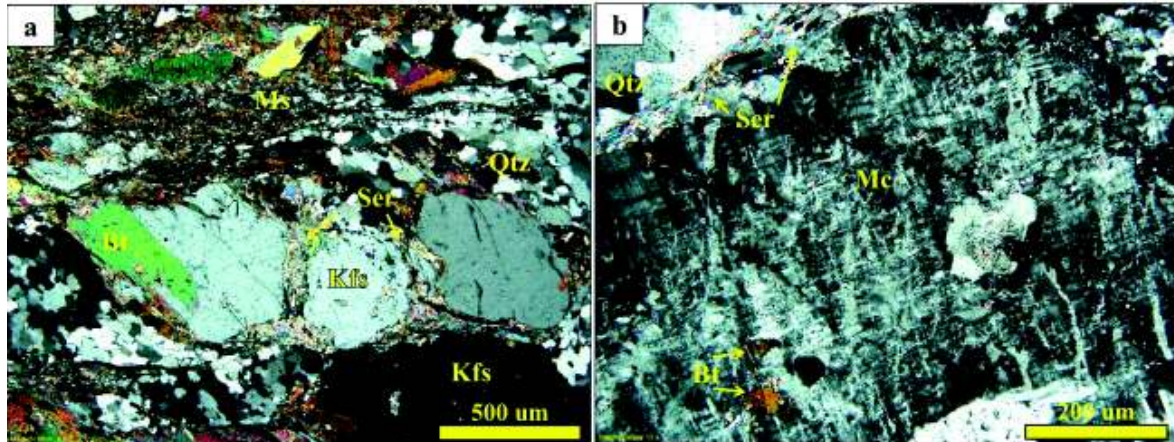
**Figura 4.18** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en las plagioclasas. (a) Fenocristales de plagioclasa en un gneis cuarzo feldespático con evidente maclado polisintético, muestra 57V-JPJ-021. (b) Cristales de plagioclasa rodeados por agregados de cuarzo y matriz micácea, muestra 59-Ad-DC-005. (c) Maclado mecánico evidente en plagioclasa, muestra 57A-II-WS-010. (d) Cristales alterados a sericita, presente como inclusiones, muestra 58Y-DB-011A.

**Feldespatos alcalinos ricos en potásico (Kfs)**, cristales subhedrales que composicionalmente comprenden a la ortoclasa y en otras ocasiones a la microclina con menor recurrencia, comúnmente están presentes en la roca total con porcentajes de 12%. Se observan como porfidoblastos con tamaños de hasta 9 mm además de agregados finos junto a cristales de cuarzo (Fig. 4.19a).

Por la variación de esfuerzos y deformación se adjudica la presencia de microtexturas originadas por el reemplazo de una fase por otra, a esto se le denomina la típica pertita donde el feldespato potásico presenta inclusiones de

plagioclasa (albita) (Passchier & Trouw, 2005) como se observa en la Figura 4.19b.

Cristales rotos y también fisurados presentan sericitización, la alteración más común dándoles un aspecto sucio por las inclusiones de mica blanca.

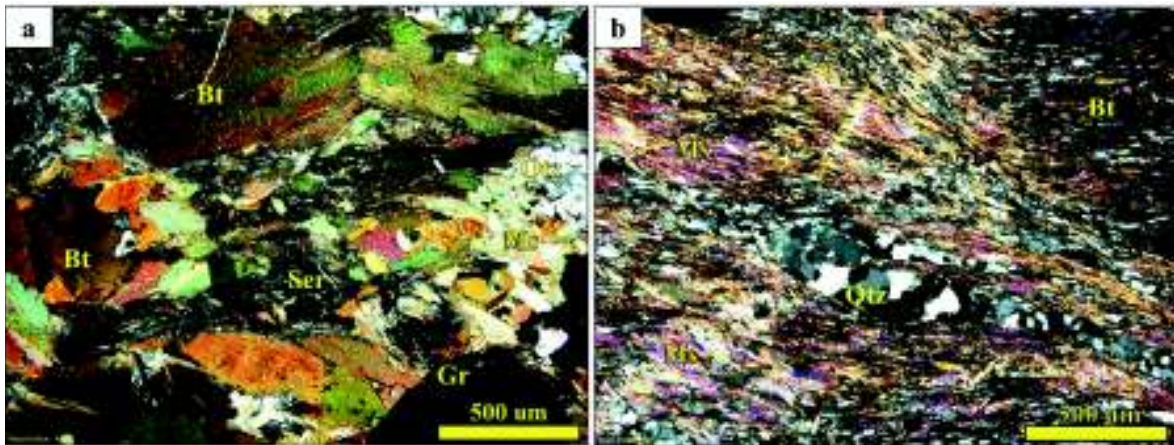


**Figura 4.19** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en los feldespatos potásicos. **(a)** Porfidoblastos de feldespato potásico-oligoclasa rodeados por agregados de cuarzo y mica, muestra 58V-DC-001. **(b)** Cristal de microclina perítica, muestra 58V-CR-019.

**Micas**, la biotita y moscovita aparecen con un gran porcentaje en estas rocas, 22% aproximadamente. Con cristales de hasta 5 o 6mm y también como agregados laminares orientados preferencialmente en el sentido de la foliación. Se disponen entre las caras de los cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespatos rodeándolos como una matriz micácea entre biotita-moscovita y sericita (Fig. 4.20).

- La **biotita (Bt)** presente con un 14% en la roca, es reconocible debido a sus colores brillantes de birrefringencia y forma tabular, color marrón verdoso hasta rojizo (Fig. 4.20a). Evidente en un porcentaje mayor que la moscovita y alterado en algunas muestras a clorita.
- Como se observa en la Figura 4.20b la foliación es asimétrica pero acentuada por los cristales de **moscovita (Ms)**, generalmente se presenta en forma de bandas entre los cristales y acompañado biotita y sericita (agregados finos producto de la misma moscovita), usualmente con porcentajes menores a 8%.

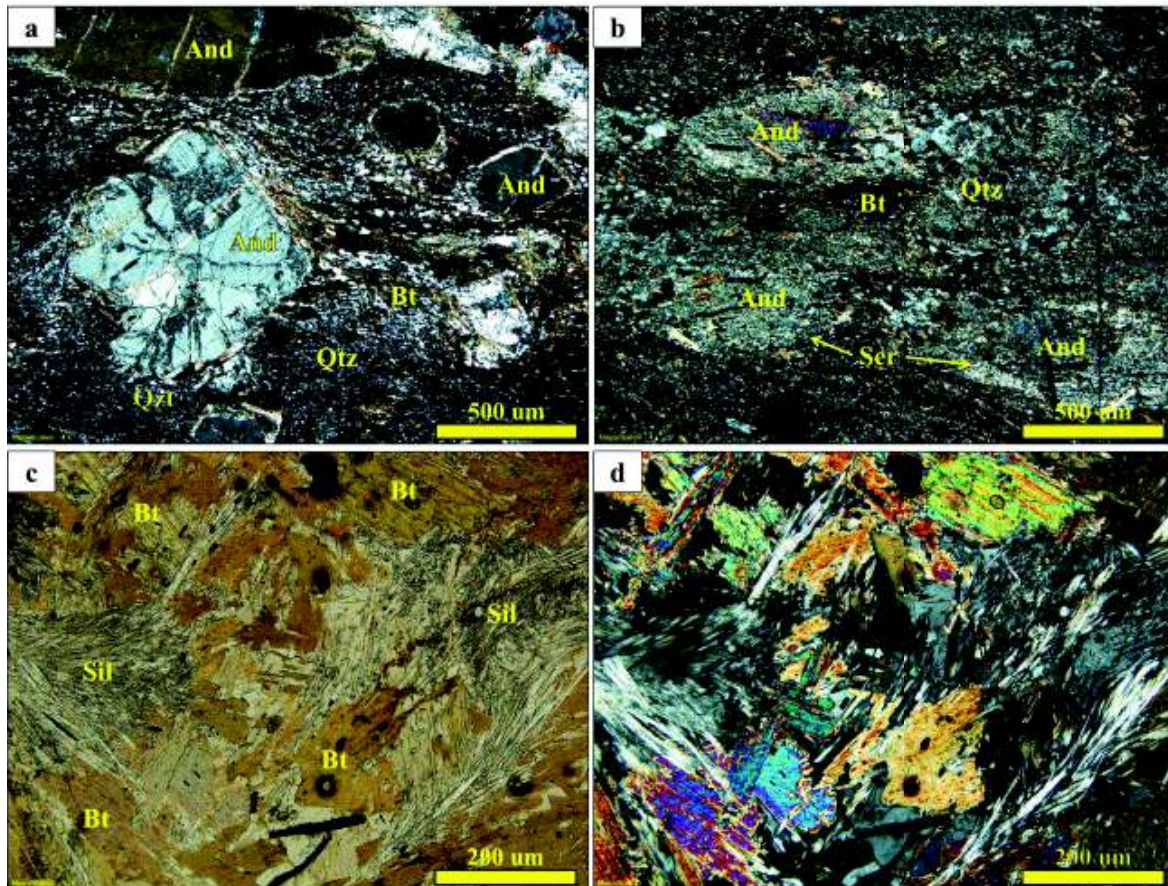




**Figura 4.20** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas en las micas. **(a)** Fenocristales de biotita de colores verdosos y rojizos en un gneis micáceo, muestra 58V-CR-019. **(b)** Cristales de moscovita y biotita orientados e indicando el sentido de la foliación en un esquisto, muestra 59AB-HG-019.

Entre la composición mineralógica principal figuran dos minerales que aunque con poca recurrencia entre las muestras aportan información que ayuda discriminar el origen y grado metamórfico que presentarían las rocas de la Unidad Sabanilla.

- **Andalucita:** en la Figura 4.21a se observan cristales alargados y cuadrados de colores amarillentos y otros anómalos con inclusiones negras en forma de cruz hacia la parte central del cristal y a lo largo de las diagonales del mismo; a esta variación de andalucita se la denomina quiaistolita (Yardley, MacKenzie & Guilford, 1997). También se presenta como cristales xenomorfos alterados a sericita casi en su totalidad (Fig. 4.22b). Ambas muestras cuentan con porcentajes entre 20 y 40%, y corresponderían al resultado de un metamorfismo regional de grado medio, donde la andalucita se observa como pórfiroblastos rodeados de una matriz comprendida por cristales de cuarzo, biotita y moscovita.
- **Sillimanita:** como se puede apreciar en la Figura 4.21 c y d, consta como agregados de cristales finos y fibrosos, de relieve alto y colores de interferencia de 1er orden; en sí podría tratarse de una variedad denominada fibrolita y está acompañada por cristales de biotita. Comúnmente está asociada a esquistos y gneises micáceos de grado medio a alto (Yardley, MacKenzie & Guilford, 1997).

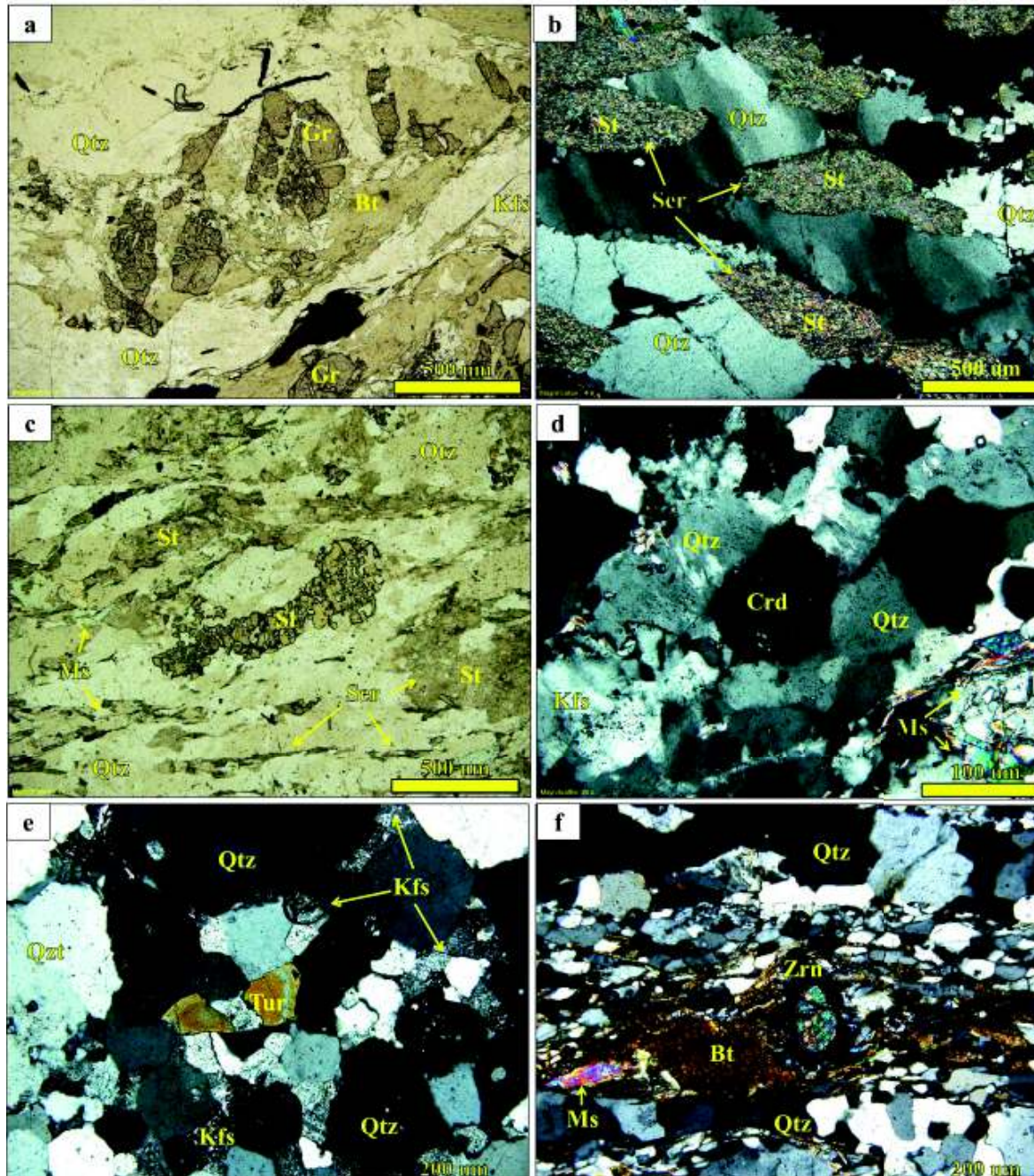


**Figura 4.21** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas a minerales índice. (a) Fenocristales de andalucita y su variación quiastolita rodeados por una matriz de cuarzo y biotita, muestra 57A-II-RP-026. (b) Porfidoblastos de andalucita alterados casi en su totalidad con agregados mucho más finos que la matriz que los rodean, muestra 57A-II-MV-026. (c) y (d) Lámina con y sin nicoles respectivamente donde se aprecian cristales de fibrolita y biotita, muestra 59Ad-DC-006.

Minerales con porcentajes más bajos fueron registrados entre estos el granate como uno de los más frecuentes seguido de estaurolita, cordierita, turmalina y zircón. A continuación se muestran ilustrativamente los minerales mencionados con una breve descripción:

- **Granate:** cristales pequeños y medianos isotrópicos, algunos fragmentados hasta parcialmente descompuestos y presentes en las muestras con un 4% en promedio (Fig. 4.22a).
- **Estaurolita:** presentes en las muestras con 3-4%, son cristales prismáticos de color amarillo pálido y relieve alto, en este caso tienden a ser reemplazados por sericita debido a la reacción retrógrada que suele afectar

a este mineral pesado. La estauroлита además es muy común en rocas metamórficas pelíticas de grado medio (Fig. 4.22b y c).

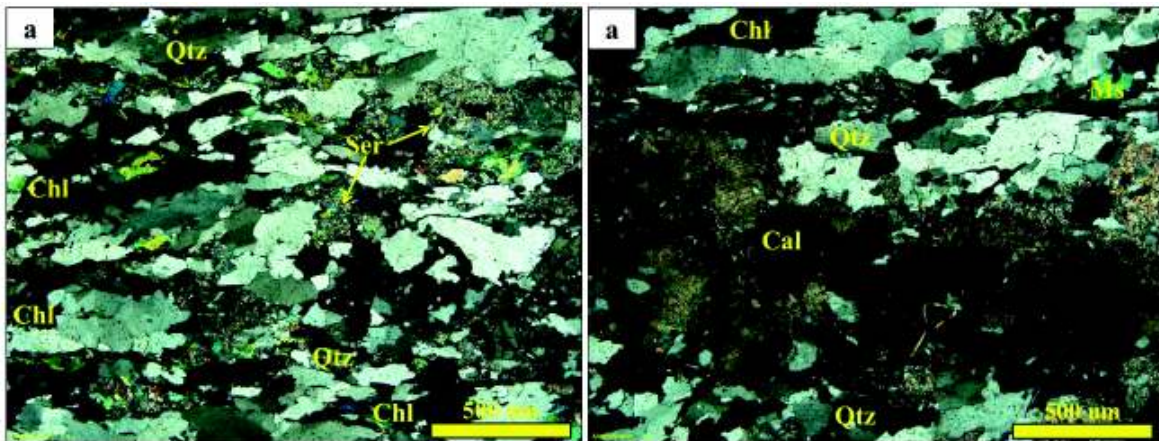


**Figura 4.22** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas a los minerales constituyentes  $\geq 5\%$  de contenido.

(a) Cristal de granate fragmentado, muestra 58V-CR-003. (b) y (c) Porfidoblastos de estauroлита alterados completamente a sericita, muestras 58V-DC-001 y 57V-JPJ-020 respectivamente. (d) Cristal de cordierita ubicado en el centro de la imagen, muestra 58Y-DB-011A. (e) y (f) Cristales de turmalina y zircón respectivamente, muestras 58V-JR-030 y 59Ad-CT-008.

- **Cordierita:** presente como cristal anhedral con un relieve bajo (+) entre los cristales de cuarzo y ortoclasa (Fig. 4.22d); siendo las inclusiones o reacción a pinita la manera más fácil para diferenciarlos entre sí. Generalmente se la encuentra en rocas metamórficas pelíticas como es el caso de la Unidad Sabanilla con un grado medio a alto.
- **Turmalina y zircón:** aparecen en bajo porcentaje, por un lado la turmalina como cristales prismáticos de color marrón verdoso y el zircón con colores vivos de interferencia casi de 3er orden, ambos con un relieve alto (Fig. 4.22 e y f).

Por último los minerales de reacción retrógrada y en orden de porcentaje son: la sericita presente en mayor cantidad, luego la clorita, calcita y zoisita. Se los puede observar a continuación en la Figura 4.23 respectivamente.



**Figura 4.23** Fotografías de las láminas delgadas enfocadas a los minerales constituyentes < 5% de contenido, muestra 57V-JPJ-020.

### **Estimación de protolito, características y facies del metamorfismo de la Unidad Sabanilla.**

En la mayoría de estas muestras se registran estructuras gnéisicas y esquistas marcadas por un bandeamiento composicional entre cristales de cuarzo, feldespato potásico y biotita principalmente.

Para esta Unidad, debido a la diferencia composicional y textural que existe en este grupo se pueden identificar dos litologías, gneises cuarzo-feldespáticos y esquistos cuarzo-micáceos. En los cuales existen dos tipos de ensambles mineralógicos:

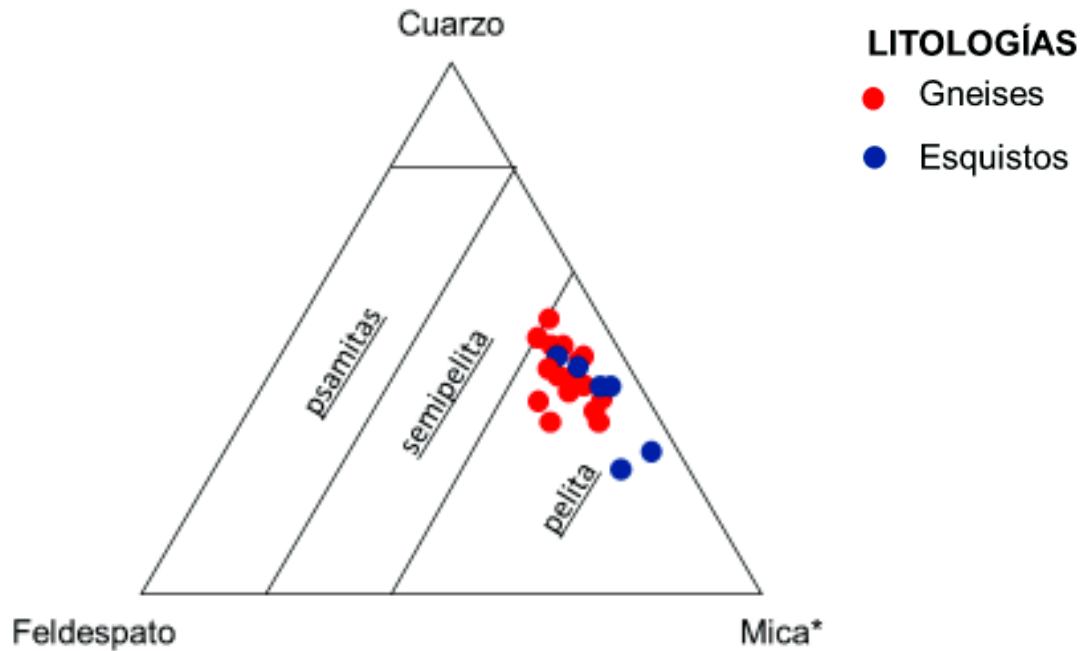
- 1) Gneises que presentan una composición mineralógica de cuarzo + albita + feldespato potásico + biotita  $\pm$  moscovita  $\pm$  granate, texturas en su mayoría granoblásticas con una leve orientación de ciertos minerales (comúnmente los filosilicatos que se disponen en el sentido de la foliación), además cuentan con la presencia de porfidoblastos de plagioclasa (58Y-AG-017) y desarrollo de sericita y clorita resultado de la alteración de cristales de feldespato y biotita respectivamente.

Estas muestras son similares mineralógicamente a los granitos de Tres Lagunas evidenciando el mismo ensamble mineralógico y textural, sugiriendo que se tratan de rocas ígneas producto de una alteración, posiblemente hidrotermal.

- 2) Gneises y esquistos están compuestos principalmente por cuarzo, albita, feldespato potásico, biotita, moscovita, estaurolita, andalucita, cordierita y granate. Texturalmente estas dos litologías varían desde grano-lepidoblásticas hasta lepidoblásticas, y los esquistos generalmente presentan microestructuras (visibles en las micas) como: clivaje penetrativo  $S_1$ , microcrenulación  $S_2$  y micropliegues  $F_3$ , estas últimas afectan principalmente a bandas de cuarzo recristalizados estáticamente.

Debido a que exponen un ensamble mineralógico con componentes de origen pelítico de alto contenido alumínico (estaurolita, andalucita, cordierita) a estas rocas se les asignó un protolito sedimentario (ver Figura 4.24).

La asociación mineral correspondiente a estas muestras generalmente es cuarzo + plagioclasa + feldespato alcalino + biotita  $\pm$  moscovita  $\pm$  estaurolita  $\pm$  andalucita  $\pm$  granate, asociando a estas rocas a facies de anfíbolita (o una facies mayor) en la zona de andalucita en la serie de Buchan. Entretanto la muestra (59Ad-DC-006) que cuenta con la presencia de fibrolita en su composición, que aparece como finas agujas, se podría asociar a una facies de granulita en la zona de sillimanita.



**Figura 4.24** Subdivisión de rocas compuestas por cuarzo  $\pm$  feldespato  $\pm$  mica (mica incluye el resto de componentes que conforman la roca). Diagrama tomado de Robertson, S. (1999).

En general estas rocas evidencian una ligera disminución en micas (biotita principalmente) que da lugar a la formación de feldespato potásico por una reacción de deshidratación producto del metamorfismo, facilitando la fusión de las rocas dando lugar a la formación de migmatitas y sumado al hecho de mayor deformación que exponen corresponderían a las facies de anfibolita y granulita en la serie de rocas metamórficas Buchan o Abukuma (rocas de baja P y alta T). Esto se correlaciona con la presencia de diques anfibolíticos y metaintrusivos emplazados en la faja formada por las rocas de la Unidad Sabanilla (INIGEMM, 2015b; Vega, 2017) que presentan asociaciones minerales que comprenden hornblenda + plagioclasa + clinopiroxeno + ortopiroxeno (Vega, 2017) indicativos de altas temperaturas (650 °C) y asociadas a facies de granulita.

## 4.2 GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES TRES LAGUNAS Y SABANILLA

Se realizaron un total de 22 análisis geoquímicos de roca total, de estos 12 muestras corresponden a la Unidad Tres Lagunas y 10 a la Unidad Sabanilla, resultados expuestos en el Anexo 2.

