

Geoquímica de Plutones Graníticos del Noreste de Uruguay

Granitos Guazuambí, Policlínica y Yermal

Autor: Santiago Fort

Tutora: Dra. Elena Peel



Trabajo Final de la Licenciatura en Geología

Facultad de Ciencias - Universidad de la República

Diciembre, 2015

Resumen

En la porción noreste del Uruguay ocurren varios cuerpos graníticos de pequeño a medio porte, que no han sido estudiados con detalle, y que corresponden a la magmatogénesis Brasileña, asociada al Cinturón Dom Feliciano. De forma de colaborar con el conocimiento geológico en esa porción del país, caracterizar mejor el magmatismo asociado a las etapas finales de la orogénesis Brasileña en esa área, así como entender la relación de estos tres cuerpos respecto a la zona de cizalla de Sierra Ballena, se presenta aquí el estudio geoquímico y petrográfico de muestras pertenecientes a tres cuerpos graníticos llamados Guazunambí, Policlínica, y Yermal. En términos generales, los tres cuerpos graníticos están compuestos por cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa y biotita, variando sus proporciones en cada cuerpo. Las diferencias fundamentales radican en la mineralogía accesoria. La presencia de epidoto magmático permitió sugerir para el granito Guazunambí que su emplazamiento ocurrió bajo condiciones de presión superiores a 0,5 GPa; y la deformación presente en el cuarzo y feldespatos permitió sugerir que al menos sufrió un episodio de deformación que alcanzó una temperatura mayor de 450°C. Sobre el granito Yermal se reconocen dos facies, una facies de monzogranito rosado y una facies de leucogranito blanco. Ambas presentan características petrológicas y geoquímicas diferentes y bien marcadas, sobre todo con respecto al contenido de elementos trazas. El granito Policlínica, si bien petrográficamente no presenta gran variación en relación a los granitos Yermal y Guazunambí, desde el punto de vista químico se comporta muy distinto a los otros dos. El análisis geoquímico de los cuerpos indicó que se trata de monzogranitos, de carácter peraluminoso, que pertenecen a la serie calcoalcalina de alto K. A su vez, se estableció un ambiente post-colisional para su génesis, mostrando que los granitos Yermal y Guazunambí son del tipo alto Ba-Sr a diferencia del granito Policlínica que no se ajusta a esta clasificación. Se sugiere fuentes de tipo adakita-TTG para los granitos Yermal y Guazunambí. Finalmente, se propone que los granitos Guazunambí y Yermal serían post-tectónicos temprano en relación a la zona de cizalla Sierra Ballena, mientras que el granito Policlínica sería francamente post-tectónico.

TABLA DE CONTENIDO

Introducción	1
Objetivos	1
Ubicación del área de estudio	2
Métodos Aplicados	3
Revisión Bibliográfica	3
Actividades de campo	4
Preparación de muestras para litoquímica.....	5
Análisis químico	5
Preparación de muestras para petrografía	7
Análisis petrográfico.....	7
Tratamiento e interpretación de datos litoquímicos	7
Antecedentes Geológicos.....	10
Contexto Geológico del Precámbrico de Uruguay.....	10
Terreno Piedra Alta	11
Terreno Nico Pérez.....	13
Cinturón Dom Feliciano.....	14
Contexto Geológico Local.....	21
Basamento.....	23
Formación Yermal	23
Formación Polanco.....	24
Formación Cerro Espuelitas.....	26
Granito Guazunambí	26
Granito Policlínica	28
Granito Yermal.....	28
Resultados	30
Geología y Petrografía.....	30
Granito Guazunambí	30
Granito Policlínica	36
Granito Yermal.....	41
Litoquímica	51
Elementos Mayores y Menores	53
Elementos Trazas	58

Santiago Fort

Diagramas de Tierras Raras y Extendidos.....	62
Ambiente Tectónico	66
Discusión	70
Caracterización de Campo y Petrográfica	70
Caracterización Geoquímica.....	74
Consideraciones finales.....	82
Granito Guazunambí	82
Granito Policlínica	82
Granito Yermal.....	83
Conclusiones Generales	83
Bibliografía	86
Anexo 1	99
Anexo 2	100
Agradecimientos.....	106

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 01. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO. A LA DERECHA, ÁREA DE TRABAJO ENMARCADA EN NEGRO (IMAGEN TOMADA Y MODIFICADA DE GOOGLE EARTH 2015).....	2
FIGURA 02. LOCALIZACIÓN DE LOS PUNTOS DE MUESTREO DE LOS GRANITOS GUAZUNAMBÍ, POLICLÍNICA Y YERBAL PARA ANÁLISIS GEOQUÍMICO.	4
FIGURA 03. TOMADA DE SANTA ANA Y VEROSLAVSKY (2004). LOCALIZACIÓN DEL LINEAMIENTO SANTA LUCÍA–AIGUÁ–MERÍN SOBRE LA REGIÓN MERIDIONAL DE LA REPÚBLICA ORIENTAL DEL URUGUAY. I = SEGMENTO SUDOCCIDENTAL (CUENCA SANTA LUCÍA); II = SEGMENTO INTERMEDIO; III = SEGMENTO NORORIENTAL (CUENCA LAGUNA MERÍN).	11
FIGURA 04. ESQUEMA TECTÓNICO DEL URUGUAY MOSTRANDO LAS PRINCIPALES UNIDADES. MODIFICADO DE SÁNCHEZ BETTUCCI ET AL. (2010A