**Tabla 4.3** Compilado de muestras con análisis químicos de las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla detallando hoja geológica, UTM, LOI y nombre de la roca.

HOJA GEOLÓGICA	MUESTRAS	UTM		LOI	NOMBRE DE LA ROCA
		X	Y		
<b>TRES LAGUNAS</b>					
Las Aradas	58A-CO-066	681819	9509518	1,12	Esquisto Qtz Micáceo
Las Aradas	58A-CO-068	682922	9509593	3,12	Esquisto Qtz Micáceo
Las Aradas	58A-CO-070	683459	9510317	1,85	Metagranito
Vilcabamba	57V-JPJ-026	707740	9532484	2,00	Metagranito
Vilcabamba	57V-JPJ-035 (b)	709066	9538340	1,87	Metagranito
Loja Sur	57A-RP-010	695212	9540662	3,65	Gneis de dos Micas
Loja Sur	57A-MV-010	698003	9546081	4,07	Gneis Qtz Micáceo
Loja Sur	57A-II-MV-004	695456	9548807	1,91	Metagranito
Loja Sur	57A-RP-005	695456	9548807	0,96	Metagranito
Las Juntas	56A-MS-008	707129	9579699	1,60	Gneis Qtz Micáceo
Las Juntas	56A-OC-002	708445	9582204	2,74	Gneis Qtz Biotítico
Las Aradas	58A-CO-067	682081	9509355	1,13	Metagranito
<b>SABANILLA</b>					
Zumba	59Ad-DC-005	700691	9452820	0,78	Gneis Qtz Feldespático
San Fco. De Vergel	59Ab-CT-008	702515	9477552	0,92	Gneis Micáceo
Valladolid	58V-CR-012	705148	9486114	1,53	Gneis Qtz Biotítico
Valladolid	58V-DC-001	707647	9490928	1,45	Gneis Qtz Micáceo
Valladolid	58V-CR-001	706735	9486342	1,57	Gneis Qtz Micáceo
Valladolid	58V-CR-003	709581	9496236	2,35	Gneis Granatífero
Loja Sur	57A-II-WS-10	720913	9553058	0,687	Gneis Qtz Feldespático
Loja Norte	56A-IV-QD-42	720770	9561640	1,952	Gneis Qtz Feldespático
Yangana	58Y-AG-017	705420	9510685	1,313	Gneis Qtz Feldespático
Yangana	58Y-DB-011A	709517	9515799	1,361	Gneis Qtz Feldespático

La descripción hará referencia a los datos obtenidos en el Laboratorio Químico del Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico (INIGEMM) donde se utilizó Fluorescencia de Rayos X (WD-XRF) para la obtención de los

elementos mayores, ICP-OES para los elementos en traza e ICP-MS (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry) para el contenido de tierras raras.

#### **4.2.1 GEOQUÍMICA DE LA UNIDAD TRES LAGUNAS**

Con los resultados obtenidos de los análisis geoquímicos se procedió a separar las muestras de la Unidad Tres Lagunas por litologías: esquistos, gneises y granitos, permitiendo identificar las características geoquímicas que cada grupo presenta.

Para mayor ilustración y contraste se utilizó 6 análisis geoquímicos tomados de la bibliografía, 4 análisis de Litherland et al. (1994) y 2 de Cochrane (2013) pertenecientes a la Unidad de Tres Lagunas.

Como las rocas de esta Unidad son de protolito ígneo se procedió a usar los diagramas Harker para los elementos mayores, ya que permiten representar gráficamente la variación de los mismos, donde  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , FeO,  $\text{TiO}_2$ , MgO, CaO y  $\text{P}_2\text{O}_5$  disminuirán mientras que  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  aumentan ligeramente en relación al porcentaje de sílice en las rocas, ayudando a interpretar los procesos involucrados en la evolución “normal” sufrida en un magma, entre estos figuran principalmente la fusión parcial, contaminación cortical y asimilación (Harker, 1909). Con los elementos en traza y de tierras raras, además de los diagramas Harker se realizaron diagramas de multielementos normalizados a la condrita, manto primitivo y corteza continental superior.

#### **Elementos Mayores**

En los diagramas de variación con óxidos mayores claramente se observan las diversas tendencias que presentan en relación al contenido de sílice en las muestras, todos expresados en porcentaje en peso durante la evolución de la roca (Fig. 4.25).

A continuación se presenta una tabla con los datos de análisis de elementos mayores compilados de las muestras correspondientes a la Unidad Tres Lagunas (Tabla 4.4).



**Tabla 4.4** Datos de óxidos mayores de las muestras de la Unidad Tres Lagunas obtenidos por Fluorescencia de Rayos X (los marcados con \* corresponden a los datos tomados de Litherland et al., 1994 y los marcados con • corresponden a los datos de Cochrane, 2013).

MUESTRAS	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
58A-CO-066	67,785	17,278	5,1213	0,0743		2,2866	0,5791	2,2794	3,7122	0,7268	0,1569
58A-CO-068	66,848	17,135	5,4967	0,1009		1,7616	0,9088	2,0835	4,8059	0,5858	0,2741
58A-CO-070	70,96	15,024	4,89	0,0953		1,7116	0,7723	1,9339	3,8965	0,6084	0,1086
57V-JPJ-026	76,5	12,573	4,5581	0,0823		1,173	0,3807	1,1832	2,7472	0,6997	0,1029
57V-JPJ-035 (b)	84,051	7,949	3,1048	0,0607		0,8293	0,7383	1,6383	1,1327	0,3843	0,1112
57A-RP-010	65,472	15,269	4,1895	0,1003	3,7697	1,7902	3,5225	2,933	2,1718	0,5409	0,1551
57A-MV-010	65,381	14,075	4,8001	0,121	4,3194	2,0398	2,4367	2,8463	2,408	0,7047	0,1422
57A-II-MV-004	64,184	16,396	6,2166	0,1262		2,8647	4,3337	2,9484	1,7463	0,7728	0,3104
57A-RP-005	77,032	12,316	1,127	0,0572	1,0137	0,1282	0,519	3,0219	4,5884	0,0646	0,1049
56A-MS-008	63,848	14,154	5,6789	0,101	5,110	2,1515	2,1515	2,337	3,5912	0,6824	0,1409
56A-OC-002	68,424	14,48	3,8221	0,0752	3,4388	1,2615	1,2615	2,3089	4,104	0,5691	0,1901
58A-CO-067	90,889	4,8765	2,103	0,0757		0,4624	0,0909	0,1504	1,1086	0,21	0,0323
*SH9B	74,2	12,93	0,89		2,9919	1,34	0,59	1,75	3,22	0,51	0,14
*CR23C	78,34	10,09	0,32		2,1596	1,09	3,34	1,44	1,11	0,54	0,16
*SH11A	70,2	13,67	0,95		3,5348	1,65	1,96	2,46	3,18	0,71	1,18
*SH16B	70,99	13,73	0,82		2,5388	1,13	1,85	2,59	3,82	0,55	1,17
•09RC31	70,879	17,053	3,971			1,1582	0,8273	2,4509	2,7921	0,6825	0,1344
•09RC53	73,657	13,441	3,1693			1,2942	1,3961	2,7413	3,5973	0,5299	0,1427

Los granitos, gneises y esquistos de la zona de estudio, junto a los datos de Litherland et al. (1994) y Cochrane (2013) muestran valores de SiO<sub>2</sub> comprendidos entre 63,84 a 90,88 wt. %. Además de altos porcentajes de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que varían entre 4,87 y 17,27 wt. %, los cuales presentan una clara anomalía negativa conforme aumenta el contenido de sílice en las muestras.

El FeO\* = [FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> \* 0.8998] (2,10 – 10,78 wt. %) exhibe para los gneises, altos porcentajes en relación al 60 y 70% de sílice. En cambio para los granitos y esquistos, conforme aumenta el contenido de sílice las concentraciones de FeO\* son más bajas.

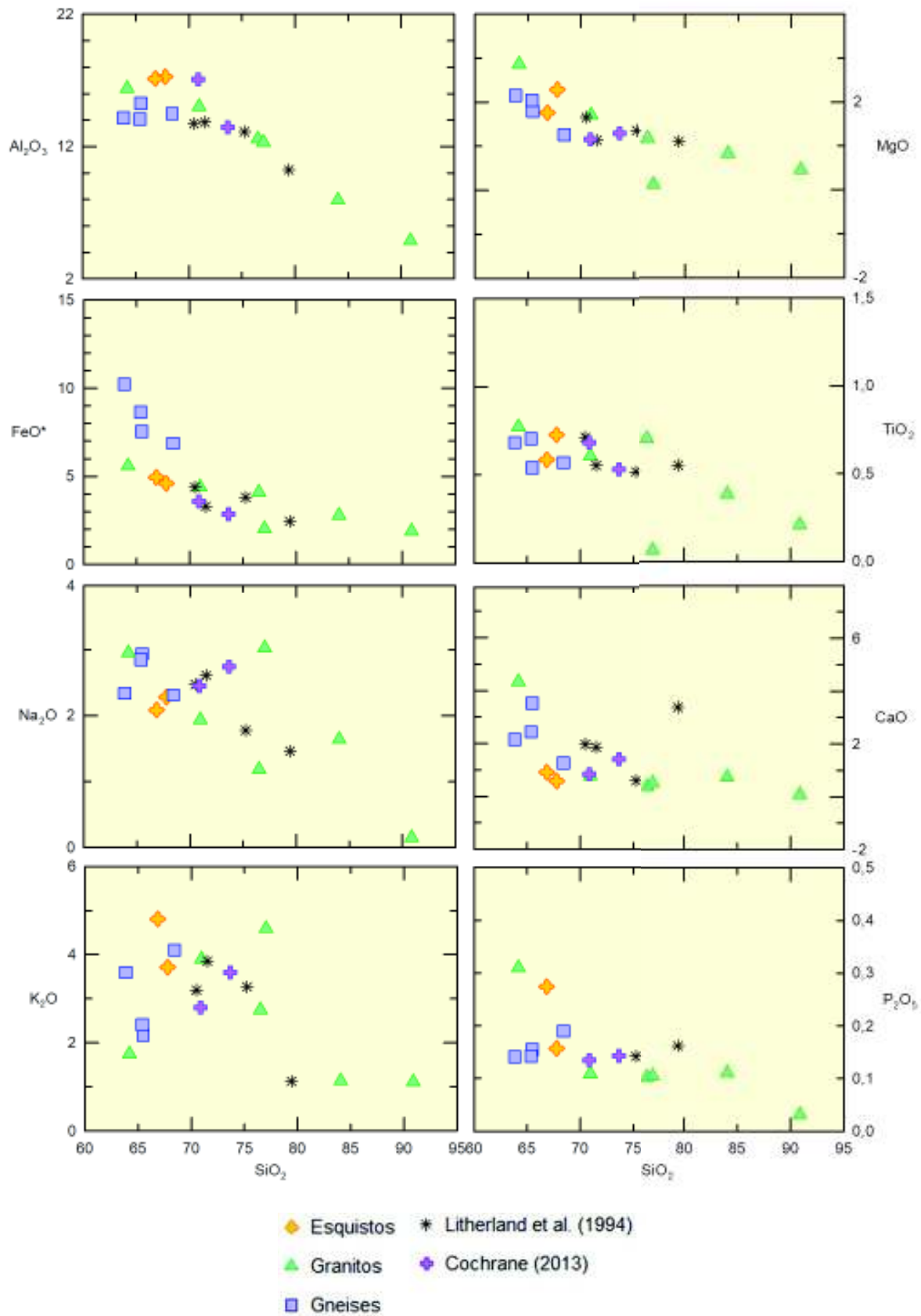
En relación al MgO (0,46 – 2,86 wt. %), TiO<sub>2</sub> (0,21 – 0,77 wt. %) y CaO (0,09 – 4,33 wt. %), todos presentan valores relativamente bajos en comparación a los demás óxidos, y sus concentraciones disminuyen en rocas con mayor contenido de SiO<sub>2</sub>. El comportamiento que presenta el CaO se evidencia en los bajos contenidos de An registrados en la plagioclasa (albita) dentro de la roca.

Los altos valores de  $\text{Na}_2\text{O}$  entre 0,15 – 3,02 wt. % y  $\text{K}_2\text{O}$  (1,10 – 4,80 wt. %) revelan ligeros enriquecimientos en rocas con porcentajes de sílice entre 65 y 80 wt. %, mientras que en muestras que presentan una mayor concentración de  $\text{SiO}_2$  estos óxidos reflejan anomalías negativas. Por tratarse de rocas ácidas, estos comportamientos estarían relacionados al inicio de cristalización de plagioclasa (albita) y feldespato potásico.

Las correlaciones negativas de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{MgO}$  con el  $\text{SiO}_2$  podrían indicar el fraccionamiento de plagioclasa y minerales ferromagnesianos como la biotita durante el proceso de cristalización.

El contenido de  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,03 – 1,18 wt. %) que en conjunto a los bajos valores de  $\text{CaO}$  sugieren el fraccionamiento de apatito, mineral no observado de manera microscópica en las muestras analizadas.

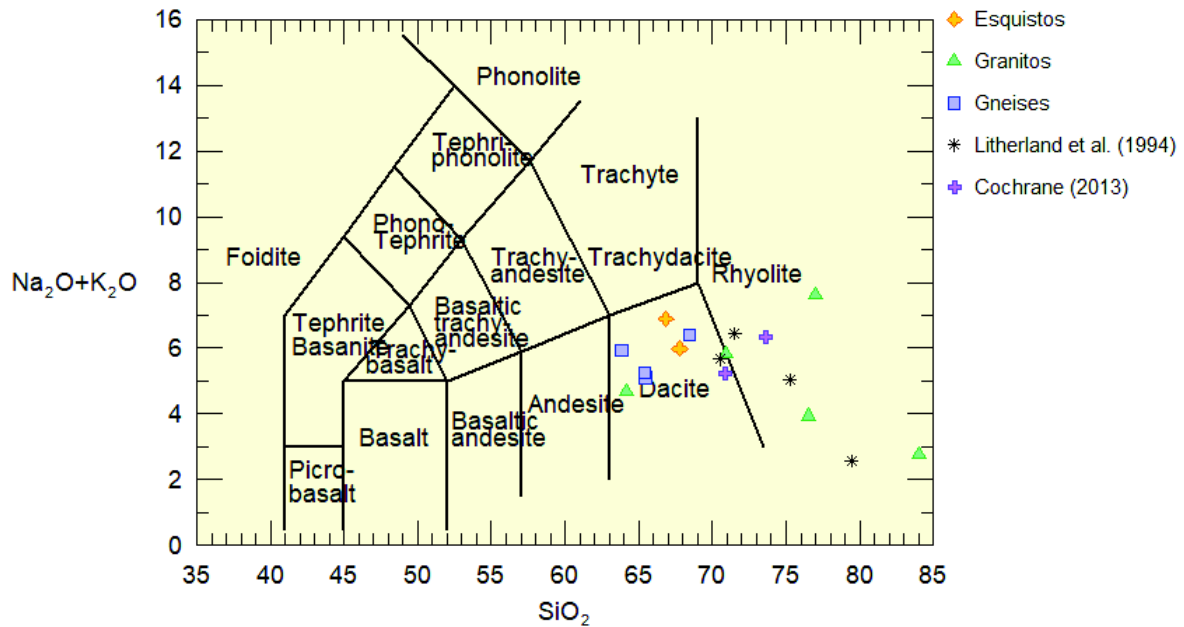
Por la composición ácida de las muestras existe un reducido contenido de óxidos Fe-Ti, lo cual se confirma con los bajos porcentajes de  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ .



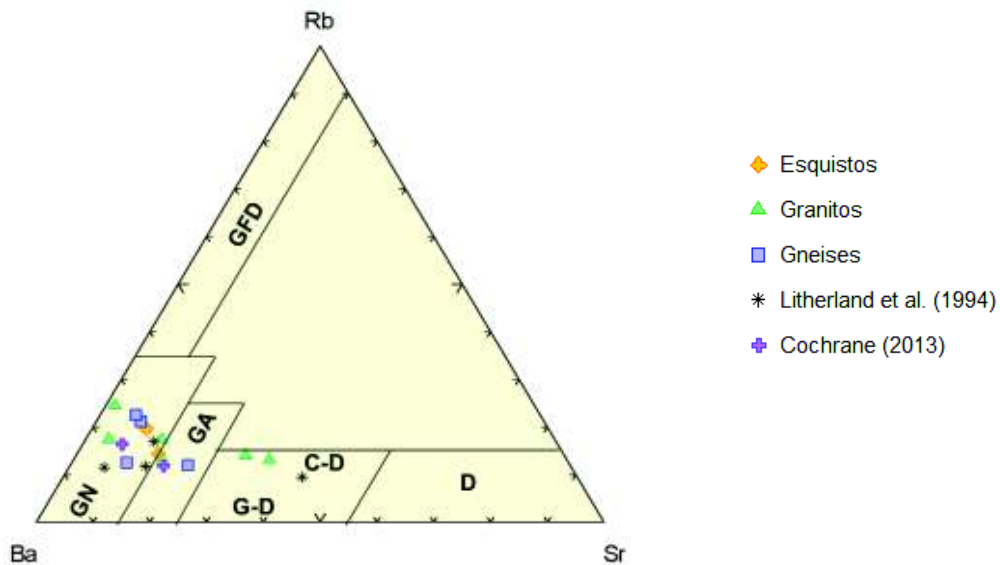
**Figura 4.25** Diagramas Harker en los que se presentan los valores de los elementos mayores en (wt. %) vs. el contenido de  $\text{SiO}_2$  (wt. %) para las rocas Unidad Tres Lagunas.

## Clasificación Geoquímica

En base al diagrama TAS con relaciones de  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Le Bas et al., 1986) las muestras presentan contenidos de sílice que varían desde 63,84 hasta 90,88 wt. % ubicando químicamente a estas rocas en composiciones que van desde granodioritas hasta granitos, equivalentes plutónicos para dacita y riolita (Fig. 4.26).



**Figura 4.26** Diagrama de clasificación TAS ( $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ), según Le Bas et al. (1986) para las rocas de la Unidad Tres Lagunas.



**Figura 4.27** Diagrama triangular de Ba-Rb-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975). (GDF: granito fuertemente diferenciado, GN: granito normal, GA: granito anómalo, C-D: cuarzodiorita, G-D: granodiorita, D: diorita).

En la Figura 4.27 se clasificó a las muestras utilizando el diagrama triangular de Ba-Rb-Sr de El Bouseily & El Sokkary (1975), donde la mayoría de muestras se proyectan como granitos normales evidenciando una evolución dominada por el Ba, ya que los contenidos de Rb y Sr son relativamente bajos.

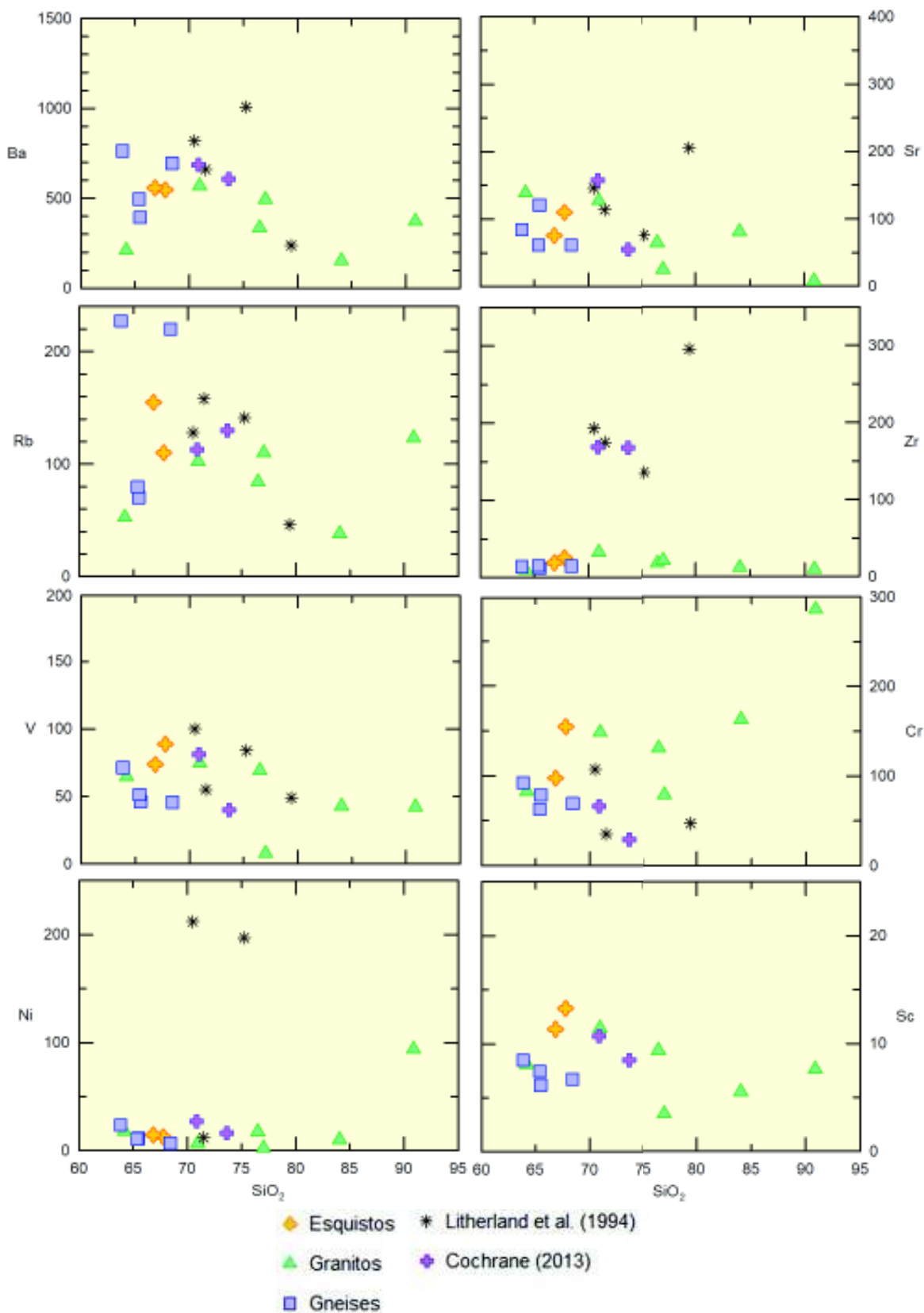
### **Elementos En Trazas y Tierras Raras**

La Figura 4.28 refleja la relación de cada elemento cuyo contenido esta expresado en partes por millón respecto a la proporción de SiO<sub>2</sub> wt. % en las muestras. De los cuales el Ba y Rb presentan altas concentraciones en rocas con porcentajes bajos de sílice (65-80 wt %) y disminuyen en muestras con contenidos mayores a 80 wt. % SiO<sub>2</sub>.

Para los gneises y esquistos, las concentraciones de Ba y Rb son mayores en comparación a los valores que presentan los granitos, sugiriendo que por mayor contenido de Ba-Rb existe una contaminación proveniente de la corteza continental.

El contenido de Sr, V, Cr y Sc se mantiene ligeramente constante en rocas con bajos y altos porcentajes de sílice. Las mayores concentraciones para estos elementos traza son en rocas con proporciones entre 63-75 wt. % de SiO<sub>2</sub>; principalmente para los gneises y esquistos, ya que en los granitos conforme aumenta el contenido de sílice las concentraciones de Sr y V disminuyen.

Para el Ni y Zr con bajos porcentajes, las tendencias son planas mientras el contenido de sílice aumenta en las rocas. En el diagrama de variación de Zr vs. SiO<sub>2</sub> se observa que los valores para las rocas de la zona de estudio están en rangos desde 9,49 hasta 32,81 ppm, porcentajes relativamente muy bajos en comparación a los datos de Litherland et al. (1994) y Cochrane (2013) que presentan valores desde 135 a 295 ppm.



**Figura 4.28** Diagramas de variación para algunos elementos traza, contenido expresado en ppm vs  $\text{SiO}_2$  (wt%) para las rocas Unidad Tres Lagunas.

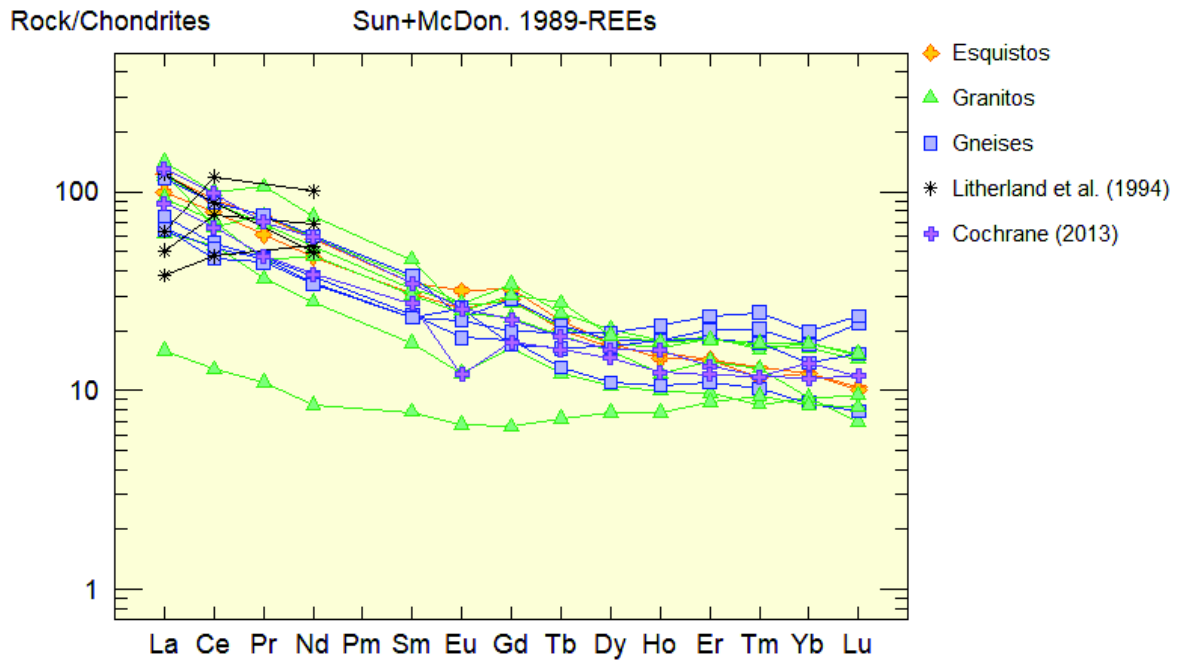
### **Diagramas Multielementales Normalizados**

Por medio de los diagramas Spider o de multielementos podemos observar los amplios espectros de los elementos traza normalizados a la condrita, manto primitivo y corteza continental superior. Como referencia se incluyó los datos presentados por Litherland et al. (1994) y Cochrane (2013) donde observamos que con las rocas de la zona de estudio presentan la misma tendencia.

Los valores de tierras raras fueron normalizados a la condrita según los valores de Sun y McDonough (1989) (Fig. 4.29). Donde las muestras son enriquecidas en tierras raras livianas (LREE) con valores 100 veces mayores al de la condrita como; La, Ce, Pr y Nd excepto por la muestra 57A-RP-005 (gneis) que sugiere un menor fraccionamiento y/o empobrecimiento en comparación al resto de muestras. Después una clara pendiente negativa es evidente en elementos de tierras raras medianas (MREE) así como Sm, Eu y Gd donde el Eu presenta leves anomalías negativas en algunas muestras. Por últimos las tierras raras pesadas (HREE): Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu mantienen una tendencia horizontal y patrones más homogéneos en torno a 7x-20x condrita. Los patrones REE observados en este diagrama se confirman con las relaciones de  $(La/Yb)_{CN}$  que están entre 1,86 a 10,14.

Con respecto al Eu, este presenta claras anomalías negativas y las más evidentes son en los granitos (58A-CO-067, 58A-CO-070, 57V-JPJ-026, 57V-JPJ-035b y 57A-MV-010); las cuales están relacionadas a la ausencia de fraccionamiento de plagioclasa. Los valores correspondientes a la relación de  $(Eu/Eu^*)_{CN}$  son desde 14,67 hasta 28,9.

Por último las relaciones Rb/Sr con rangos de 0,99 hasta 15,09 indican una fuente de materiales provenientes de la corteza superior y la relación Ba/Sr se incrementa presentando valores desde 1,15 a 45,56 sugiriendo cristalización de la plagioclasa, ya que el Sr es excluido de la mayoría de los minerales excepto de la plagioclasa.



**Figura 4.29** Diagrama multielemental normalizado a la condrita (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de la Unidad Tres Lagunas.

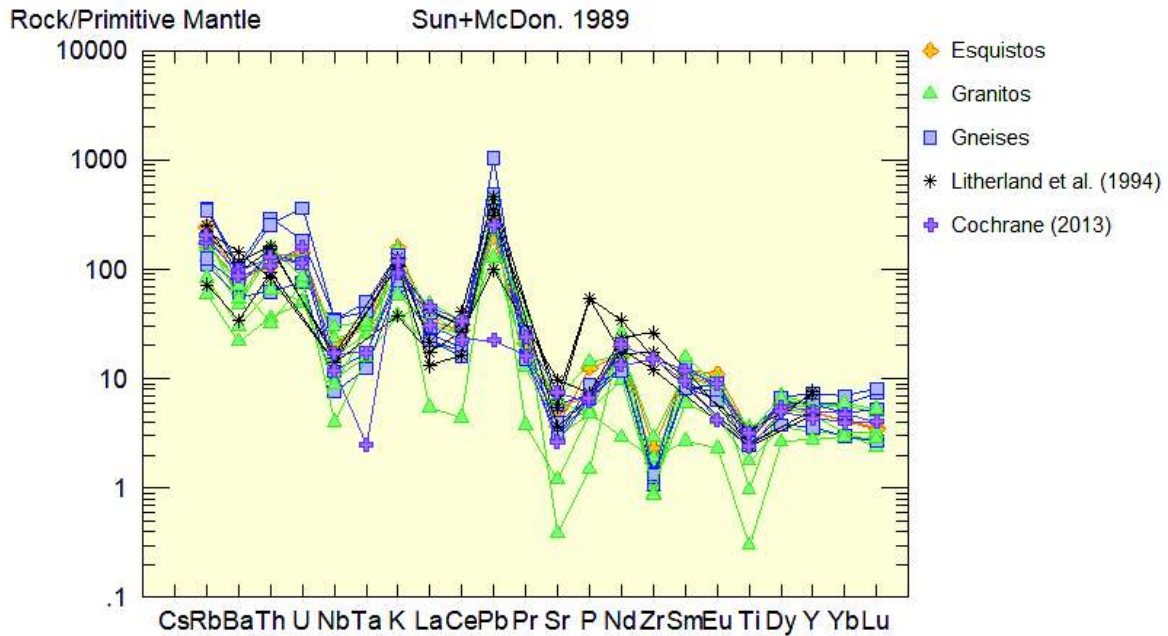
En la Figura 4.30 se tienen las concentraciones de los elementos en traza normalizados al manto primitivo según los valores de Sun y McDonough (1989).

Las muestras presentan patrones sub-paralelos entre sí, generalmente están enriquecidas en los elementos litófilos de alto radio iónico (LILE) con valores entre 60-140x (manto primitivo) en elementos como Rb, Ba, Th y U. Claramente se observan fuertes anomalías negativas en elementos inmóviles como el Ba, Nb, Ta, Sr y Ti además de una anomalía positiva de Pb.

- i. Para el caso de Nb y Ta, estas anomalías no solo representan directamente un ambiente de subducción, sino que también podrían sugerir que componentes derivados de subducción fueron incorporados en estas rocas.
- ii. Las anomalías negativas de Ba, Sr y Ti estarían relacionadas al fraccionamiento de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti.
- iii. Y la anomalía positiva de Pb sugiere el fraccionamiento de plagioclasa (Cochrane, 2013), además de indicar que estas rocas tendrían una fuente dentro de la corteza continental.



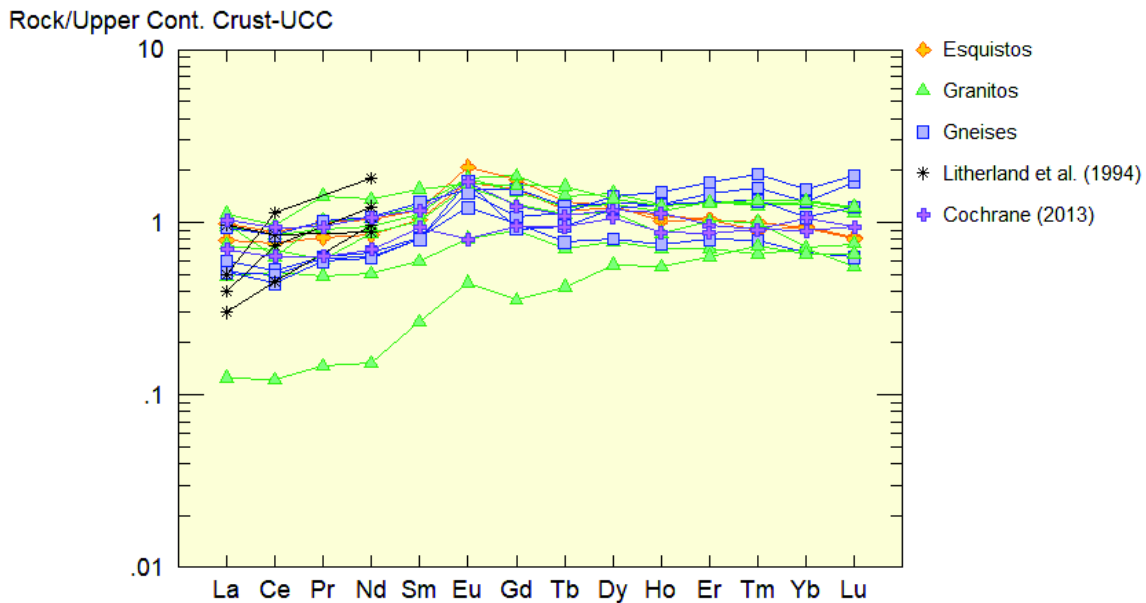
Respecto a los elementos de alto potencial iónico (HFSE), sus concentraciones están entre los 20-100x manto primitivo, reflejando un tren plano en elementos desde Dy hasta Lu.



**Figura 4.30** Diagramas de multielementos normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de la Unidad Tres Lagunas.

Debido a que las rocas de la Unidad Tres Lagunas presentan altos contenidos de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{K}_2\text{O}$ , se tomó como referencia la corteza continental superior para establecer una comparación. Para ello se utilizó el diagrama de multielementos normalizados a la corteza continental superior según Taylor y McLennan (1985).

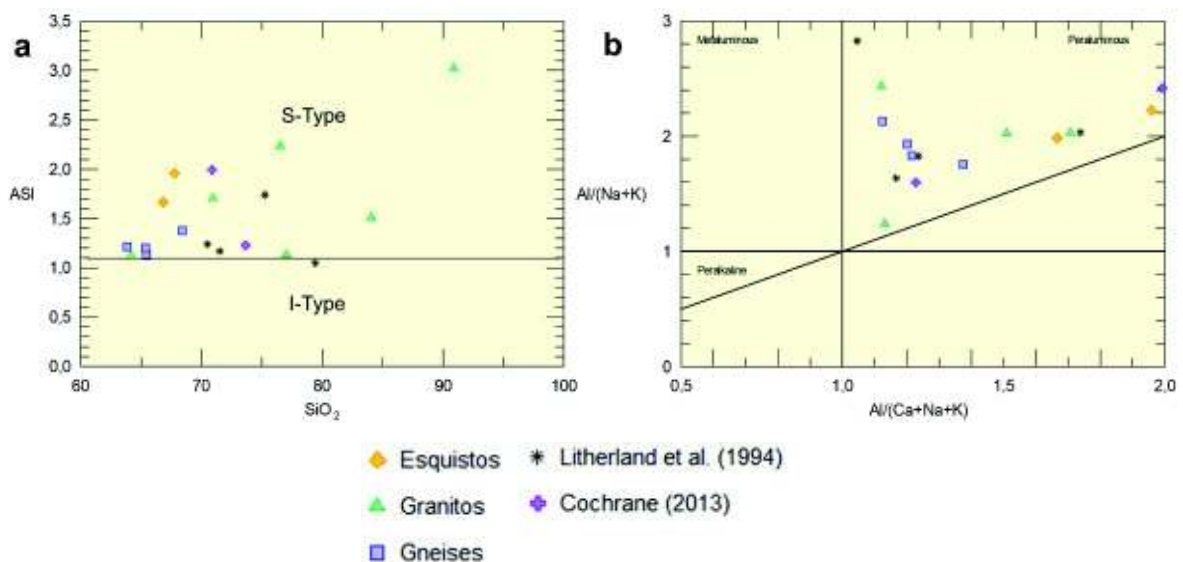
Las muestras en general presentan un espectro plano, igual al de la corteza continental superior y con valores muy cercanos a la unidad indicando que presentan la misma composición en elementos traza, excepto para la muestra 57A-RP-005 que exhibe concentraciones menores de LREE en comparación al resto (Fig. 3.31), esto indicaría una fuente cortical para las rocas de Tres Lagunas.



**Figura 4.31** Diagrama de multielementos normalizado a la corteza continental superior (Taylor y McLennan, 1985) para las rocas de la Unidad Tres Lagunas.

### Afinidades Geoquímicas

En base al índice de saturación de aluminio, expresado como  $ASI = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ , las rocas presentaron valores superiores a 1 con rangos desde 1,04 hasta 3,02 exhibiendo valores típicos de granitoides tipo S, debido a la proporción molecular del ASI mayor a 1,1 (Chappell & White, 1974), y en conjunto a los altos contenidos de  $Al_2O_3 > 13\%$  las muestras denotan características peraluminosas (Fig. 4.32).

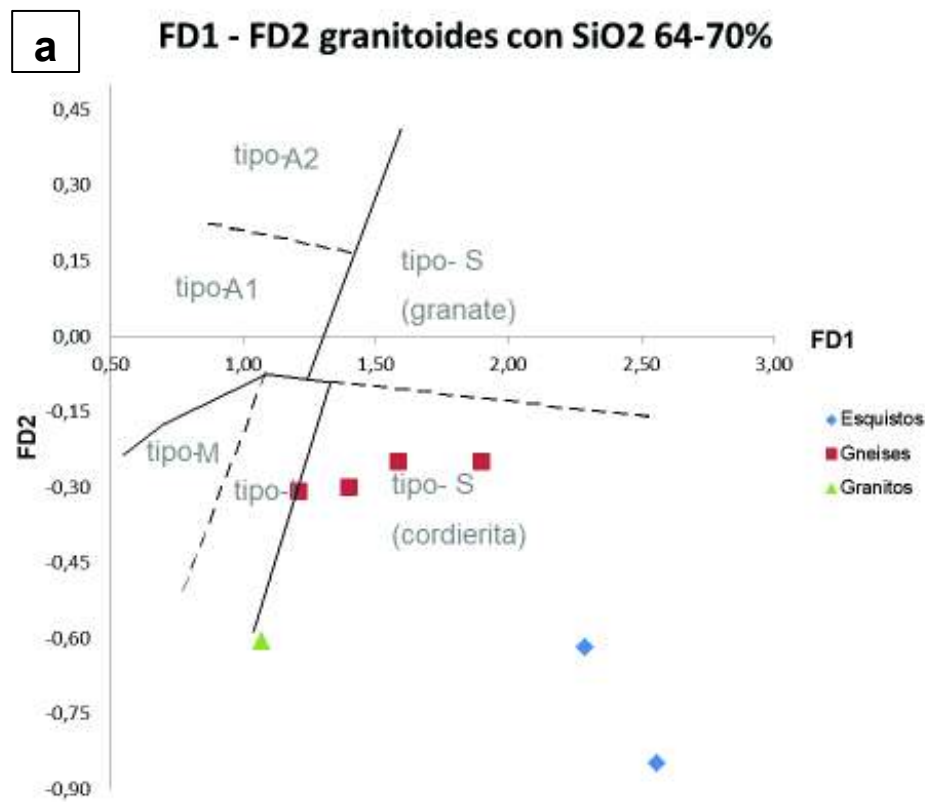


**Figura 4.32 (a)** Índice de saturación de aluminio (ASÍ) vs  $SiO_2$ . **(b)** Diagrama de Maniar y Piccoli (1989). Rocas de la Unidad Tres Lagunas con afinidad peraluminosa.

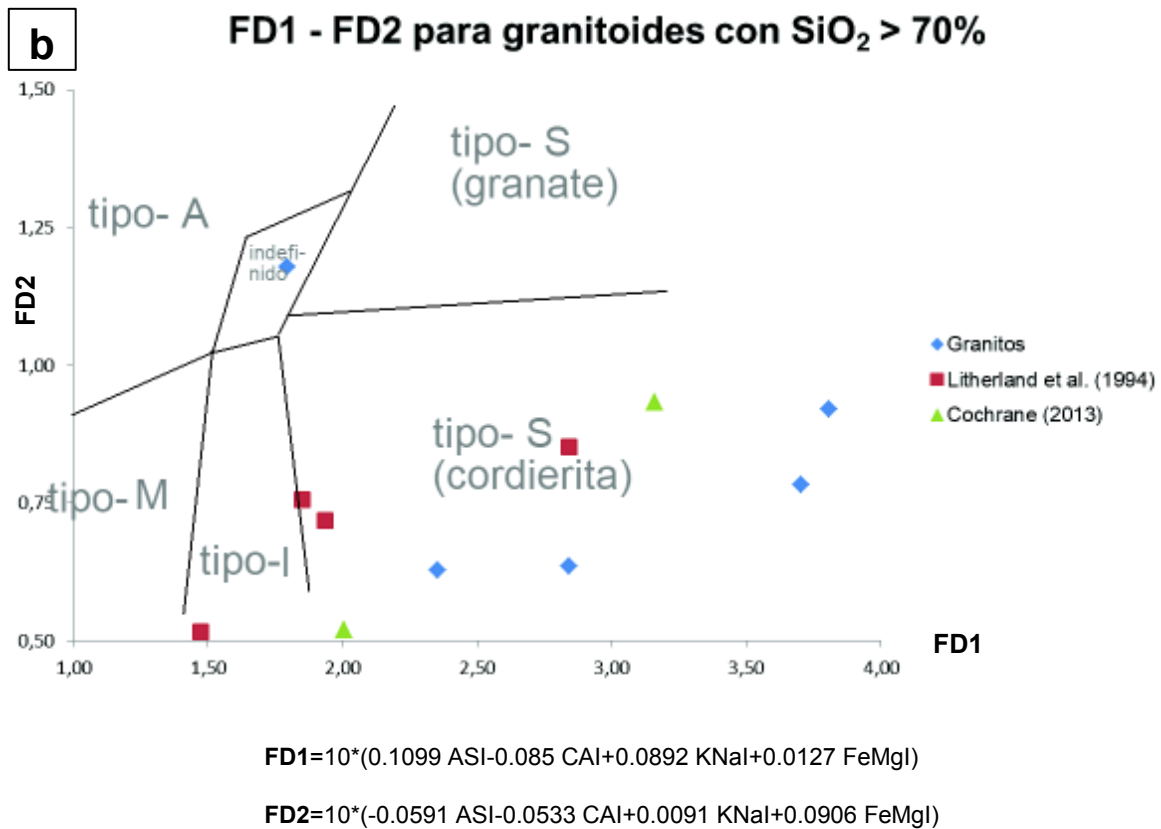
El valor promedio de la relación  $K_2O/Na_2O = 1,76$  en estas muestras, sugiere una fuente de rocas supracortical o metasedimentaria (White & Chappell, 1988) como factor importante para la génesis de las mismas.

Bea et al. (2000) propone una clasificación de granitoides basados en los contenidos de óxidos mayores en rocas que presenten rangos entre 64-70% y >70%  $SiO_2$ . Para ello utilizó cuatro parámetros: índice de saturación de aluminio (ASI), índice calco-alcalino (CAI), índice potasio-sodio (KNaI) y el índice de hierro-magnesio (FeMgI) que dividen a los granitoides en Bajo Mg-Bajo Al, Alto Mg-Bajo Al, Bajo Mg-Alto Al y Alto Mg-Alto Al.

En el diagrama con rangos composicionales de  $SiO_2$  entre 64-70% las muestras se concentran principalmente en el campo de los granitos tipo S correspondientes a los cuatro gneises, los dos esquistos y un granito (57A-II-MV-004). Reflejando un alto contenido de Al e identificándose como granitos tipo SC (cordierita), caracterizando a este tipo de rocas con bajos índices de hierro-magnesio  $Fe^*/(Fe^*+Mg)$  (Fig. 4.33a).



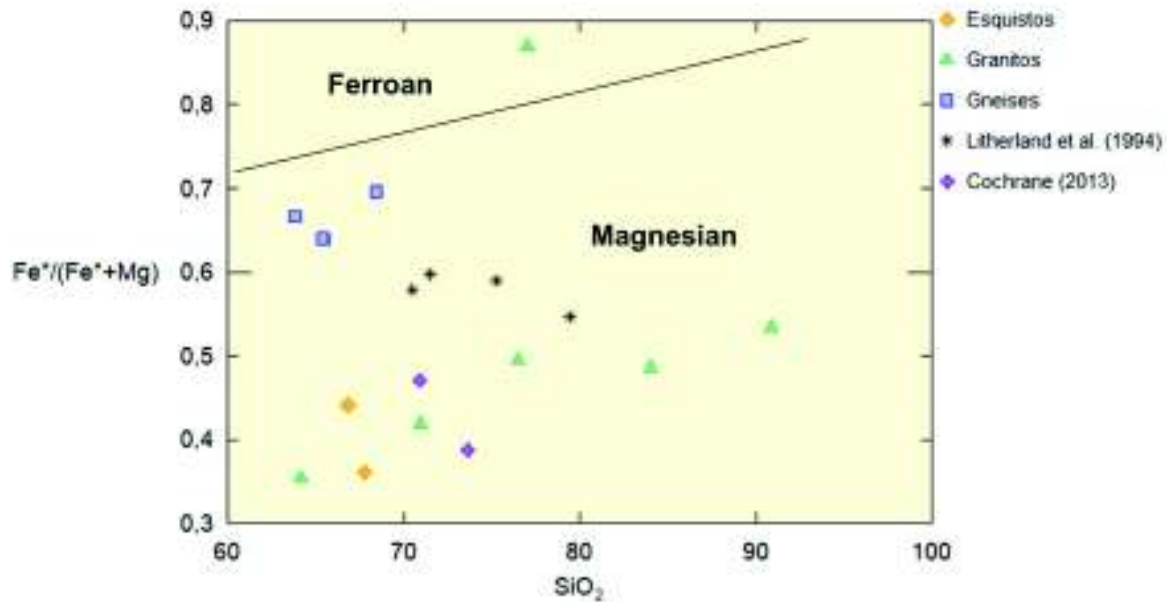
**Figura 4.33 (a)** Diagrama de clasificación para granitoides de Bea et al. (2000). Contenidos en  $SiO_2$  con 64 - 70% para las rocas de la Unidad Tres Lagunas.



**Figura 4.33 (b)** Diagrama de clasificación para granitoides de Bea et al. (2000). Contenidos con SiO<sub>2</sub> > 70% para las rocas de la Unidad Tres Lagunas. (A: granitoides anorogénicos, M: granitoides primitivos, I: granitoides de origen ígneo, S: granitoides de origen sedimentario).

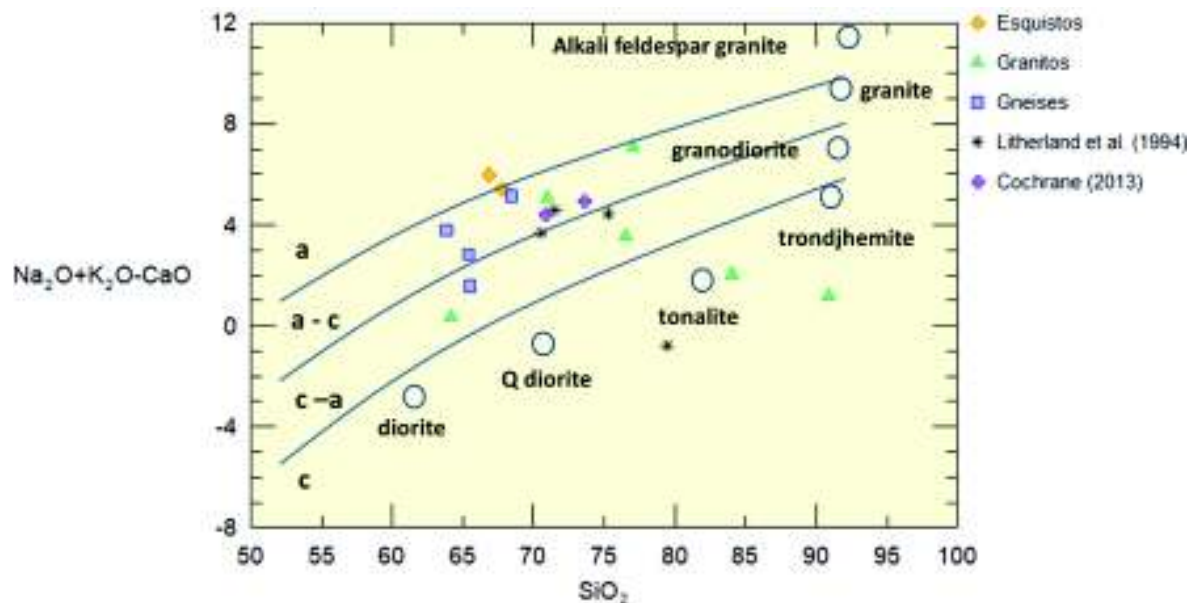
Las rocas que presentan un contenido mayor al 70% de SiO<sub>2</sub>, corresponden al resto de granitos de la zona de estudio, a las muestras de Litherland et al. (1994) y a las de Cochrane (2013), marcando el mismo comportamiento que las rocas de menor porcentaje en sílice. Donde la mayoría de muestras se proyectan como granitos tipo SC (cordierita) y correlacionándose con las del anterior grupo por presentar bajos índices de hierro-magnesio debido a los altos contenidos de Mg y Al (Fig. 4.33b).

Basándonos en la relación FeO\*/(FeO+MgO) respecto al sílice según Frost et al. (2001) los gneises reflejan un mayor índice de Fe-Mg que los granitos y esquistos de la zona de estudio, pero en general las muestras presentan un claro empobrecimiento en hierro ya que presentan índices Fe-Mg menores a 0,7 asignándolas bajo el límite ferro-magnesiano y caracterizándolas como granitos magnesianos (Fig. 4.34).



**Figura 4.34** Diagrama de  $FeOt/(FeOt + MgO)$  vs.  $SiO_2$  wt. % mostrando el límite entre los plutones ferruginosos y magnesianos, Frost et al. (2001) para las rocas de la Unidad Tres Lagunas.

Por medio del modificado índice calco-alcalino (MALI) de Frost et al. (2001) y su relación con el sílice, se pudo definir la afinidad que presentan las rocas de esta Unidad.

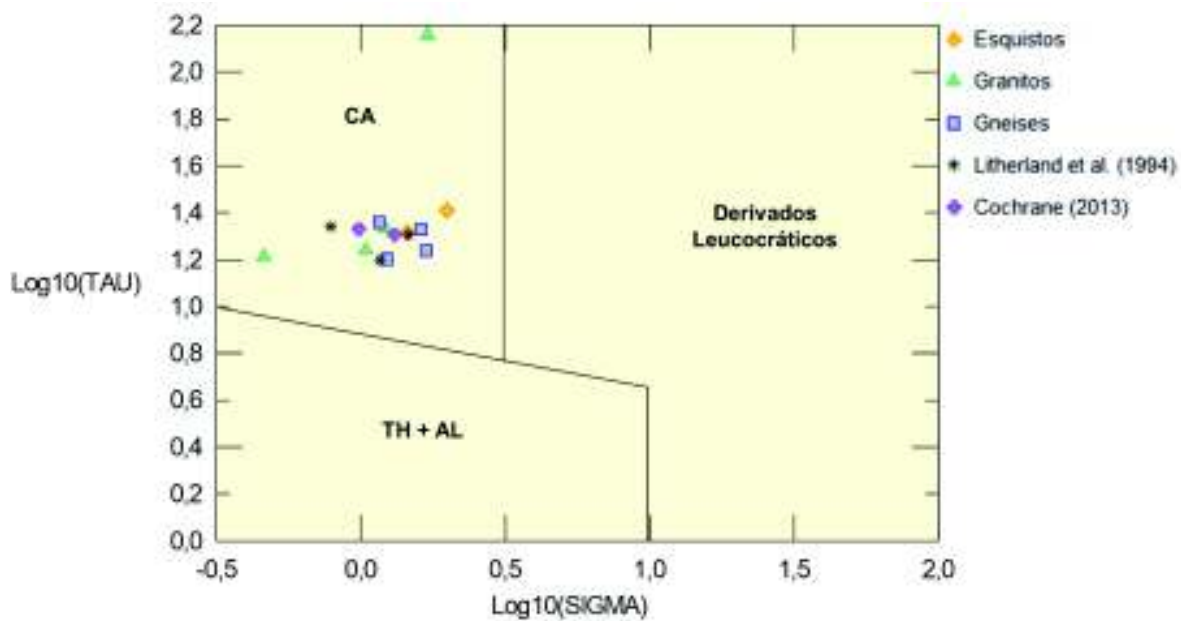


**Figura 4.35** Muestras de la zona de estudio para la Unidad Tres Lagunas. **a)** Diagrama de Frost et al. (2001) (C: cálcico, C-A: calco-alcalino, A-C: alcalino-cálcico, A: alcalino).

Los altos valores de MALI, se relacionan al incremento de abundancia de minerales como feldespato potásico y plagioclasa (albita) los cuales podrían

causar que magmas cálcicos o calco-alcálicos recristalicen en granitoides alcalinos-cálcicos y alcalinos (Frost et al., 2008). Por ende las muestras de la Unidad Tres Lagunas presentan afinidades desde calco-alcálicas hasta alcalinas-cálcicas y al correlacionarlas con lo descrito en la petrografía, estas presentan porcentajes relativamente altos de feldespato alcalino y albíta en su composición (Fig. 4.35).

A través de las relaciones de óxidos mayores representadas en el diagrama de Rittmann y Gottini (1980) se confirmó el carácter calco-alcálico para todas las muestras de la Unidad Tres Lagunas (Fig. 4.36); lo cual concuerda con los valores del índice de Fe-Mg de 0,63-0,69 en el diagrama de Frost et al. (2001) de la Figura 4.36.



$$\text{SIGMA} = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})^2 / (\text{SiO}_2 - 43)$$

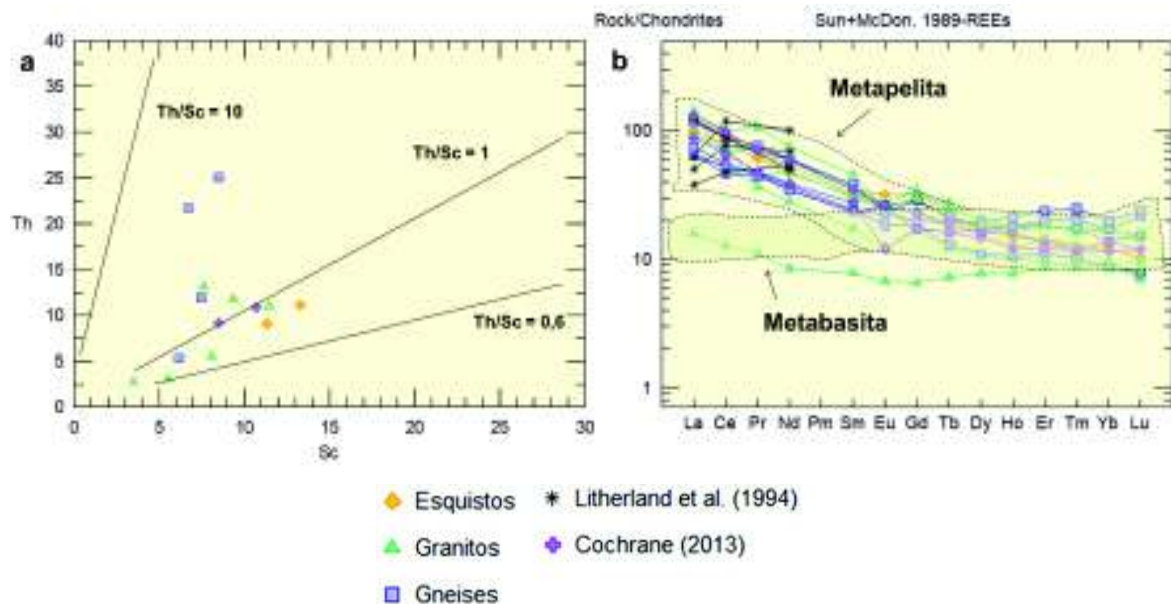
$$\text{TAU} = (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}) / \text{TiO}_2$$

**Figura 4.36** Diagrama de Rittmann y Gottini (1980) (CA: calco-alcálica; Th + AL: toleítica + alcalina, para las muestras de la Unidad Tres Lagunas.

### Origen y Ambiente Tectónico

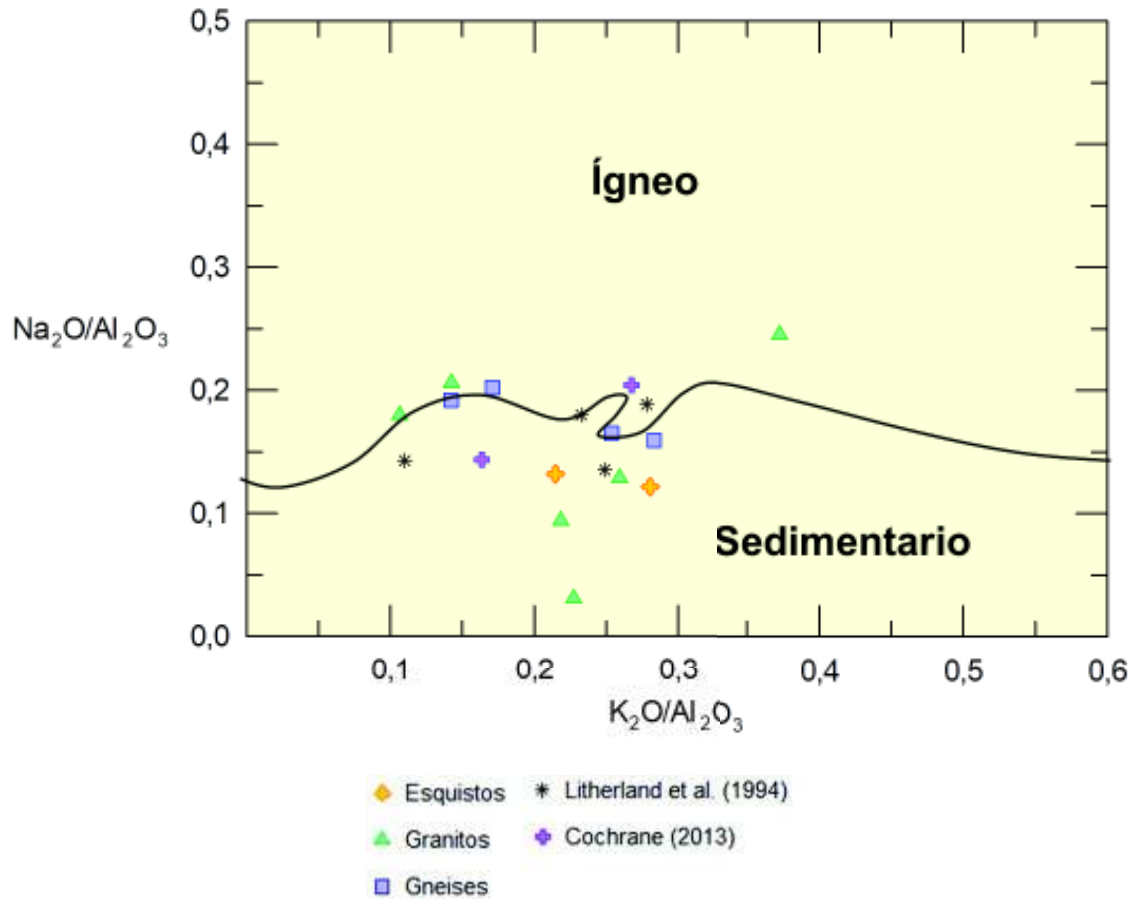
En base a los elementos traza se determinó la proveniencia de las rocas pertenecientes a la Unidad Tres Lagunas. La mayoría de muestras presentan valores Th/Sc muy cercanos a 1, en la Figura 4.37a estas rocas se proyectan sobre y bajo la línea de Th/Sc=1 correspondiente a la corteza continental superior

sugiriendo componentes félsicos y unos pocos máficos ( $\text{Th}/\text{Sc} < 1$ ) (McLennan, 1989; McLennan and Taylor, 1991; McLennan et al., 1980; Wronkiewicz and Condie, 1990). En la Figura 4.37b los patrones de REE del diagrama multielemental normalizado a la condrita según los valores de Sun y McDonough (1989) son utilizados para determinar fuentes de rocas sedimentarias, para el caso de las rocas de la Unidad Tres Lagunas estas presentan concentraciones altas de elementos de tierras raras ligeras respecto a los de tierras raras pesadas, denotando composiciones que corresponden a metapelitas.



**Figura 4.37** Diagramas de proveniencias para las muestras de la Unidad Tres Lagunas. **(a)** Diagramas de proveniencias Th vs. Sc para las muestras de la Unidad Tres Lagunas, donde  $\text{Th}/\text{Sc}=1$  es la corteza continental superior. **(b)** Diagrama multielemental normalizado a la condrita (Sun y McDonough, 1989), ver detalle de los diagramas en Kuibida et al. (2013).

En base al diagrama de discriminación  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  donde los esquistos y la mitad de los granitos se ubican en el campo sedimentario, mientras que los gneises y resto de granitos se proyectan sobre la línea que divide a los dos campos (Fig. 4.38), se establece que se tratan de granitoides provenientes de la fusión parcial de rocas sedimentarias pertenecientes a la corteza continental superior, clasificándolos como granitos tipo S.



**Figura 4.38** Diagrama de discriminación de  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (después de Garrels & McKenzie 1971) para las rocas de la Unidad Tres Lagunas.



#### 4.2.2 GEOQUÍMICA DE LA UNIDAD SABANILLA

Para la interpretación geoquímica de las rocas de la Unidad Sabanilla se diferenciaron a los gneises cuarzo-feldespáticos de los gneises cuarzo-micáceos, rocas de protolito ígneo en su mayoría y correspondientes al primer ensamble mineralógico de esta Unidad. Como contraste se compararon estas muestras con los análisis realizados por Cochrane (2013).

Por tratarse de rocas con protolitos ígneos y sedimentarios sometidas a un proceso metamórfico suelen sufrir la movilidad de ciertos elementos (p. ej. elementos mayores) provocando un cambio en sus concentraciones, esto a su vez podría alterar los resultados que indiquen la proveniencia de estas muestras, por tal motivo se utilizaron las concentraciones de los elementos traza inmóviles (Sc, Y, Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta y P) que aunque estén presentes en bajísimas concentraciones son excelentes discriminadores en cuanto a procesos petrológicos, ya que son capaces de reemplazar a los elementos mayores que generalmente se ven alterados (Rollinson, 1993).

##### **Elementos Mayores**

Debido a los procesos metamórficos sufridos en estas rocas, no se utilizaron los diagramas Harker para ilustrar las relaciones entre óxidos mayores vs. sílice, pero si se realizó un análisis de sus concentraciones en la roca.

A partir de los resultados de óxidos mayores, estas rocas registraron altos valores de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  que varían entre los 61,59 - 78,67 wt. % y 13,38 – 17,60 wt. % respectivamente, reflejando la abundancia de cuarzo y feldespato.

El  $\text{MgO}$  (0,26 – 2,72 wt. %),  $\text{FeO}^*$  (2,20 – 10,68 wt. %),  $\text{TiO}_2$  (0,19 – 1,16 wt. %) y  $\text{CaO}$  (0,55 – 3,55 wt. %) presentan concentraciones bajas con respecto a los porcentajes de sílice (60-75 wt. %). Los contenidos de estos óxidos estarían relacionados al crecimiento de plagioclasa y óxidos de Fe-Mg, minerales observados en las muestras.

Por su parte las altas concentraciones de  $\text{Na}_2\text{O}$  (1,90 – 3,71 wt. %) y  $\text{K}_2\text{O}$  (0,48– 5,08 wt. %) se relacionan al contenido de plagioclasa sódica y feldespato potásico, minerales registrados en el análisis petrográfico, en rocas que en su

mayoría son de origen ígneo. Referente al  $P_2O_5$  (0,04 – 0,24 wt. %) este evidencia bajos porcentajes en las muestras.

Para mayor detalle sobre los resultados de óxidos mayores ver la Tabla 4.5 a continuación.

**Tabla 4.5** Datos de óxidos mayores de las muestras de la Unidad Sabanilla obtenidos por Fluorescencia de Rayos X (los marcados con • corresponden a los datos tomados de Cochrane, 2013).

MUESTRAS	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
59Ad-DC-005	71,859	13,388	4,277	0,0781		1,8749	3,5459	2,1131	1,9661	0,6875	0,2109
59Ab-CT-008	73,897	14,697	2,2005	0,0606		0,3533	1,8775	3,4218	3,1493	0,2019	0,1413
58V-CR-012	69,242	14,876	5,1482	0,0711		2,0512	1,3404	2,2746	4,1643	0,721	0,1117
58V-DC-001	69,588	14,901	5,6286	0,1221		2,1883	1,7914	1,9033	3,0321	0,7328	0,112
58V-CR-001	71,475	14,187	5,5052	0,0613		1,7772	1,5525	2,1347	2,6331	0,5822	0,0919
58V-CR-003	61,597	17,602	10,68	0,3389		2,7214	2,9371	2,4647	0,4878	1,1297	0,0411
57A-II-WS-10	69,51	14,357	5,116	0,0976		1,9864	2,3223	2,5637	3,2795	0,6563	0,1109
56A-IV-QD-42	69,226	15,417	4,5132	0,0919		1,8069	2,352	3,7179	2,2091	0,539	0,1276
58Y-AG-017	73,177	14,499	1,543	0,0264	1,3886	0,2665	0,551	3,0024	5,0212	0,2073	0,2401
58Y-DB-011A	73,272	14,262	1,5906	0,0294	1,4308	0,267	0,554	2,9868	5,0894	0,1934	0,245
•09RC42	78,771	11,962	3,3884			1,1023	0,2449	0,6634	3,2251	0,4695	0,1021
•09RC44	70,195	15,19	3,7875			1,5352	2,7775	2,7068	3,0502	0,5353	0,1616
•09RC45	78,676	11,46	2,3795			0,7322	0,5491	2,5219	2,9896	0,5084	0,1424

### Diagramas Multielementales Normalizados

Los elementos traza permiten diferenciar varios procesos petrológicos, y por estar en pequeñas concentraciones no afectan a las composiciones químicas y propiedades físicas de la roca. Por tal motivo, la variación de estos elementos en las muestras permite identificar dichos procesos (Rollinson, 1993).

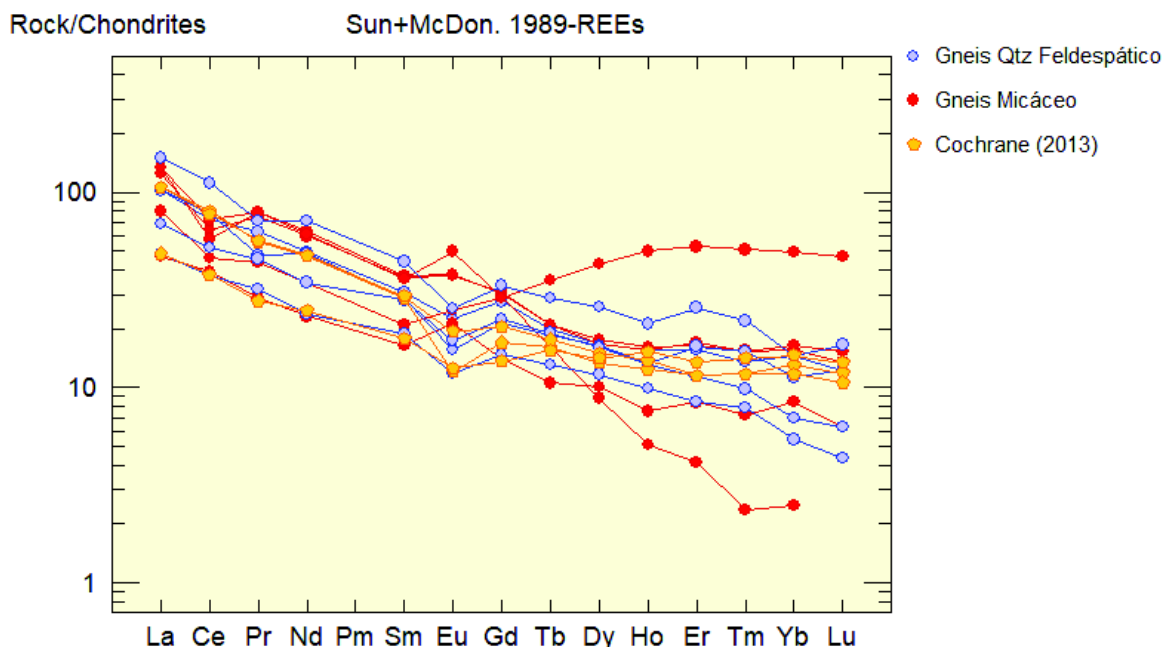
A continuación se observan los diagramas de multielementos para las rocas de la Unidad Sabanilla, que constan de espectros de elementos traza y tierras raras, los cuales están normalizados a la condrita, manto primitivo y corteza continental superior.

En el diagrama multielemental normalizado a la condrita según los valores de Sun y McDonough (1989), las muestras presentan patrones sub-paralelos entre sí, con enriquecimientos en elementos de tierras raras livianas (LREE) y concentraciones en torno a 50x-110x condrita (cien veces más que la condrita), al contrario de las

tierras raras pesadas (HREE) que presentan una tendencia de empobrecimiento desde 4x a 20x para la mayoría de las muestras, excepto para dos gneises; 1) 58V-CR-003 (gneis granatífero) que presenta valores altos, alrededor de 50x condrita y 2) la 58V-CR-001 valores más bajos que el promedio con 2x-3x.

Las relaciones de  $(La/Yb)_{CN}$  con rangos entre 3,33 y 11,38 confirman los espectros presentados en este diagrama donde los LREE están altamente enriquecidos en comparación a los HREE, eso sin tomar en cuenta las muestras de los dos gneises micáceos (58V-CR-003 y 58V-CR-001) que evidencian tendencias diferentes al resto de rocas (Fig. 4.39).

El Eu presenta anomalías negativas y positivas relacionadas a la ausencia y/o acumulación de plagioclasa, evidentes principalmente en los gneises cuarzo-feldespáticos que son caracterizados por tener un origen magmático.



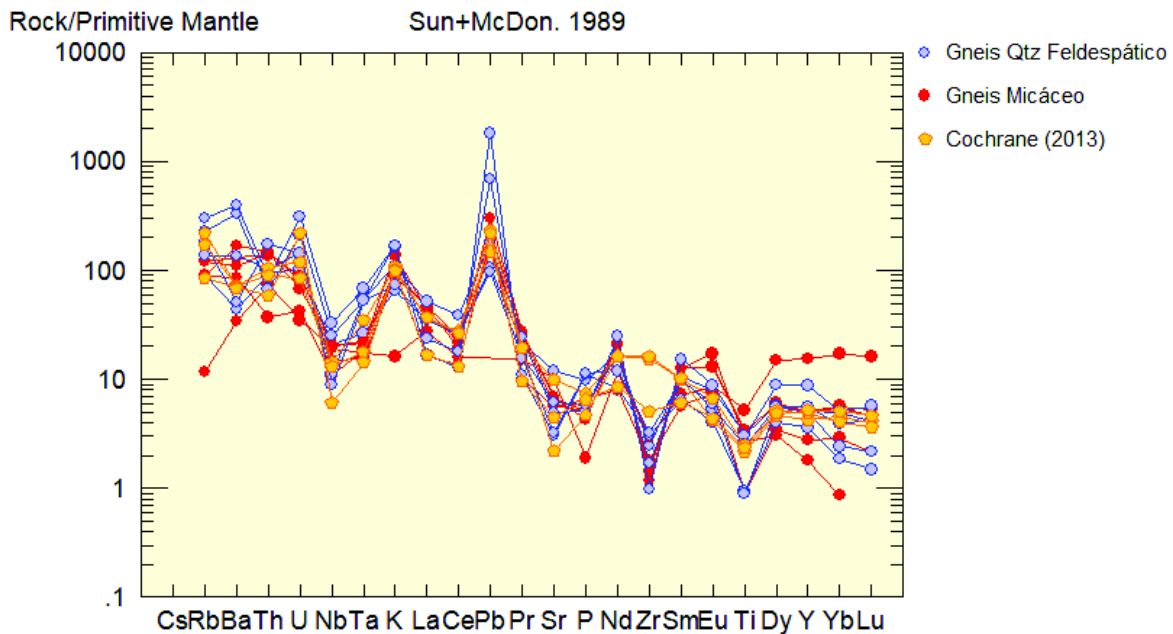
**Figura 4.39** Diagrama multielemental normalizado a la condrita (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de la Unidad Sabanilla.

Los elementos litófilos de alto radio iónico (LILE) son ligeramente más móviles que los elementos de alto potencial iónico (HFSE) ya sea por cambios mineralógicos o procesos metamórficos (Rollinson, 1993). Y a través del diagrama multielemental normalizado al manto primitivo según Sun & McDonough (1989) se observó el comportamiento de estos dentro de las rocas de la Unidad Sabanilla.

En la Figura 4.40 las muestras exhiben los mismos espectros con patrones sub-paralelos entre sí, claramente se observa un enriquecimiento en LILE presentando concentraciones alrededor de 100x manto primitivo (Rb, Ba, Th, U), mientras que los HFSE muestran valores entre 1 y 10x (manto primitivo) aproximadamente.

Respecto a las anomalías negativas, tenemos:

- i. Nb y Ta que no indican directamente un ambiente de subducción, estarían relacionadas a material derivado de subducción e incorporados en estas rocas.
- ii. Sr, Zr y Ti correspondientes a la presencia de plagioclasa y minerales ferromagnesianos.
- iii. Anomalía positiva del Pb que sugiere un protolito de origen cortical (Cochrane, 2013; Spikings et al., 2014).



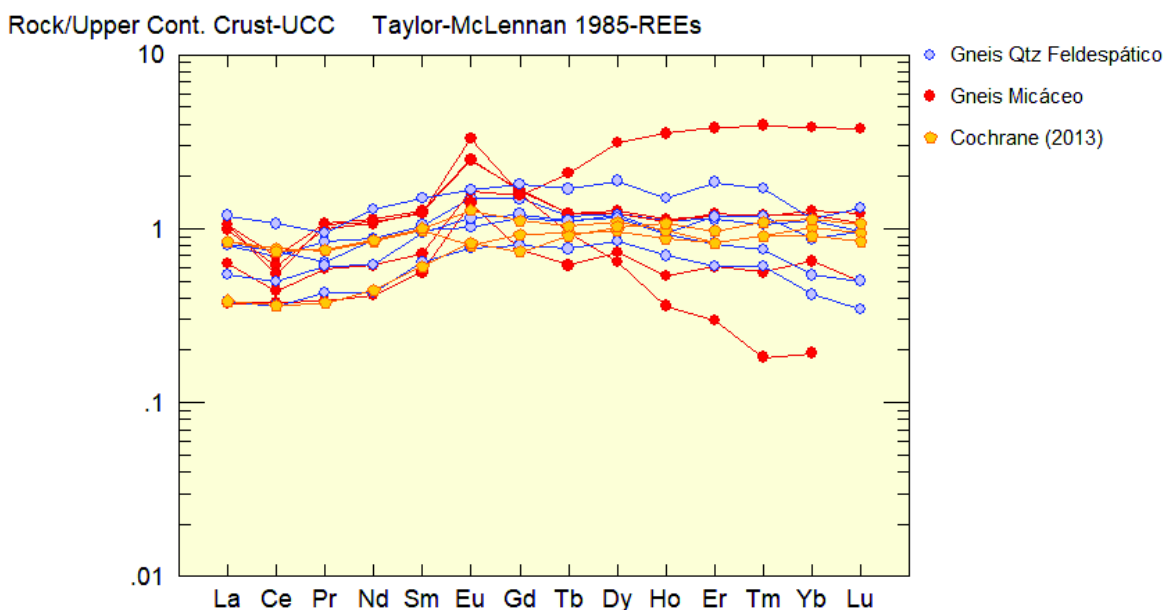
**Figura 4.40** Diagrama de multielementos normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de la Unidad Sabanilla.

Por las altas concentraciones de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{K}_2\text{O}$  se estableció una relación para las rocas de la zona de estudio de la Unidad Sabanilla con la corteza continental superior (CCU) utilizando el diagrama de Taylor y McLennan (1985).

Por lo general las rocas de la zona de estudio presentan una concentración de espectros continuos y una tendencia en torno a 1x en relación a la corteza

continental superior, indicando que las muestras de la Unidad Sabanilla presentan un gran aporte de componentes provenientes de la CCU debido a que presentan las similares concentraciones de elementos traza. Cabe destacar que los espectros más cercanos a los de la corteza son los de los gneises cuarzo-feldespáticos, mientras que los gneises cuarzo-micáceos presentan marcadas anomalías positivas de Eu (Fig. 4.41).

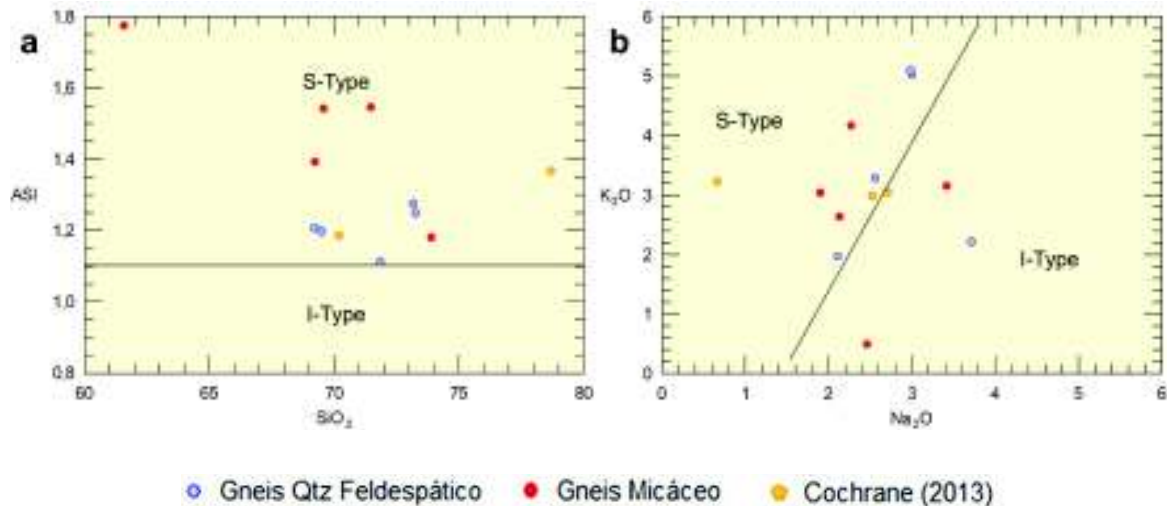
Debido al gran contenido de granate en la muestra 58V-CR-003 (gneis granatífero), se observa un enriquecimiento en tierras raras pesadas HREE e Y en comparación al resto de muestras, ya que la composición del granate en protolitos provenientes de la corteza evidencian una marcada dependencia de estos elementos.



**Figura 4.41** Diagrama de multielementos normalizado a la corteza continental superior (Taylor y McLennan, 1985) para las rocas de la Unidad Sabanilla.

### **Afinidades Geoquímicas**

Estas rocas exhiben afinidades peraluminosas, visibles en el diagrama de Maniar y Piccoli (1989) donde el índice de saturación de aluminio (ASI) muestra intervalos desde 1,11 hasta 1,77 propios de un granito tipo S. Donde claramente los gneises cuarzo-micáceos presentan índices de saturación de aluminio más altos en comparación a los cuarzo-feldespáticos (Fig. 4.42).



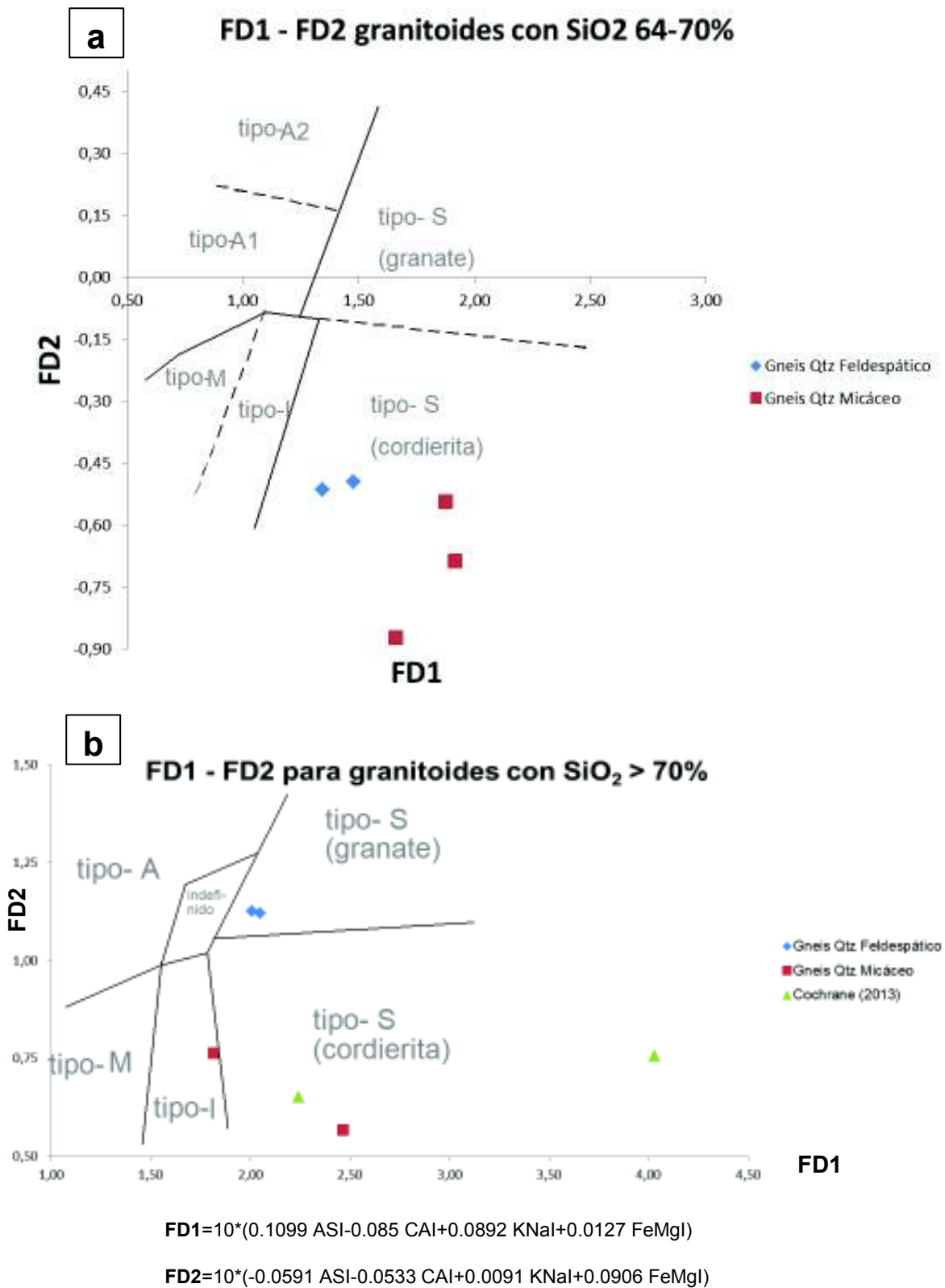
**Figura 4.42 (a)** Índice de saturación de aluminio (ASI) vs SiO<sub>2</sub>. **(b)** Diagrama de Maniar y Piccoli (1989). Rocas de la Unidad Sabanilla con afinidad peraluminosa.

Y por las relaciones de  $K_2O/Na_2O = \sim 1,19$ , estas muestras evocan un aporte de rocas metasedimentarias en su proceso de formación.

Basados en las concentraciones de óxidos mayores, se realizaron diagramas de clasificación para granitoides (Bea et al., 2000). Específicamente se utilizaron relaciones entre el índice de saturación de aluminio, índice calco-alcalino, índice potasio-sodio e índice de hierro-magnesio.

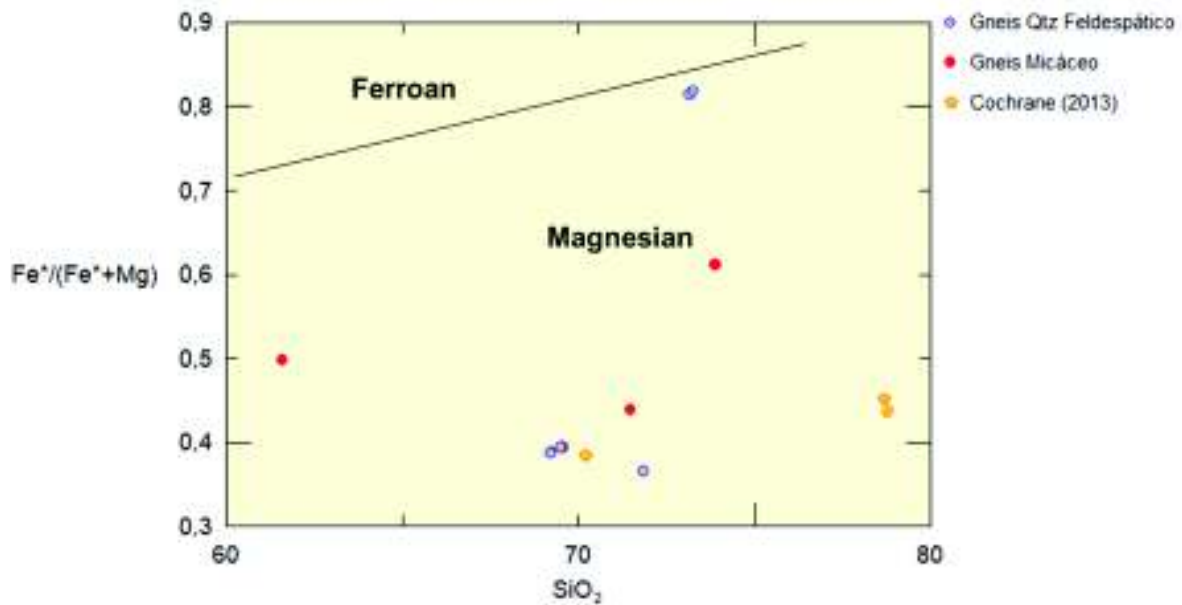
Las muestras con composiciones entre 64-70% de sílice comprenden a 2 gneises cuarzo-feldespáticos (57A-II-WS-10 y 56A-IV-QD-42) y 3 gneises cuarzo-micáceos (58V-CR-012, 58V-DC-001 y 58V-CR-003) los cuales se proyectan como granitoides tipo SC (cordierita) denotando altos contenidos de Al, además de bajos índices de Fe-Mg [ $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ ] (Fig. 4.43a).

Para las rocas con concentraciones mayores a 70% de SiO<sub>2</sub> tenemos los dos últimos gneises cuarzo-feldespáticos (58Y-AG-017 y 58Y-DB-011A) proyectados como granitos tipo SG (granate) indicando bajos contenidos de Mg y altos de Al, reflejando un mayor índice de Fe-Mg en comparación a los granitos SC. Y los gneises cuarzo-micáceos restantes (58V-CR-001 y 59Ab-CT-008) junto a las muestras de Cochrane (2013) se proyectan como granitos tipo SC, con altos contenidos de Al y Mg pero con bajos índices de hierro y magnesio (Fig. 4.43b).



**Figura 4.43** Diagrama de clasificación para granitoides de Bea et al. (2000).  
**(a)** Contenidos en SiO<sub>2</sub> con 64 - 70%. **(b)** Contenidos con SiO<sub>2</sub> > 70% para las rocas de la Unidad Sabanilla. (A: granitoides anorogénicos, M: granitoides primitivos, I: granitoides de origen ígneo, S: granitoides de origen sedimentario).

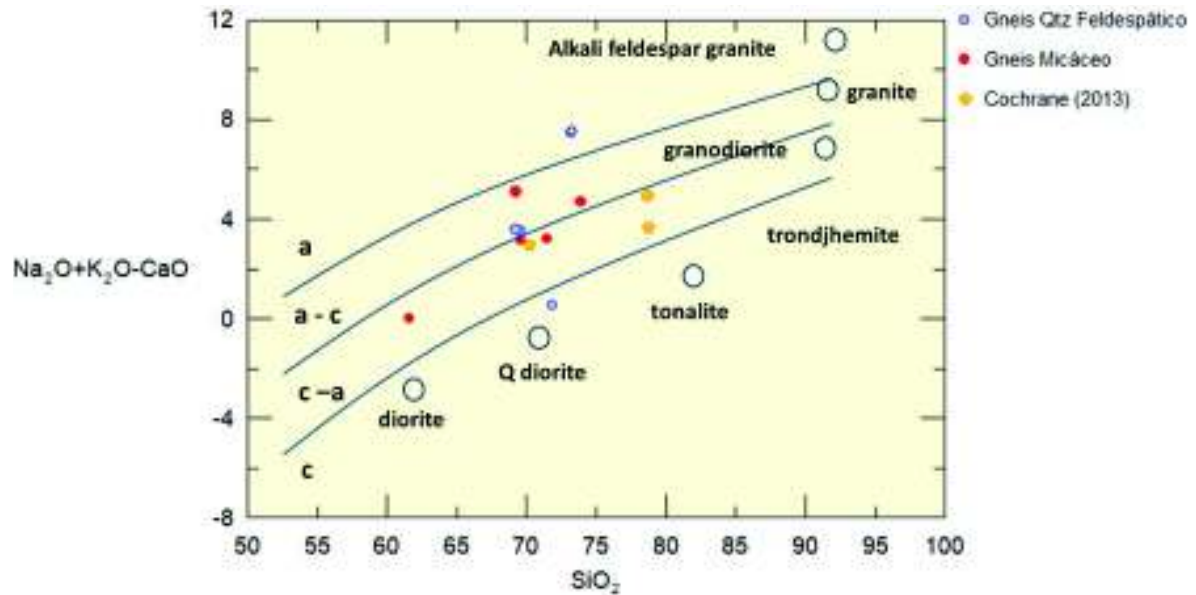
En la relación de  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  wt. % según Frost et al. (2001) las muestras de la zona de estudio se presentan bajo el límite ferro-magnesiano caracterizándose como granitoides magnesianos (Fig. 4.44). Donde se observó que dos muestras de gneises cuarzo-feldespáticos (58Y-AG-017 y 58Y-DB-011A) presentan índices de Fe-Mg alrededor de 0,8 mientras que el resto de muestras evidencian índices menores a 0,6. Estos valores se correlacionan con los resultados obtenidos de los diagramas de Bea et al. (2000) de la Figura (4.43b).



**Figura 4.44** Diagrama de  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  wt. % mostrando el límite entre los plutones ferruginosos y magnesianos, Frost et al. (2001) para las rocas de la Unidad Sabanilla.

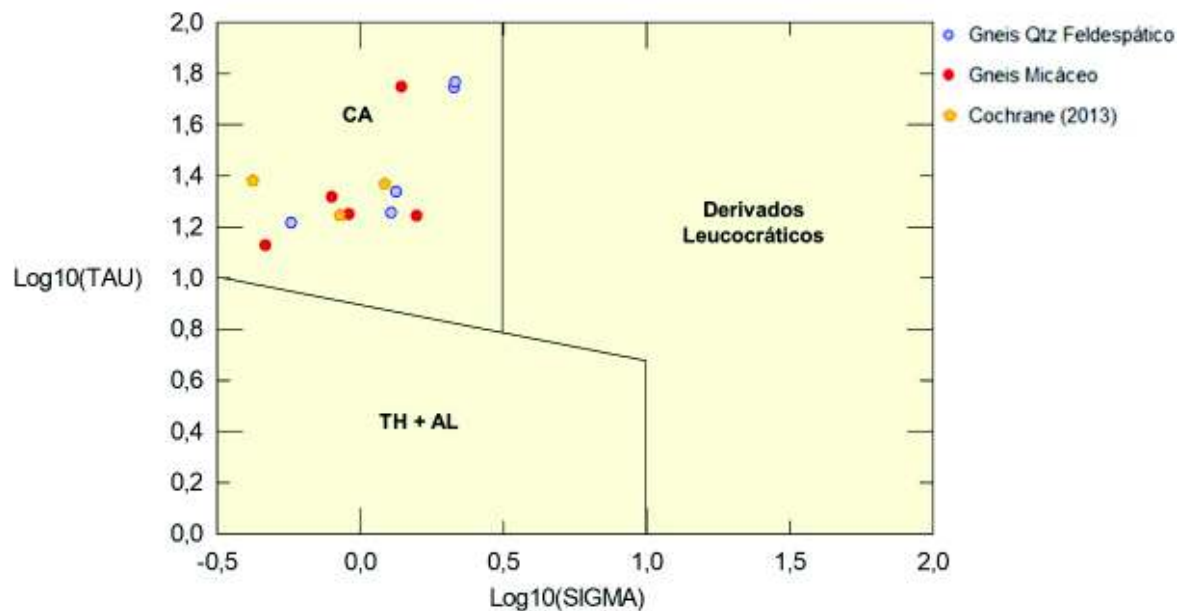
A través del índice calco-alcalino modificado (MALI), que emplea relaciones de óxidos mayores como  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  según Frost et al. (2001), se estableció una afinidad geoquímica para las rocas de la Unidad Sabanilla. En la Figura 4.45 las muestras generalmente presentan índices desde 2 hasta ~8, refiriéndose a afinidades entre calco-alcalinas hasta alcalinas-cálcicas y relacionadas a la acumulación de feldespato potásico y plagioclasa sódica en la roca (abundancia de estos minerales registrados en el análisis petrográfico).





**Figura 4.45** Diagrama de Frost et al. (2001). (C: cálcico, C-A: calco-alcalino, A-C: alcalino-cálcico, A: alcalino) para las rocas de la Unidad Sabanilla.

Basándonos en la mineralogía que presentan las rocas de la zona de estudio, estas definen un carácter calco-alcalino, confirmándose en el diagrama de Rittmann y Gottini (1980); donde todas las muestras claramente presentan afinidades calco-alcalinas como se observa en la Figura 4.46.



$$\text{SIGMA} = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})^2 / (\text{SiO}_2 - 43)$$

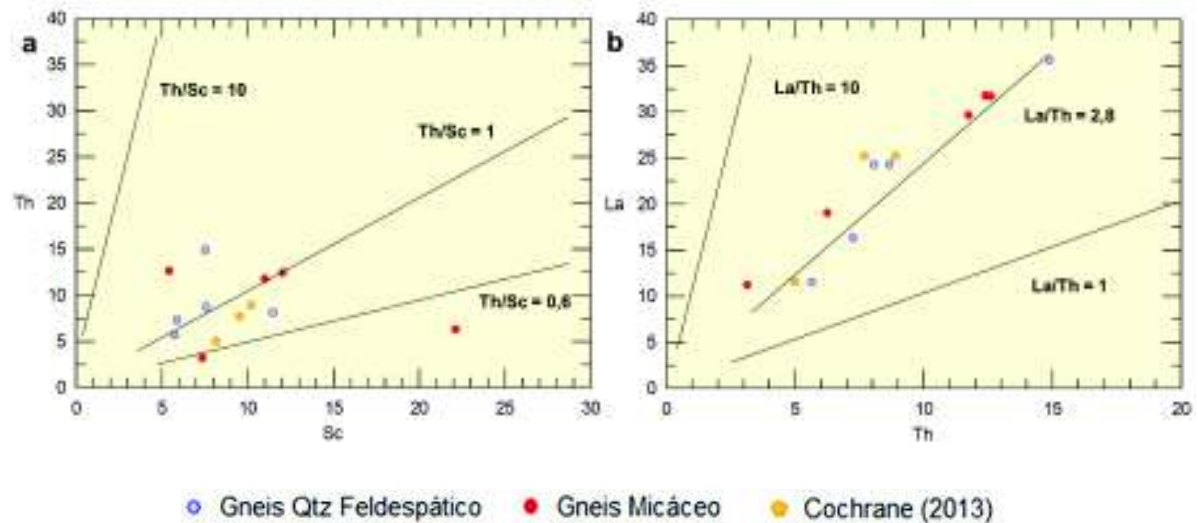
$$\text{TAU} = (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}) / \text{TiO}_2$$

**Figura 4.46** Diagrama de Rittmann y Gottini (1980) (CA: calco-alcalina; Th + AL: toleítica + alcalina), para las muestras de la Unidad Tres Lagunas.

### Origen y Ambiente Tectónico

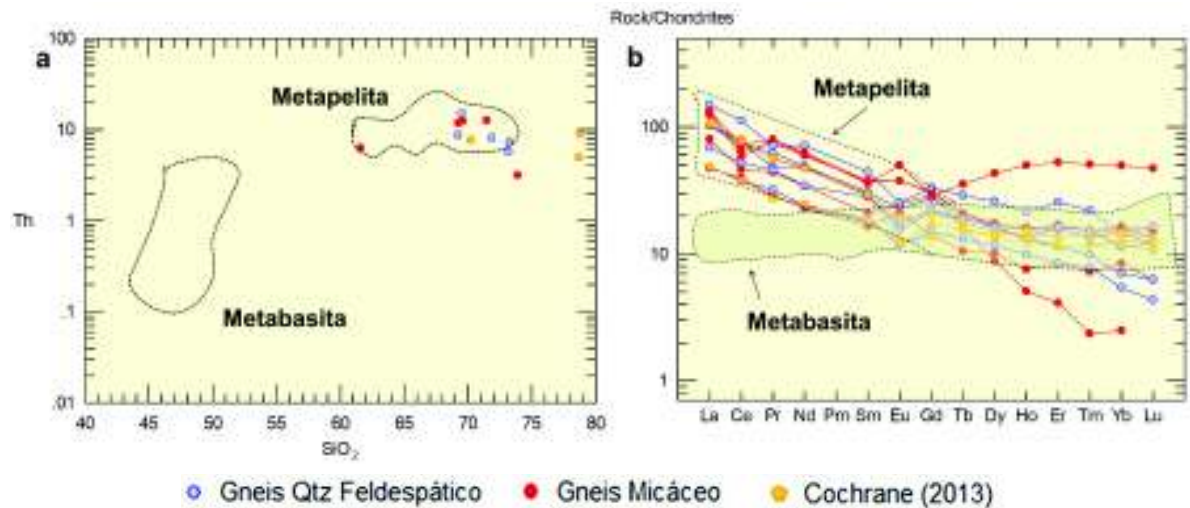
Los elementos de tierras raras y los elementos de alto potencial iónico (HFSE) como [Nb, Ta, Zr, Ti, Y], incluyendo también al Th, Sc, Hf y Co son unos de los elementos más confiables para determinar la proveniencia de rocas metamórficas con componentes pelíticos, debido a su relativamente baja movilidad durante procesos de diagénesis y metamorfismo. Los elementos inmóviles La y Th son más abundantes en rocas félsicas que en rocas básicas, pero el Sc y Co están más concentrados en rocas básicas que en las félsicas (Taylor and McLennan, 1985; Wronkiewicz and Condie, 1987).

En el diagrama del Th vs. Sc (Fig. 4.47a) se observa a las muestras que están sobre y bajo la línea de Th/Sc=1 (corteza continental superior), indicando en la mayoría de rocas componentes félsicos y unas pocas detríticos máficos (McLennan, 1989; McLennan and Taylor, 1991; McLennan et al., 1980; Wronkiewicz and Condie, 1990). Se confirma con el diagrama de La/Th donde las muestras se proyectan en el campo de la corteza superior, sugiriendo que las rocas de la Unidad Sabanilla no tienen una proveniencia uniforme pero si un claro aporte cortical (Fig.4.47b).



**Figura 4.47** Diagramas de proveniencias para las muestras de la Unidad Sabanilla. **(a)** Diagrama Th vs. Sc para las muestras de la Unidad Sabanilla, donde Th/Sc=1 es la corteza continental superior. **(b)** Diagrama Th vs. La Sc para las muestras de la Unidad Sabanilla, donde La/Th=2,8 es la corteza continental superior. (Datos referentes de Taylor and McLennan, 1985).

Como complemento, los patrones de REE también son utilizados para inferir fuentes de rocas metasedimentarias, donde las rocas más silíceas generalmente presentan mayor concentración de LREE en comparación a los HREE y están acompañados de anomalías negativas de Eu (Taylor and McLennan, 1985; Wronkiewicz and Condie, 1987,1989). En la Figura 4.48 la composición de las muestras de la Unidad Sabanilla corresponde a metapelitas, reflejado en la relación de Th/SiO<sub>2</sub> y en el diagrama multielemental normalizado a la condrita según Sun y McDonough (1989).



**Figura 4.48** Diagramas geoquímicos que representan la composición específica de las rocas de la Unidad Sabanilla. **(a)** Diagrama de discriminación Th vs. SiO<sub>2</sub>. **(b)** Diagrama multielemental normalizado a la condrita (Sun y McDonough, 1989), ver detalle de los diagramas en Kuibida et al. (2013).

## **CAPÍTULO 5**

### **DISCUSIÓN**

#### **6.1 UNIDAD TRES LAGUNAS**

##### **6.1.1 RELACIONES DE CAMPO**

La Unidad Tres Lagunas está ubicada entre las provincias de Loja y Zamora Chinchipe al Sur del país, donde los aportes y evidencias de campo generados a partir de los diversos levantamientos geológicos por parte del Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico (INIGEMM) revelan una faja con tendencia NNE-SSW con afloramientos de rocas masivas de tamaños de grano medio a grueso, litológicamente comprende gneises ligeramente foliados compuestos principalmente por cuarzo, plagioclasa sódica, feldespato alcalino, biotita y moscovita. Respecto a los contactos, esta unidad presenta contactos fallados e intrusivos (INIGEMM, 2016d) con la secuencia metasedimentaria de la Unidad Chiguinda al este y un contacto tectónico con la Unidad Sabanilla hacia el oeste (INIGEMM, 2016b).

Cabe señalar que en ciertos sectores como en la hoja de Las Aradas se observó que las rocas de Tres Lagunas intruyen a las rocas de la Unidad Chiguinda indicando que al menos para estas dos litologías el modelo de terrenos acrecionados al margen sudamericano propuesto por Litherland et al. (1994) no es aplicable, sino más bien sugiere que estas secuencias de roca se formaron in situ debido a que las suturas entre ambas Unidades son contactos intrusivos.

##### **6.1.2 PETROGRAFÍA**

A las muestras de este estudio se las dividió litológicamente en base a la mineralogía y texturas que presentan. Esencialmente comprende granitos, gneises y esquistos, con texturas faneríticas para los granitos y granoblástica hasta lepidoblástica en gneises y esquistos.

Fueron registradas varias microestructuras debido a la deformación, principalmente en el análisis microscópico; donde el cuarzo muestra recristalización estática y extinción ondulante que comúnmente se da a

temperaturas mayores a los 300 °C, migración de límite de grano, bandas de deformación paralela y los ya reconocidos augens de cuarzo, seguidos de una foliación penetrativa  $S_1$ , microcrenulación  $S_2$  y desarrollo de fábricas S/C visibles principalmente en los filosilicatos. Estas deformaciones generalmente se concentran que muestras que se encuentran en zona de cizalla.

Cabe recalcar la presencia de texturas como las simplectitas, en particular la textura mirmequítica. Otras reacciones presentes son las de cristales de plagioclasa y feldespato convertidos/reemplazados a sericita además de la biotita cloritizada.

Con el ensamble mineralógico compuesto por altos porcentajes de cuarzo, feldespato potásico, albita, biotita, moscovita y las claras texturas ígneas (fanerítica) bien preservadas en los granitos especialmente, y unas pocas en los gneises (a pesar de las deformaciones que presentan) se pudo identificar que estas rocas son derivadas de una fuente granítica, es decir rocas intrusivas. Producto de la deformación a la que estas rocas fueron sometidas se generó un cambio en la estructura y textura, con puntuales cambios en la mineralogía, generándose los gneises y esquistos cuarzo-feldespáticos.

Debido a la asociación mineralógica comprendida por cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico + biotita ± moscovita (minerales de origen magmático) y a la presencia de minerales como la sericita/clorita las muestras de esta Unidad pudieron sufrir algún tipo de alteración, posiblemente producto de la circulación de fluidos magmáticos enriquecidos en  $H_2O$ .

Las rocas de la Unidad Tres Lagunas se originaron por la fusión de la corteza en una zona de rift, siendo la corteza continental la fuente sedimentaria que presentan estas rocas. Posteriormente estas rocas sufrieron un enfriamiento lento donde minerales como la sericita y clorita (originados por alteración) tienen lugar.

### **6.1.3 GEOQUÍMICA**

Varios diagramas utilizados para representar y caracterizar a las rocas de la Unidad Tres Lagunas son generalmente para rocas ígneas, pero para este caso se consideró que las muestras corresponderían a un sistema cerrado, donde a

pesar del metamorfismo sufrido mantienen la misma composición química aunque su mineralogía varíe por diversos factores como presión y temperatura.

En correlación a lo descrito anteriormente en la petrografía, las muestras de esta Unidad comprenden rocas cuarzo-feldespáticas que se caracterizan principalmente por presentar altos contenidos de sílice,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y porcentajes medios a bajos de  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}^*$  y  $\text{CaO}$ . Por ende, las características geoquímicas para los tres tipos de litologías en esta Unidad no evidencian diferencias muy marcadas.

En general las muestras presentan altos valores de sílice con porcentajes entre 63,84 hasta 90,88 wt. %, lo cual concuerda con lo descrito en el análisis petrográfico que refleja altos contenidos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa principalmente en la composición de la roca.

La correlación que existen entre la composición mineralógica y la geoquímica es bastante buena, ya que en el diagrama triangular Q-A-P establece que las rocas de la Unidad Tres Lagunas presentan composiciones de granitos feldespáticos, sienogranitos y monzogranitos, mientras que para el caso de la composición geoquímica estas rocas varían entre granodioritas hasta granitos lo cual es evidente por las relaciones de  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (diagrama de clasificación TAS, Figura 4.28) indicando con ambos resultados que las rocas de esta Unidad muestran claras composiciones graníticas.

Los altos índices ASI (1,04 - 3,02) ubican a estas rocas en el campo de los granitos tipo S según Chappell and White (1974), donde el modelo petrogenético para estas rocas es la fusión parcial de la corteza continental o de fuentes meta-sedimentarias. Al tratarse de rocas peraluminosas el Sr, Ba y Rb generalmente están presentes en pequeños concentrados dentro del fundido residual fraccionado, además proveen información referente a la roca fuente y restricciones críticas que dominan los procesos de fusión (Harris & Inger, 1992; Miller, 1985). En base a esto los altos valores de Rb/Sr indican una fuente de material pelítico de origen cortical presente en las muestras de esta Unidad.

Los valores de elementos traza y de tierras raras normalizados a la condrita y manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) reflejan contenidos mayores de LREE

y LILE respecto a los HREE y HFSE, estos enriquecimientos se pueden asociar generalmente a la fusión de componentes ricos en estos elementos incompatibles, también se evidencian anomalías negativas y positivas de Eu relacionadas a la acumulación o remoción de plagioclasa y relaciones de  $(La/Yb)_{CN}$  que varían desde 1,86 a 10,14 que validan los espectros de REE.

Globalmente las muestras presentaron anomalías negativas muy fuertes en elementos como:

- i. Nb, debido a que este elemento presenta bajas concentraciones en la composición de la corteza continental en comparación a otros elementos incompatibles (Bart et al., 2000).
- ii. Ta, Sr que indican una clara contaminación cortical (Bea, 2002) y a que probablemente exista residuos de la fusión parcial de plagioclasas.
- iii. Y por último las anomalías de, Zr, y Ti relacionadas a la nucleación y crecimiento de minerales ferromagnesianos.

Estas anomalías están estrechamente relacionadas al comportamiento que presentan las muestras al ser comparadas con la corteza continental superior (Taylor y McLennan, 1985) donde se evidencia un paralelismo de espectros con valores cercanos a la unidad (Fig. 4.33) estableciendo una clara participación de componentes derivados de la CCU en la génesis de las rocas de la Unidad Tres Lagunas.

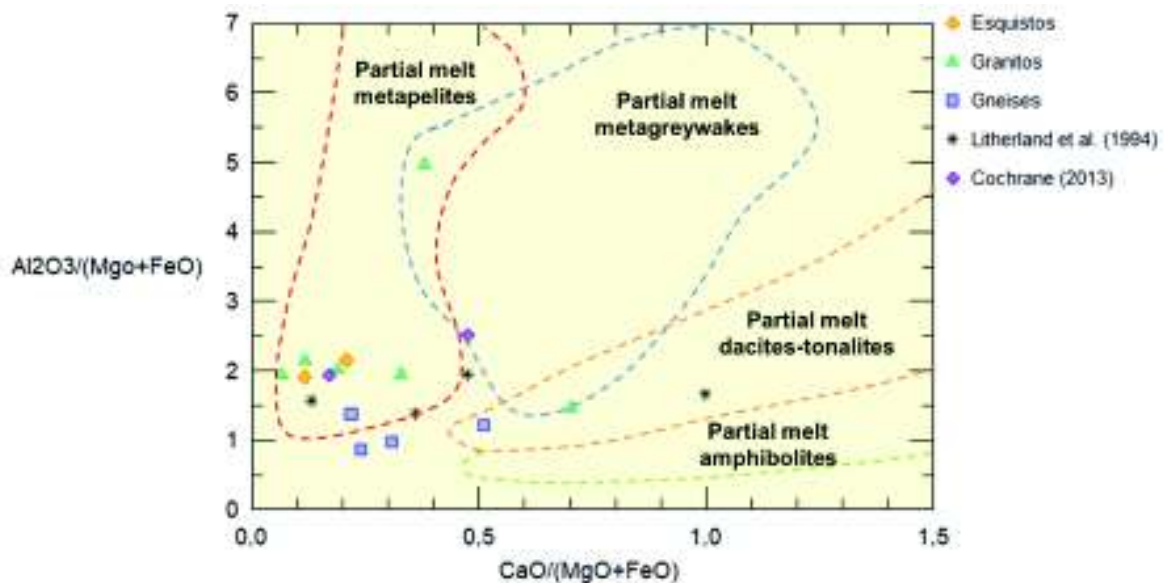
En base a los índices de saturación de aluminio, calco-alcalino, potasio-sodio y de Fe-Mg se clasificó a las muestras como granitoides tipo SC (cordierita) (Bea et al., 2000), con la diferencia de que los gneises y esquistos presentan relativamente bajos contenidos de sílice (64 - 70%) y los granitos porcentajes mayores a 70%  $SiO_2$  pero al final todas las rocas evidencian altos contenidos de Mg y Al reflejando bajos índice de Fe-Mg con valores menores a 0,7 clasificando a estas rocas como magnesianas.

Los resultados de los análisis geoquímicos revelan afinidades que varían desde calco-alcalinas hasta alcalinas-cálcicas según los altos valores del modificado índice calco-alcalino (MALI), esto se atribuye a la presencia de fases ricas en Al como los altos valores de ASI que también soportan este argumento, indicando

abundancia de feldespato potásico y albita en la composición de las rocas corroborando lo descrito anteriormente en la petrografía.

#### 6.1.4 ORIGEN Y AMBIENTE TECTÓNICO

A través de los elementos de tierras raras, incluyendo al Th un elemento presente en la corteza continental/material félsico y el Sc en componentes máficos, se obtuvieron los valores de la relación Th/Sc que son iguales o mayores a 1 estableciendo la presencia de componentes félsicos en la composición de la mayoría de muestras para la Unidad Tres Lagunas, como complemento se observó el comportamiento de los REE en el diagrama de multielementos normalizado a la condrita (Sun y McDonough, 1989) reflejando un enriquecimiento en LREE respecto a los HREE donde las composiciones para estas rocas corresponden a metapelitas (Fig. 4.37).



**Figura 5.1** Diagrama de campos de fusión parcial de diferentes fuentes de roca después de Gerdes et al. (2000) y sus referencias. Los datos están expresados en moles, para las rocas de la Unidad Tres Lagunas.

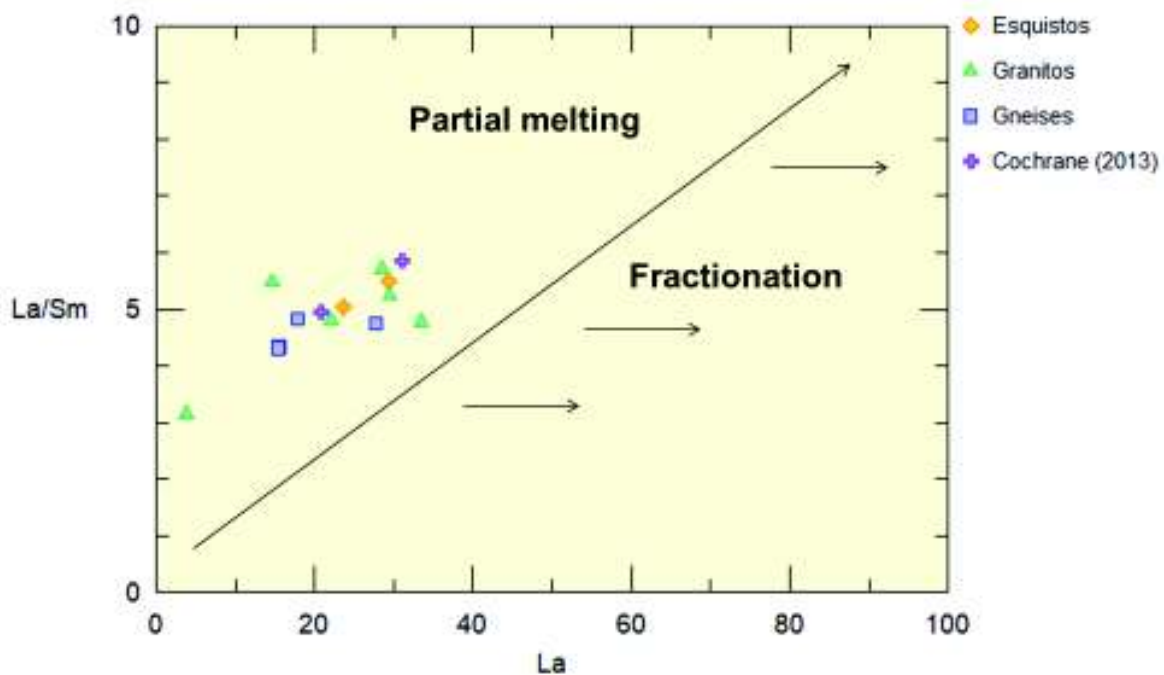
Como adición a lo estipulado anteriormente en la geoquímica, donde las muestras presentan material pelítico en su composición, se estableció la relación entre  $Al_2O_3/(MgO+FeO)$  vs.  $CaO/(MgO+FeO^*)$  en el diagrama de discriminación de Altherr et al. (2000) donde se observa que los fundidos derivados son de fuentes sedimentarias ya que se observan valores más altos de  $Al_2O_3/(MgO+FeO)$  en relación a los contenidos de  $CaO/(MgO+FeO^*)$ , dando como resultado rocas a



partir de la fusión parcial de metapelitas para la Unidad de Tres Lagunas (Fig. 5.1).

Las rocas de la Unidad Tres Lagunas reportaron edades ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ) de  $231,0 \pm 1,9$  Ma y  $235,0 \pm 1,5$  Ma (Cochrane, 2013) y su origen estaría relacionado al magmatismo de la corteza continental entre los 240 - 225 Ma durante el adelgazamiento progresivo de la litósfera continental producto del rift generado en la parte occidental de Pangea (Cochrane et al, 2014a).

El fundido producto de la fusión parcial de metasedimentos generalmente son enriquecidas en Rb y empobrecidas en Sr (Patino-Douce & Johnston, 1991), características evidentes en las muestras de esta Unidad que también presentan altos valores en las relaciones de La/Sm, producto de la mayor concentración de La en las muestras, implicando que los elementos traza tienden a ser controlados/dominados por la fusión parcial en lugar de la cristalización fraccional (Fig. 5.2).



**Figura 5.2** Diagrama La/Sm vs. La según Jiang 2005 mostrando una tendencia de fusión parcial para las rocas de la Unidad Tres Lagunas.

## **6.2 UNIDAD SABANILLA**

### **6.2.1 RELACIONES DE CAMPO**

A partir de la información otorgada de los levantamientos geológicos realizados por el Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico (INIGEMM) se identificó a la Unidad Sabanilla como una faja tectónica (NNE-SSW) en la cual de norte a sur, en la zona de estudio, se reportaron gneises conformados mineralógicamente por cuarzo, biotita, feldespato potásico, moscovita y granate, incluyendo también algunos minerales como cordierita, andalucita y estaurolita.

En esta Unidad se registran cuerpos emplazados como metaintrusivos y diques anfibolíticos, principalmente dentro de la hoja de Valladolid (INIGEMM, 2015b; Vega, 2017) que litológicamente evidencia una variedad de gneises, ya sean desde biotíticos a granatíferos, además de metagranitos y anfibolitas. Por tal motivo la mayoría de muestras de esta zona presentan estructuras foliadas con bandeamientos composicionales.

Los contactos vistos entre la Unidad Sabanilla con las unidades adyacentes son tectónicos, tanto para Unidad Chigüinda como para la Unidad Tres Lagunas.

### **6.2.2 PETROGRAFÍA**

Dentro de la Unidad Sabanilla se reconocieron gneises cuarzo-feldespáticos y esquistos cuarzo-micáceos, macroscópicamente estas rocas evidencian colores grises, desde blanquecinos hasta oscuros. Las texturas varían desde grano-lepidoblástica hasta lepidoblástica con alternancia de bandas siálicas (compuestas por cuarzo-feldespato potásico) y máficas (biotita y menor cantidad moscovita).

Debido a la deformación sufrida en estas rocas, en lámina delgada se observó una clara migración de límite de grano, extinción ondulante y recristalización estática para los cristales de cuarzo que generalmente se da a temperaturas  $>300$  °C, además de la formación de subgranos dentro de estructuras lenticulares con cristales de cuarzo y feldespato potásico. En los cristales de plagioclasa se

observó distorsión en su red cristalina y presencia de pertita en el feldespato potásico (producto también por la variación de esfuerzos).

Las microestructuras son registradas principalmente en los esquistos, con una fuerte foliación que se evidencia por la disposición de los filosilicatos  $S_1$ , clivaje penetrativo  $S_2$  y micropliegues  $F_3$ ; este último afecta en su mayoría a las bandas de cuarzo.

Dentro de esta Unidad se reconocieron dos grupos de roca con su respectivo ensamble mineralógico:

- i. El primer grupo se refiere a gneises que no denota haber sufrido metamorfismo, pero que se las denominó así por las texturas y estructuras que evidencian las muestras. Estas rocas presentan asociaciones minerales de origen magmático (cuarzo + albita + feldespato potásico + biotita  $\pm$  moscovita  $\pm$  granate), donde se observan texturas grano-lepidoblásticas, con una ligera orientación de minerales micáceos generalmente. Por ende son derivados de rocas graníticas asociadas a una fuente sedimentaria.

Al igual que en las rocas de Tres Lagunas, este grupo de rocas pertenecientes a Sabanilla comparten el mismo origen, generadas por la fusión parcial de la corteza en una zona de rift, donde posteriormente sufrieron de alteración dando como resultados minerales tales como la sericita y clorita durante el enfriamiento de la roca.

- ii. El segundo grupo de rocas dentro de esta Unidad presenta un ensamble mineralógico que corresponde a cuarzo + plagioclasa + feldespato alcalino + biotita  $\pm$  moscovita  $\pm$  cordierita  $\pm$  andalucita  $\pm$  estaurolita  $\pm$  granate, estableciendo que son derivadas de rocas cuarzo-pelíticas ricas en arcillas por su alto contenido de  $Al_2O_3$ , que dan lugar a gneises y esquistos pelíticos. Debido a la asociación de andalucita (mineral de baja presión) y sillimanita que presentan estas rocas, nos referimos al metamorfismo de la serie de Buchan indicando bajas presiones pero rangos de temperaturas aproximadas desde 500 - 800 °C (Spear, 1995).

Por ende estas rocas que corresponderían a facies de anfibolita o granulitas, donde las muestras varían desde la zona de la cordierita a la

zona de andalucita, representadas con las siguientes reacciones (ver Myron G. B., 2002):

- Al llegar al límite superior de la zona de la biotita se encuentra la zona de la cordierita, que correspondería a muestras como la 58Y-DB-011A donde la reacción que produce esta isógrada es:



- Para la isógrada de la andalucita existen dos posibles reacciones en rocas que no están enriquecidas en Fe:
  - a) Si la clorita no fue consumida la andalucita aparece como resultado de clorita + moscovita + cuarzo  $\rightarrow$  andalucita + cordierita + biotita + H<sub>2</sub>O.
  - b) Si la clorita no está presente la andalucita se produce a temperaturas ligeramente más altas por la siguiente reacción cordierita + moscovita + cuarzo  $\rightarrow$  andalucita + biotita + H<sub>2</sub>O que es registrada en muestras como 57A-II-MV-026 y 57A-II-RP-026.
- Más una singular muestras que evidencia fibrolita en su composición (59Ad-DC-006) la cual pertenecería a la facies de granulita sobre la isógrada de la sillimanita, donde la sillimanita + feldespato potásico coexisten y se desarrollan a temperaturas superiores a los 700 °C.

Las reacciones que se presentaron en este grupo generó la liberación de agua, permitiendo la fusión de estas rocas dando lugar a la formación de migmatitas (p. ej. 58V-CR-003, 58V-DC-001 pertenecientes a la hoja geológica de Valladolid).

El hecho de que estas rocas presenten metamorfismo en comparación a las del primer grupo de esta Unidad y a las muestras de la Unidad Tres Lagunas se debe a que se originaron y metamorfizaron al mismo tiempo a temperaturas mucho más altas y presiones bajas, donde la andalucita y la sillimanita son más estables que la cianita, mientras que la moscovita está presente en el campo de estabilidad de la andalucita y esta a su vez produce una compatibilidad entre andalucita + feldespato potásico (Myron G. B., 2002).

### 6.2.3 GEOQUÍMICA

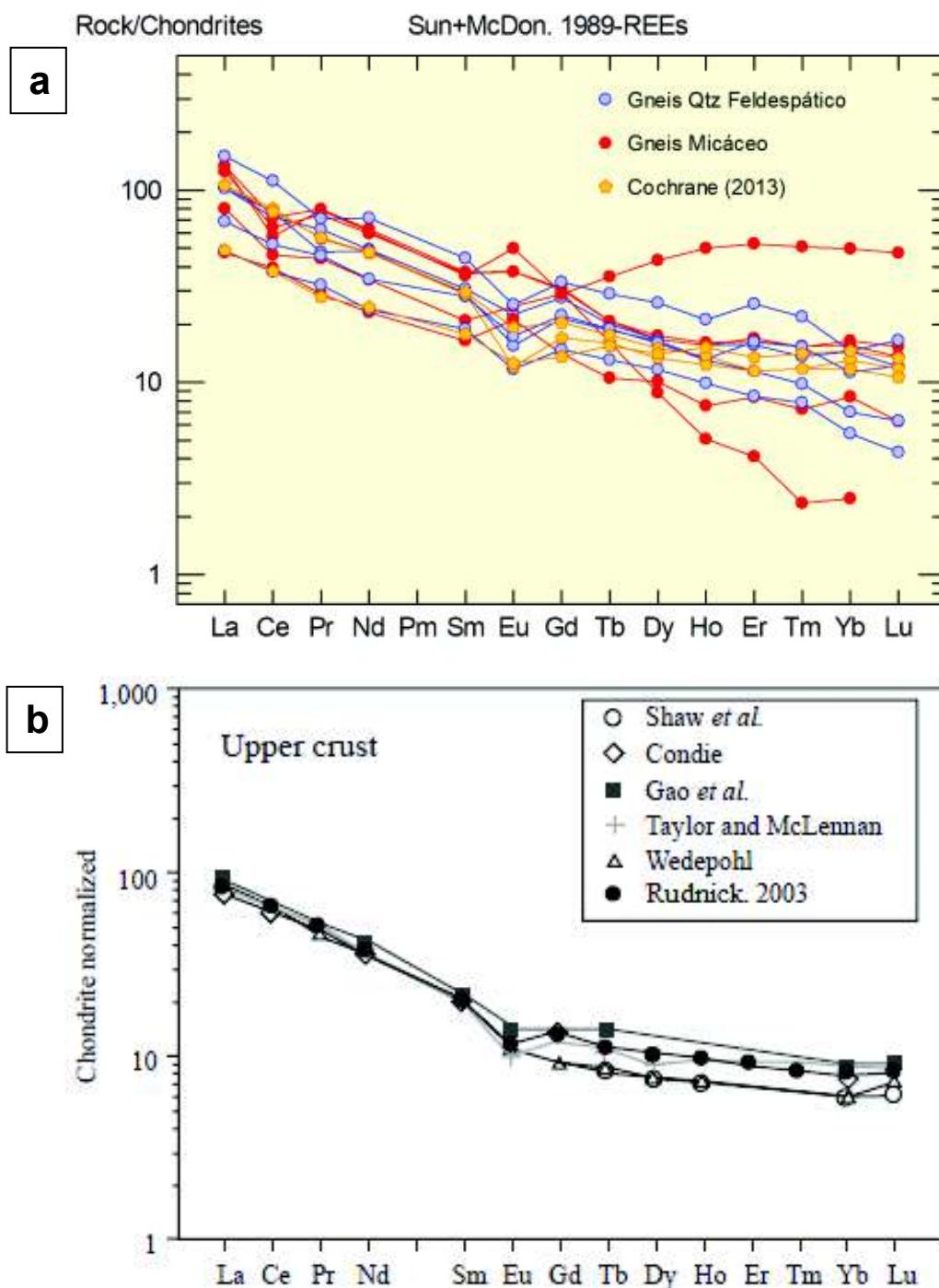
En la descripción geoquímica para la Unidad se la diferenció entre gneises cuarzo-feldespáticos y gneises cuarzo-micáceos con el fin de crear un contraste entre las muestras. Cabe destacar que la mayoría de las muestras seleccionadas son de origen magmático por tal motivo van a presentar bastante similitud en cuanto a la geoquímica con las muestras de la Unidad Tres Lagunas.

Por la composición evidenciada en la descripción petrográfica de esta Unidad se estableció que se trata de rocas cuarzo-feldespáticas y cuarzo-pelíticas, lo cual se correlaciona con las altas concentraciones de sílice,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  y  $K_2O$  reflejados en la abundancia de minerales como cuarzo, plagioclasa (albita) y feldespato potásico. Mientras que óxidos como  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $MnO$  y  $TiO_2$  exhiben porcentajes más bajos dentro de las muestras.

El diagrama multielemental normalizado al manto primitivo para las muestras de la Unidad Sabanilla es caracterizado por las marcadas anomalías negativas de Nb, Ta, Sr, Ti y P, típicas para la composición de la corteza continental (Rollinson 1993), mientras que las concentraciones de Ba, Rb y Eu son atribuidas a la variación de proporciones de feldespato y mica presentes en las muestras.

A partir de los diagramas multielementales normalizados a la condrita según Sun & McDonough (1989) se estableció una relación entre las muestras de la Unidad Sabanilla y la corteza continental superior con datos de varios autores, donde claramente se observa que presentan los mismos espectros de REE con LREE enriquecidos en relación a los HREE (Fig.5.3).

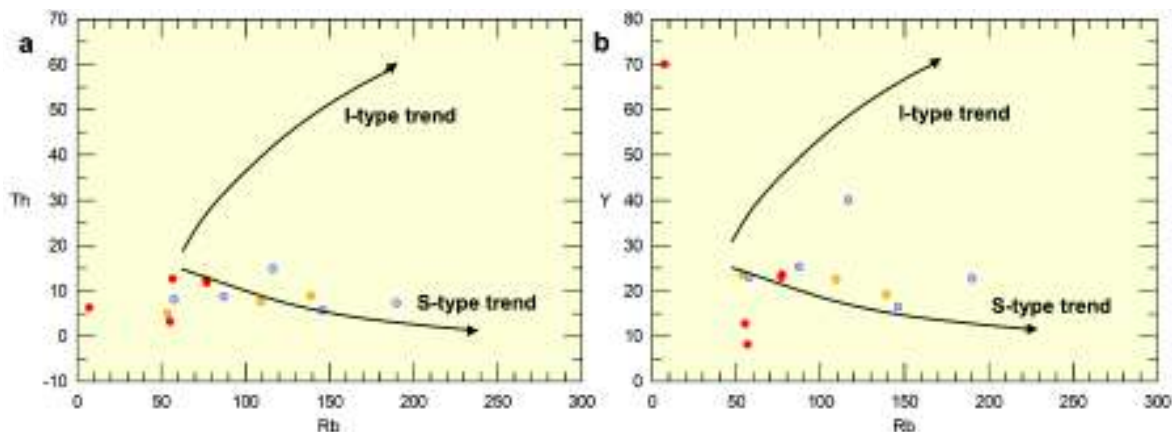
Las anomalías negativas y positivas de Eu que se observan tanto para las rocas de esta Unidad Sabanilla como para la corteza continental superior indican la acumulación y remoción de plagioclasa, producto del proceso de diferenciación cortical que consiste en la fusión parcial dentro de la corteza.



**Figura 5.3 (a)** Diagrama multielemental normalizado a la condrita (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de la Unidad Sabanilla. **(b)** Diagrama multielemental normalizado a la condrita (Sun y McDonough, 1985) de la corteza continental superior, tomado de Rudnick, 2003.

Las rocas de esta Unidad presentan altos índices de saturación de aluminio (1,11 - 1,77); muestras que al ser ploteadas en los diagramas de variación Th vs. Rb e Y vs. Rb propuestos por Chappell (1999) en la Figura 5.5, evidencian claramente una disminución de Th e Y conforme aumenta el contenido de Rb en las rocas,

siendo consistentes con la tendencia que normalmente muestran los granitoides tipo S. Además de una relación  $K_2O/Na_2O$  de  $\sim 1,19$  que evoca un aporte pelítico en la formación de estas rocas.



**Figura 5.4 (a)** Diagrama Rb vs. Th. **(b)** Diagrama Rb vs. Y, las tendencias de los granitos tipi S & I son de Chappell (1999).

En base a los índices de saturación de aluminio, calco-alcalino, potasio-sodio y de Fe-Mg se clasificó a las muestras como granitoides tipo SC (cordierita) y tipo SG (granate) (Bea et al., 2000). Los tipo SC (cordierita) corresponden a dos gneises cuarzo feldespáticos (57A-II-WS-10; 56A-IV-QD-42) y tres gneises cuarzo-micáceos (58V-CR-012; 58V-DC-001; 58V-CR-003) por presentar relativamente bajos contenidos de sílice (64 - 70%) pero con altas concentraciones de Mg y Al.

Mientras que las muestras con contenidos mayores al 70 % de sílice se presentan: como granitos tipo SC (cordierita) y tipo SG (granate), donde dos gneises cuarzo-micáceos (58V-CR-001 y 59Ab-CT-008) se clasifican como SC y dos gneises cuarzo-feldespáticos (58Y-AG-017 y 58Y-DB-011A) como SG indicando bajos contenidos de Mg pero altos de Al.

En conjunto todas las muestras presentan bajos índices de Fe-Mg (Frost et al., 2001), con valores menores al 0,8 definiéndolos como granitoides magnesianos.

Afinidades alcalinas-cálcicas hasta calco-alcalinas de medio y alto potasio son determinadas a través de las relaciones entre el índice MALI y  $SiO_2$  (Fig. 4.47), las cuales establecen composiciones químicas desde cuarzo-dioritas hasta granitos altamente peraluminicos para las muestras de la zona de estudio.

Estos comportamientos se confirman con el diagrama de Rittmann y Gottini (1980) en el que todas las muestras presentan una afinidad calco-alcalinas, lo cual implica altas concentraciones de  $Al_2O_3$  y como consecuencia bajos contenidos de  $Na_2O$ , características comunes en los granitoides tipo S.

#### 6.2.4 ORIGEN Y AMBIENTE TECTÓNICO

Para la discriminación tectónica se utilizó las concentraciones de tierras raras y elementos traza en las muestras destacando al Th, Sc y Hf para determinar la proveniencia de estas rocas, por el simple hecho de ser los elementos más confiables como discriminantes petrológicos (Taylor and McLennan, 1985; Wronkiewicz and Condie, 1987).

Las relaciones de Th/Sc y La/Th revelan componentes félsicos en las composiciones de las muestras y otros tantos máficos, debido a que el La y Th presentan mayor concentración en rocas félsicas y el Sc en rocas básicas, sugiriendo una proveniencia poco uniforme pero con claro aporte de una fuente cortical (Fig. 4.7).

Esto en conjunto a los espectros de REE en el diagrama multielemental normalizado al condrito (Sun & McDonough, 1989) se establece que las muestras de la Unidad Sabanilla corresponden a rocas silíceas con mayor concentración de LREE respecto a los HREE, confirmando que se trata de rocas con evidente origen pelítico (Fig. 4.48b).

En trabajos previos, las rocas de la Unidad Sabanilla reportaron edades  $^{206}Pb/^{238}U$  entre  $233.7 \pm 4.8$  Ma y 2.6 Ga (Cochrane et al., 2014a), las cuales se correlacionan con un evento magmático producido dentro de una cuenca antearco dominada por protolitos pelíticos que experimentaron una variación de grados de fusión y flujos de calor producidos por el incremento del gradiente geotermal asociado a la expulsión de fluidos basálticos hacia la corteza durante los 245 - 232 Ma (Cochrane et al., 2014a; Spikings et al., 2014).

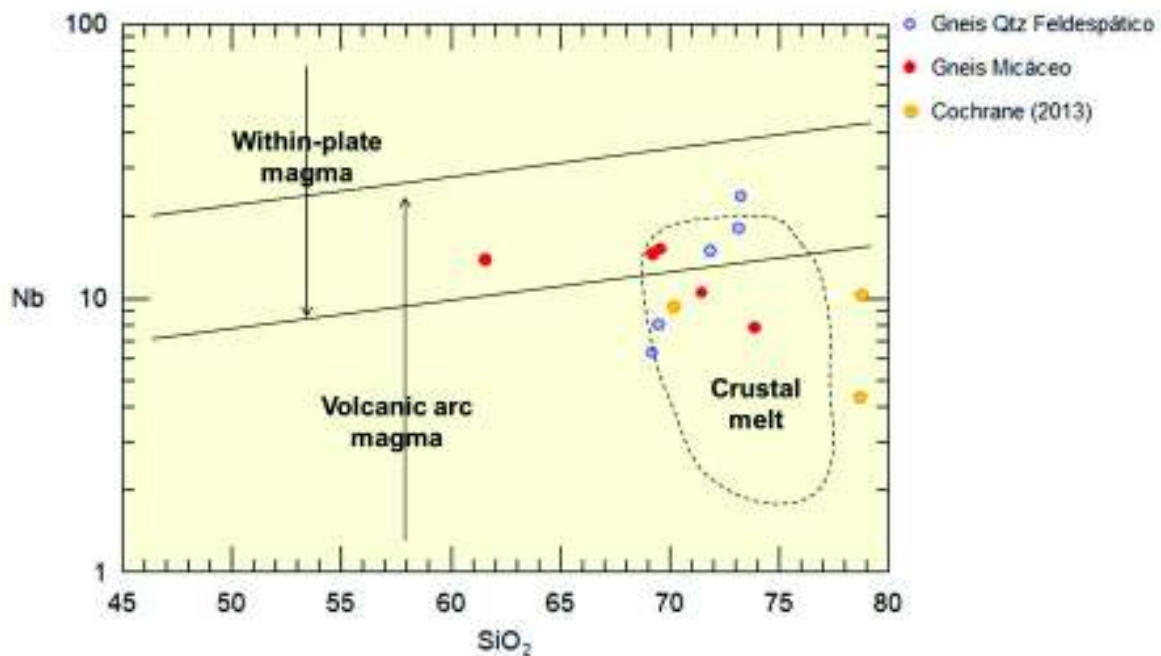
Esta información se corrobora con la variedad de concentraciones de La, Th (componentes félsicos) y Sc (componentes máficos) registradas en las muestras, resultados que sugieren que estos granitoides pudieron no originarse únicamente



por fusión de materiales corticales, sino también de ciertos detritos máficos producto de la interacción entre fluidos basálticos y rocas pelíticas ricas en Al.

Como ejemplo se tienen a las muestras (58V-CR-003; 58V-CR-012; 58V-DC-001) pertenecientes a la hoja de Valladolid, las cuales presentan razones de  $Th/Sc < 1$  indicando cierto material máfico dentro de su composición, esto se debe a la estrecha relación que presentan con los metaintrusivos y diques anfibolíticos reportados por el INIGEMM (2015b) y Vega (2017) dentro de esta hoja geológica, cuerpos emplazados en la faja formada por las rocas de la Unidad Sabanilla.

Como se mencionó anteriormente en la geoquímica gran parte de las muestras seleccionadas son de protolito ígneo, por tal motivo se pretende establecer la existencia de componentes corticales en su composición. Para ello se estableció la relación de Nb y  $SiO_2$  en el diagrama propuesto por Pearce and Gale (1977) el cual permitió identificar que las rocas de esta Unidad presentan componentes derivados de una fusión cortical (Fig. 5.5).

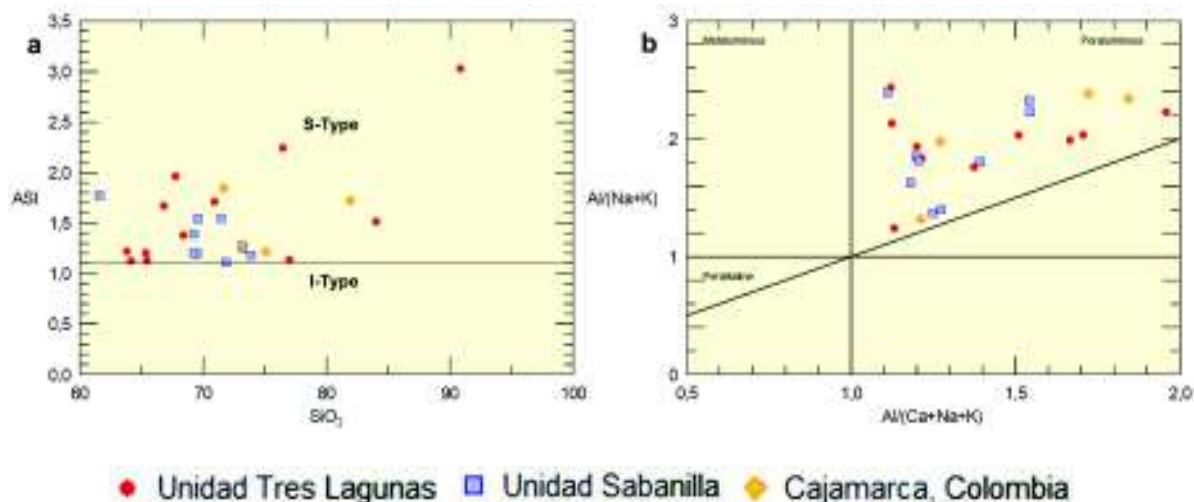


**Figura 5.5** Diagrama de discriminación de Nb/ $SiO_2$  después de Pearce y Gale, 1977.

### 6.3 CORRELACIÓN GEOQUÍMICA ENTRE LAS UNIDADES TRES LAGUNAS Y SABANILLA CON LAS ROCAS PERMO-TRIÁSICAS DE LA CORDILLERA CENTRAL DE COLOMBIA (COMPLEJO CAJAMARCA)

Los resultados obtenidos en este proyecto mantienen una buena correlación petrográfica y geoquímica con los registrados en las rocas Permo-Triásicas de la Cordillera Central de Colombia, los cuales petrográficamente constan de gneises graníticos compuestos principalmente por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y moscovita; donde las rocas de Río Verde y Abejorral contienen cordierita y sillimanita (Vinasco, 2006) cuya composición mineralógica es similar al de las rocas observadas dentro de este estudio.

Geoquímicamente ambos grupos de rocas correspondientes a la Cordillera Real de Ecuador y Central de Colombia, presentan índices de saturación aluminica que exceden el 1,1 clasificándolas como granitoides tipo S y fuertemente peraluminosas (Fig. 5.6).

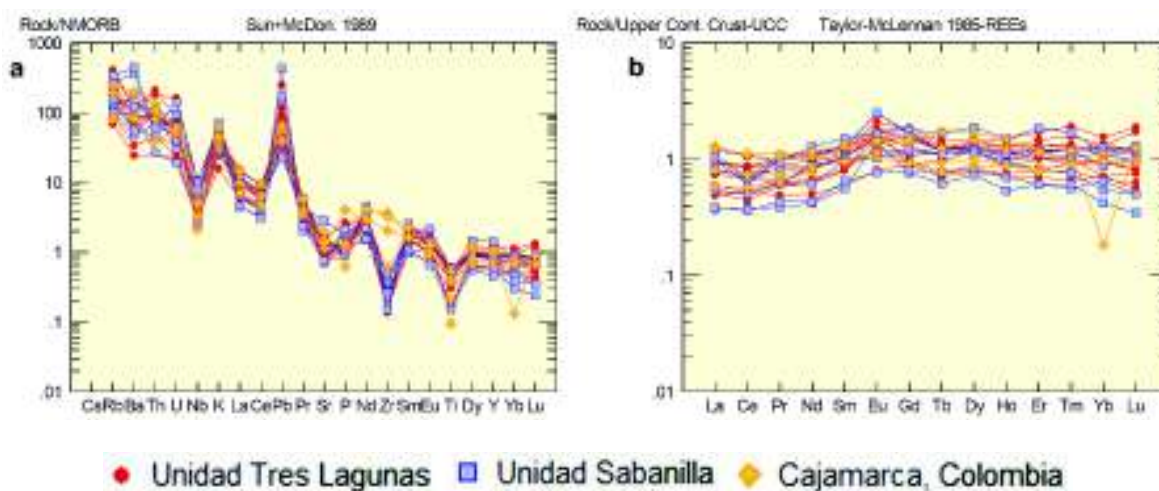


**Figura 5.6 (a)** Índice de saturación de aluminio (ASÍ) vs  $\text{SiO}_2$ . **(b)** Diagrama de Maniar y Piccoli (1989). Rocas Permo-Triásicas de Ecuador y Colombia con afinidad peraluminosa.

A través de los diagramas multielementales normalizados al N-MORB y a la corteza continental superior se analizó las tendencias que exhiben estas rocas (Fig. 5.8). Como referencia se compararon los datos existentes del Complejo Cajamarca (Cordillera Central de Colombia) con los de las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla obtenidos en este trabajo.

En el diagrama de multielementos normalizados al N-MORB según los valores de Sun y McDonough (1989) las muestras de las Unidades Tres Lagunas, Sabanilla y Complejo Cajamarca presentan los mismos espectros; donde los LILE están más enriquecidos que los HSFE con relaciones de  $(La/Yb)_N$  que varían desde 3,17 hasta 19,35 evidenciando las mismas concentraciones de elementos traza (Fig. 5.7a). Las ligeras anomalías de Eu indican que la plagioclasa fue probablemente una fase residual en la formación de estas rocas, la cual también podría reflejar una fuente derivada a partir de pelitas en la formación de estas rocas, tal como sugiere los bajos valores de  $CaO/Na_2O$ .

Los tres tipos de roca pertenecientes a Ecuador y Colombia se los comparó con la corteza continental superior según Taylor y McLennan (1985) donde claramente presentan la misma composición de elementos traza con valores muy próximos a la unidad (Fig. 5.7b).



**Figura 5.7 (a)** Diagrama de multielementos normalizados al N-MORB (Sun y McDonough, 1989). **(b)** Diagrama de la Corteza Continental Superior (Taylor y McLennan, 1985) de las rocas Permo-Triásicas de Ecuador y Colombia.

Debido a la presencia de andalucita en los esquistos de Ancón (Complejo Cajamarca, Colombia) y también en los esquistos de la Unidad Sabanilla se podría indicar la existencia de un flujo térmico en la corteza, es decir una intrusión granítica durante un periodo extensivo (Rift Triásico) el cual pudo ser el responsable del recalentamiento en condiciones de baja presión (Roldan, 1993; Bustamante, 2003).

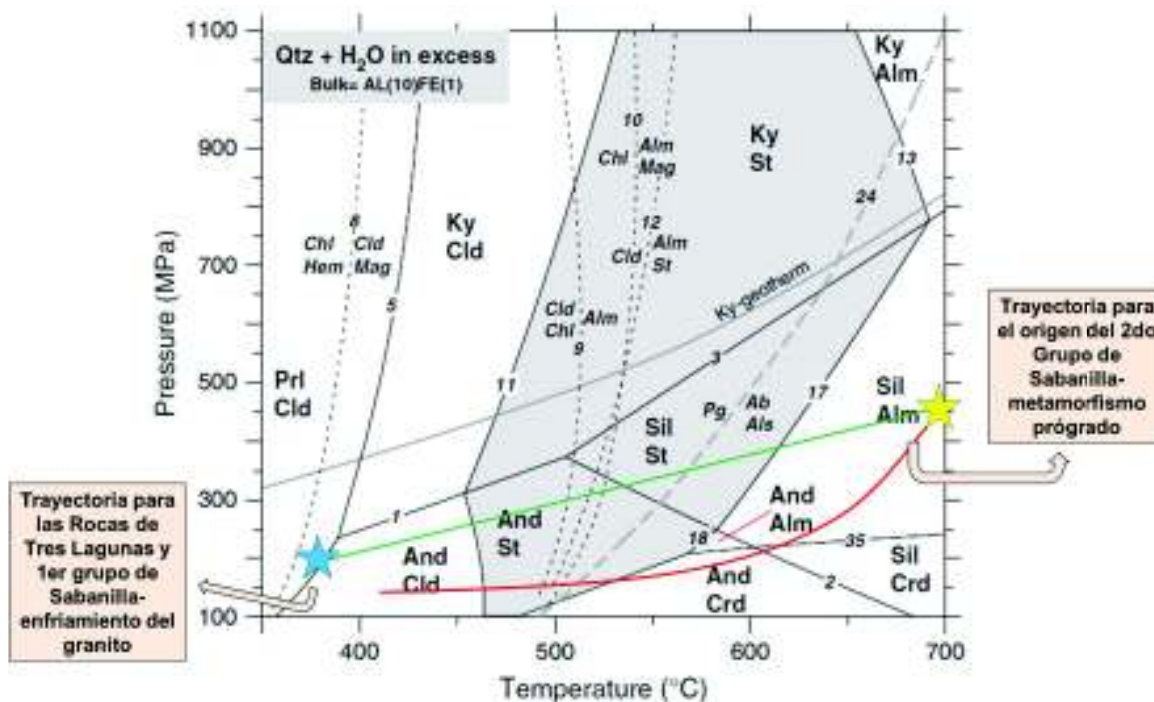
Al parecer, con toda la información obtenida del análisis petrográfico y geoquímico realizado en las muestras de las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla se determinaron que ambas parten de un mismo origen que es el Rift del Triásico.

Con la diferencia de que las rocas del segundo ensamble de Sabanilla (cuarzo + plagioclasa + feldespato alcalino + biotita ± moscovita ± cordierita ± andalucita ± estaurolita ± granate) se originaron y metamorfizaron a altas temperaturas y bajas presiones, liberando H<sub>2</sub>O en el proceso facilitando la fusión parcial de las rocas y permitiendo así la formación de migmatitas, generalmente en la parte centro-sur de la zona de estudio (hojas geológicas de Valladolid y Yangana).

Si este evento llegó a ser tan extenso, pudo ser el generador de las muestras del primer ensamble de Sabanilla y las rocas de la Unidad Tres Lagunas, las cuales sufrieron un enfriamiento lento permitiendo la aparición de minerales de alteración como la clorita y sericita.

Para establecer una línea de tiempo entre las rocas de ambas Unidades se procedió a realizar un diagrama de trayectoria P-T-t, el cual permite estimar las condiciones de presión-temperatura al que fueron sometidas estas rocas y como están estrechamente relacionadas (Fig. 5.8).

Cronológicamente las rocas del Complejo Cajamarca presentan edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  que oscilan entre  $277,6 \pm 1,6$  y  $234,1 \pm 1,2$  Ma mientras que los granitoides de las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla varían entre  $247.2 \pm 4.3$  y  $231.0 \pm 1.9$  Ma (Cochrane et al., 2014a), siendo las rocas de Sabanilla más antiguas que las de Tres Lagunas. Claramente estas rocas son producto de la fusión de material proveniente de una fuente pelítica rica en Al, por la indiscutible concentración de elementos traza que son propios de la corteza continental superior en su composición, además de otros aspectos antes mencionados.



**Figura 5.8** Trayectoria P-T para las rocas de las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla. La estrella amarilla estima las condiciones de P-T para el segundo grupo de Sabanilla en base a la asociación mineralógica que presentan y la estrella azul indica las condiciones de P-T para las rocas de la Unidad Tres Lagunas y primer grupo de rocas de la Unidad Sabanilla.

## CAPÍTULO 6

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### 6.1 CONCLUSIONES

- Como principales constituyentes para las rocas de las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla tenemos cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita.
- La Unidad Tres Lagunas generalmente está conformada por granitos, gneises cuarzo-feldespáticos y esquistos micáceos que presentan asociaciones minerales conformadas por cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico + biotita ± moscovita, además de exhibir minerales de alteración como sericita y clorita. Se originan a partir de rocas cuarzo-feldespáticas y presentan texturas ígneas aún bien preservadas, lo que ayudó a identificar que son derivadas de una fuente magmática.
- La Unidad Sabanilla comprende principalmente gneises cuarzo-feldespáticos y esquistos micáceos, con dos ensamblajes mineralógicos:
  - i. El uno comprende de cuarzo + albita + feldespato potásico + biotita ± moscovita ± granate derivadas de rocas cuarzo-feldespáticas de origen ígneo relacionándolas con las muestras de la Unidad Tres Lagunas.
  - ii. Y la otra asociación mineral consiste en cuarzo + plagioclasa + feldespato alcalino + biotita ± moscovita ± cordierita ± andalucita ± estaurolita ± granate que corresponde a la facies de anfíbolita o mayor con muestras que varían desde la zona de la cordierita hasta el de la andalucita, más la muestra 59Ad-DC-006 que presenta sillimanita en su composición estableciendo para esta roca una facies de granulita con temperaturas superiores a los 700 °C y derivadas de un protolito claramente pelítico.
- Geoquímicamente ambas unidades presentan altos porcentajes de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O; además de mayores concentraciones de LREE y LILE respecto a los HREE y HFSE, lo cual es respaldado por las relaciones de (La/Yb)<sub>CN</sub> que son

mayores a 1. Al evidenciar espectros paralelos alrededor de la unidad en relación a la corteza continental superior, revelan que presentan la misma composición en elementos traza, confirmando la participación de componentes corticales en su composición y clasificando a estas rocas como granitoides tipo S. Generalmente exhiben comportamientos peraluminosos, índices de saturación de aluminio mayores a 1,1 y concentraciones de elementos traza iguales a los de la corteza continental superior reflejando un claro origen a partir de la fusión parcial y asimilación de rocas corticales.

- Las rocas de la Unidad Tres Lagunas y las muestras del primer ensamble mineralógico de Sabanilla son producto del magmatismo y alta fusión de una fuente predominantemente pelítica (ricos en arcilla), esto se revela a través de las relaciones de Th/Sc y La/Th que en la mayoría de muestras presentan valores mayores a 1 (componentes félsicos) mientras que en unas pocas es menor a la unidad (componentes máficos), lo cual es resultado de la interacción entre fluidos basálticos y rocas sedimentarias ricas en Al. Mientras que las rocas del segundo ensamble de la Unidad Sabanilla al ser metamorizadas liberan agua, fundiendo la roca y originando las migmatitas.
- Al ser rocas generadas en el mismo ambiente y por ser granitoides tipo S o de anatexia, se establece que ambas unidades comparten un mismo origen el cual sería durante el Rift del Triásico (245-224 Ma) que implicó un adelgazamiento en la litósfera generado por la existencia de un flujo térmico durante un periodo extensivo provocando un recalentamiento en condiciones con bajas presiones para el segundo grupo de rocas en Sabanilla seguido de la fusión parcial de la corteza continental dando origen a las rocas de la Unidad Tres Lagunas y primer grupo de las rocas de Sabanilla.

## 6.2 RECOMENDACIONES

- Se debe empezar por hacer un trabajo de campo exhaustivo con cortes estructurales que permitan identificar las diversas litologías y eventos de deformación, acompañado de una mayor recolección de muestras frescas para posterior descripción.
- Este proyecto se basó en hacer una caracterización petrográfica y geoquímica de las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla. Además de lo efectuado se debe realizar un estudio petrológico a detalle que determine la trayectoria que tuvo la roca al ser sometida a procesos de recristalización y/o deformación resultado del metamorfismo regional, y que este enfocado a las diferentes asociaciones minerales que registran estas rocas, al análisis de los relictos asociados al protolito y a los minerales producto de reacciones retrógradas que evidencian las alteraciones sufridas en la roca después del proceso metamórfico. Para esto se recomienda hacer uso de la geotermobarometría y microsonda electrónica, que estime la presión - temperatura en las muestras y determine la composición mineralógica exacta en la roca, la cual es de gran utilidad como indicador petrogenético.
- Se recomienda hacer un proyecto que implique análisis de dataciones por U/Pb que abarque principalmente las Unidades de Tres Lagunas y Sabanilla, aunque lo ideal también sería en las rocas adyacentes a estas unidades, debido a que este método es uno de los más confiables y arroja los mejores resultados abarcando intervalos de tiempo mayor que los realizados por K/Ar de tal manera que se pueda establecer una línea de tiempo para la evolución de esta zona.



## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aalto, K. y. (1999). Sedimentology of the Pliocene Upper Onzole Formation, an inner-trench slope succession in the northwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 69-85.
- Ahmad, I., Mondal, M. E., & Satyanarayanan, M. (2016). Geochemistry of Archean metasedimentary rocks of the Aravalli craton, NW India: Implications for provenance, paleoweathering and supercontinent reconstruction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 126, 58-73.
- Alvarado, A. L. (2016). Partitioning of oblique convergence in the northern Andes subduction zone: Migration history and present-day boundary of the North Andean sliver in Ecuador. *Tectonics*, 35, in press.
- Aspden, J. A., Bonilla, W., & Duque, P. (1995). The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. *Overseas Geology and Mineral Resources*, 1-62.
- Aspden, J., & Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. Elsevier Science Publishers B.V., 187-204.
- Aspden, J., Fortey, N., Litherland, M., Viteri, F., & Harrison, S. (1992a). Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 123-132.
- Aspden, J., Harrison, S and Rundle, C. (1992b). New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Ore Province of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 6, No. 1/2, 77-96.
- Baldock, J. (1982). Geología del Ecuador. Boletín de la explicación del Mapa Geológico (1 : 100,000) de la República del Ecuador. Dirección General de Geología y Minas.
- Barker, A. (1998). Introduction to metamorphic textures and microstructures. Second edition. Blackie, Glasgow.
- Bea, F. (2002). Behavior of Trace Elements in Magma Genesis and Evolution. *Encyclopedia of Life and Supporting Systems*.
- Bea, F. C. (2000). A systematic typology of granitoid rocks from major element composition I: the upper silica range. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 23, 121-133.
- Best, M. (2003). *Igneous and Metamorphic Petrology* (Segunda ed.). Turin: Black Well Publishing.
- Blenkinsop, T. (2000). Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Bristow, C. (1973). Guide to the geology of the Cuenca Basin, southern Ecuador. *Ecuadorian Geological and Geophysical Society*, 54.
- Bristow, C. L. (1975). Mapa geológico de la Hoja Cañar (1 : 100,000). Quito: Dirección General de Geología y Minas.

- Bristow, C. y. (1980). Mapa geológico de la Hoja Azogues (1 : 100,000). Quito: Dirección General de Geología y Minas.
- Bruet, F. (1987). Los xenolitos en las lavas de los volcanes de Quito, Republica del Ecuador. *Politécnica (Quito)*, XII (2), 113-128.
- Bucher, K., & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* (Octava ed.). New York: Springer.
- Caicedo, K., & Guarín, E. (2011). *Geología y Petrología de las Rocas Metamórficas del sector comprendido entre las Bahías de Gaira y Taganga, Provincia Tectónica de Santa Marta, Colombia*. Bucaramanga: Tesis de Grado, Universidad Industrial de Santander.
- Cantalamesa, G. y. (2004). Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí, Ecuador). *Journal of South American Sciences*, 16, 633-648.
- Cediel, F. R. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*. (B. R. C. Bartolini, Ed.) *AAPG Mem.*, 79, 815–848.
- Chappell, B. &. (1974). Two constrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Chew, D., Kosler, J., Spikings, R., Gutjhar, M., Whitehouse, M., Schaltegger, U., y otros. (2007). U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *GSA Bulletin*, 119, 697-711.
- Chew, D., Kosler, J., Whitehouse, M., Gutjahr, M., & Spikings, R. (2007). U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America*, 697-711.
- Cochrane, R. (2013). U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: Rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents. *UNIVERITÉ DE GENEVE*.
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz, B., Chiaradia, M. (2014a). Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos*, 383–402.
- Colony, J. y. (1932). Metamorphic and igneous rocks of eastern Ecuador. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 34, 1-53.
- Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1-37.
- Cullers, R. L. (2002). Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chemical Geology*, 191, 305-327.
- Daly, M. C. (1989). Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, 8, 769-790.
- Ego, F. M. (1996b). Quaternary state of stress in the northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 259(1), 101-116.

- Egüez, A., Aspden, J., Báez, N., Beate, B., Benítez, S., Jaillard, E., y otros. (1993). Mapa Geológico de la República del Ecuador, Escala 1:1 000.000. Quito: CODIGEM, BGS.
- Feininger, T. (1975). Origin of petroleum in the Oriente of. American Association of Petroleum Geologist Bulletin 59(7), 1166-1175.
- Feininger, T. (1982). The metamorphic "basement" of Ecuador. Geological Society of America Bulletin, 93, 87-92.
- Feininger, T. y. (1982). K-Ar geochronoiogy of the basement rocks on the northern flank of the Huancabamba deflection, Ecuador. USGS Open File Rep., 82-206.
- Floyd, P. A., & Winchester, J. A. (1975). Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planet Science Letters, 27, 211-218.
- Frost, B. (2008). A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. Journal and Petrology, 49, 1955-1969.
- Frost, B. R. (2001). A Geochemical Classification for Granitic Rocks. Journal of Petrology, 42, 2033-2048.
- Giraldo, M. I. (2010). Esquema Geodinámico de la parte Noroccidental de la Cordillera Central de Colombia. Medellín: Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia.
- Gutscher, M. M. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision. Earth and Planetary Science Letters, 168(3), 255-270.
- Hall, M. y. (1982). Geochronological control of the main tectonic-magmatic events of Ecuador. Earth Sci. Rev., 18, 215-239.
- Hanmer, S. P. (1991). Shear sense indicators: a review. Geol. Surv. Can. Pap., 90, 1-71.
- Herbert, H. (1983). Die kristallinen Gesteine aus der nördlichen Hälfte de E-Kordillere Ecuadors. Geotekt. Forsch., 65, 1-77.
- Herbert, H.Y. (1983). K-Ar ages of rocks from the Eastern Cordillera of Ecuador. Zeitschrift der deutschen Geologische Forschungen, 65, 1-77.
- INIGEMM. (2015a). Memoria Técnica de la Hoja Geológica Las Juntas escala 1:50.000. Quito-Ecuador.
- INIGEMM. (2015b). Memoria Técnica de la Hoja Geológica Valladolid escala 1:50.000. Quito-Ecuador.
- INIGEMM. (2015c). Memoria Técnica de la Hoja Geológica Zumba escala 1:50.000. Quito-Ecuador.
- INIGEMM. (2016a). Memoria Técnica de la Hoja Geológica Loja Norte escala 1:50.000. Quito-Ecuador.
- INIGEMM. (2016b). Memoria Técnica de la Hoja Geológica Loja Sur escala 1: 50.000. Quito-Ecuador.
- INIGEMM. (2016c). Memoria Técnica de la Hoja Geológica Vilcabamba escala 1:50.000. Quito-Ecuador.

- INIGEMM. (2016d). Memoria Técnica de la Hoja Geológica Las Aradas escala 1:50.000. Quito-Ecuador.
- INIGEMM. (2016e). Memoria Técnica de la Hoja Geológica Yangana escala 1:50.000. Quito-Ecuador.
- INIGEMM. (2016f). Memoria Técnica de la Hoja Geológica San Francisco del Vergel escala 1:50.000. Quito-Ecuador.
- Irvine, T., & Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canada Journal Earth Sciences* 8, 523-548.
- Jaillard, E. O. (1995). Basin development in an accretionary, oceanic-floored forearc setting: Southern coastal Ecuador during late Cretaceous to late Eocene times. *American Association of Petroleum Geologists Memorial*, 62, 615-631.
- Jaillard, E., Bengston, P., & Dhondt, A. (2005). Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: A refined stratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 307-323.
- Kennerley, J. (1971). Geology of the Llanganates area, Ecuador. Institute of Geological Sciences, Overseas Division, 34.
- Kennerley, J. (1973). Geology of Loja Province, Southern Ecuador. Institute of Geological Sciences, Overseas Division, 21.
- Kennerley, J. (1980). Outline of the geology of Ecuador. Institute of Geological Sciences, Overseas geology and mineral resources(55), 17.
- Kubida, Y. K. (2014). Geochemistry of metamorphic rocks of the Kurai block (Gorny Altai). *Russian Geology and Geophysics*, 55, 411-427.
- Litherland, M., Aspden, J., Bermúdez, A., & Viteri, F. (1987). Primer Informe Anual. Proyecto de Investigación Geológica de Cordillera Real. Quito: INEMIN - BGS.
- Litherland, M., Aspden, J., & Jemielita, R. (1994a). The metamorphic belts of Ecuador. Keyworth, Nottingham: British Geological Survey, NERC.
- Litherland, M., Aspden, J., Bermúdez, A., & Viteri, F. (1988). Segundo Informe Anual. Proyecto de Investigación Geológica de Cordillera Real. Quito: INEMIN - BGS.
- Litherland, M., Aspden, J., Bermúdez, A., & Viteri, F. (1989). Tercer Informe Anual. Proyecto de Investigación Geológica de Cordillera Real. Quito: INEMIN - BGS.
- Litherland, M., Aspden, J., Clarke, M., Jemielita, R., Bermúdez, R., Viteri, F., y otros. (1994b). Geological and metal occurrence maps of the southern Cordillera Real and El Oro metamorphic belts, Ecuador, escala 1: 500.000. Proyecto cordillera Real. Instituto Ecuatoriano de Minería(INEMIN), Corporación de desarrollo e investigación Geológico-Minero-Metalúrgico (CODIGEM) y British Geological Survey (BGS).
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3-4), 237-264.
- Lonsdale, P. y. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geological Society of America Bulletin*, 89(7), 981-999.

- López, J.P. y Bellos, L.I. (2006). Texturas y Estructuras de las Rocas Igneas: Significado Petrológico e Implicancias en las Condiciones de Formación de las Rocas. San Miguel de Tucumán. Instituto Superior de Correlación Geológica.
- Luzieux, L. H. (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*, 249, 400-414.
- Martin-Gombojav, N. y Winkler, W. (2008). Recycling of Proterozoic crust in the Andean Amazon foreland of Ecuador: Implications for orogenic development of the Northern Andes. *Terra Nova*, 20, 22-31.
- McLennan, S. M., Hemming, D. K., McDaniel, & Hanson, G. N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. En M. J. Johnson, & A. Basu (Edits.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments* (págs. 21-40). Geological Society of America Special Paper, 284.
- Muecke, G. K., Pride, C., & Sarkar, P. (1979). Rare-earth Element Geochemistry of Regional Metamorphic Rocks. *Origin and Distribution of the Elements* 2, 449-464.
- Myron, G. (2002). *Igneous and Metamorphic Petrology*. UK: Blackwell Science Ltd, Second edition.
- Nieto, F. (1984). Determinación de cloritas en rocas metamórficas de bajo grado mediante propiedades ópticas. *Cuad. Geol* 12, Universidad de Granada, 5-15.
- Noble, S.R., Aspden, J.A. y Jemielita, R. (1997). Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 789-798.
- Owens, B. (1992). Palynological investigation of samples collected by M. Woods, 1991. *British Geological Survey Technical Report*, WH/92/157, 34.
- Passchier, W. y. (2005). *Microtectonics*. Germany: Springer-Verlag Berlin Heidelberg .
- Patiño-Douce, A. y Johnston (1991). Phase equilibria y melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 202-218.
- 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, 12, 79-113.
- Pedoja, K., Dumont, J. F., Lamothe, M., Ortlieb, L., Collot, J. Y., Ghaleb, B., y otros. (2006). Plio-Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 1-21.
- Pennington, W. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 10753-10770.
- Phillips, E. (1974). Myrmekite – one hundred years later. *Lithos*, 7, 181-194.
- Phillips, G. (1980). Water activity changes across an amphibolite-granulite facies transition. *Contrib Mineral Petrol*, 75, 377-386.

- Pratt, W. D. (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics* 399, 251-278.
- Pratt, W. T., Figueroa, J., & Flores, B. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00' and 4°00'S. Quito, Ecuador: Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica, Informe N°1, Corporación de Desarrollo e Investigación Geológica, Minera y Metalúrgica, British Geological Survey, 96 p.
- Reyes, P. (2006). El complejo ofiolítico Peltetec y su relación con las unidades metamórficas jurásicas de la Cordillera Real. Quito, Ecuador: Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional.
- Reyes, P. (2009). Discusión sobre la evolución Jurásico-Cretácico de la Cordillera Real y el bloque Amotape. *Revista Politécnica* .
- Reynaud, C., Jaillard, E., Lapierre, H., Mamberti, M., & Mascle, G. (1999). Oceanic plateau island arcs of southwestern Ecuador: Their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307, 235-254.
- Riding, J. (1988). A palynological investigation of a sample from the Maguazo Division, Rio Jadan, Ecuador. British Geological Survey Technical Report, WH/88/347, 3.
- Riding, J. (1989b). Apalynological investigation of six rock samples from Ecuador (Chigüinda unit). British Geological Survey Technical Report, WH/89/345, 4.
- Robertson, S. (1999). Clasificación de metamorphic rocks. British Geological Survey Research Report, RR 99-02, 1-26.
- Rollinson, H. (1993). Using Geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex, England: Longman Scientific & Technical.
- Romeuf, N. S. (1995). Middle Jurassic volcanism in the Norther and Central Andes. *Revista Geológica de Chile*, 22, 1-18.
- Rundle, C. (1988). Potassium-argon ages for minerals from the Cordillera Real, Ecuador. Natural Environment Research Council Isotope Geology Center Report, NIGC/88/7, 20.
- Sauer, W. (1858). El Cerro Hermoso de los Llanganates en el Ecuador (Vol. IX (85)). Quito: Casa de la Cultura Ecuatoriana.
- Sauer, W. (1965). Geología del Ecuador. Quito: Talleres Gráficos del Ministerio de Educación.
- Shelley, D. (1993). Igneous and metamorphic rocks under the microscope. London: Chapman and Hall.
- Siivola, J., & Schmid, R. (2007). List of Mineral Abbreviations Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. British Geological Survey.
- Smith, J. (1974). Feldspar minerals. New York: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Spear, F. S. (1995). Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Washington, DC: Mineralogical Society of America.

- Spikings, R. (2014). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). *Gondwana Research*, 24.
- Spikings, R. S. (2000). Low temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis. *Tectonics*, 19, 649-668.
- Spikings, R. y Crowhurst, P. (2004). (U-Th)/He thermochronometric constraints on the Late Miocene – Pliocene tectonic development of the northern Cordillera Real and the Interandean Depression, Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 17, 239-251.
- Spikings, R., Winkler, W., Hughes, R.A. and Handler, R. (2005). Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics*, 195-220.
- Spikings, R., Winkler, W., Seward, D., & Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 57-73.
- Sun, S. (1980). Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid ocean ridges, ocean islands and islands arcs. *Royal Society of London Philosophical Transactions, ser, A: Mathematical and Physical Sciences*, 297, 409-445.
- Sun, S., & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En A. D. Saunders, & M. J. Norry (Edits.), *Magmatism in the Ocean Basins* (págs. 313-345). London: Geological Society.
- Taylor, S. &. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific, xvi + 312.
- Toro, J. (2007). *Enregistrement des surrections liees aux accretions de terrains oceaniques: les sediments cretace-paleogenes de Andes d'Equateur*. Grenoble: Geol. Alpine, Lab. Sci. Universe Ed.
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., & Mora, H. P. (American Earth Sciences). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern. *Journal of South*, 15, 157-171.
- Trouw, R. (1976). Cuatro cortes por la faja metamórfica de la Cordillera Real, Ecuador. *Escuela Politécnica del Litoral. Boletín Científico Tecnológico*, 35.
- Tschopp, H. J. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador. *AAPG Bulletin*, 37: 2303-2347.
- Vallejo, C. (2007). *Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador*. Zürich, Switzerland: Institute of Geology, Ph.D. thesis.
- Vallejo, C., Spikings, R., Luzieux, L., Heller, F., & Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *The Geological Society of America Memoir* 204, 197-216.

- Vega, M. (2017). Caracterización petrográfica y geoquímica de las rocas máficas del sur de la Cordillera Real, provincias de Loja y Zamora. Quito: Tesis de grado, Escuela Politécnica Nacional.
- Villagomez, D. S. (2013). Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous–Tertiary evolution of the Northern Andes. *Lithos*, 168, 228-249.
- Villares, F. (2010). Estudio Geovulcanológico de la Zona Sur de la Caldera de Chacana, provincias de Napo-Pichincha. Quito, Ecuador: Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional.
- Villares, F. (2012). Geología y Geoquímica del Batolito de Zamora en la zona comprendida en las hojas geológicas escala 1:50.000 de Centro Shaimé, Guayzimi, Paquisha, Los Encuentros y El Pangui (Ecuador). Trabajo de Fin de Master, Universidad de Granada.
- Vinasco, C.J., Cordani, U.G., González, H., Weber, M., Pelaez, C. (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *American Earth Sciences*, 21, 355-371.
- Whalen, J. B. (1988). Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan Fold Belt, southeast Australia. *American Mineralogist*, 73, 281-296.
- Wilson, M. (2007). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach* (Novena ed.). Dordrecht: Springer.
- Winchester, J. A., & Floyd, P. A. (1977). Geochemical Discrimination of Different Magma Series and their Differentiation Products using Inmobile Elements. *Chemical Geology* 20, 325-343.
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, S., & Egüez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the Inter-Andean Depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 5-19.
- Winter, J. D. (2014). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Essex, England: Pearson.
- Winter, T. I. (1990). Presencia de un sistema de fallas activas en el sur del Ecuador. *Boletín Geológico Ecuatoriano*, 1, 53-68.
- Wronkiewicz, D. J. (1987). Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 2401-2416.
- Wronkiewicz, D. J. (1989). Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: evidence for a 3.0 Ga old continental craton. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1537-1549.
- Yáñez, E. (2016). Caracterización e Interpretación Geológico-Estructural de las Secuencias Litotectónicas de la Cordillera Real entre las longitudes 78°34' y



78°30'O y las latitudes 1°40' y 1°50'S, al este de Chambo, Provincia de Chimborazo. Quito, Ecuador: Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional.

Yardley, B. M. (1997). Atlas of metamorphic rocks and their textures. New York: Longman.

Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauva C., Aguilar, J., Font, Y. and Cotton, F. (2016). Tectonics, 1249-1279.

## **ANEXOS**

**ANEXO 1**  
**FICHAS DE DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA**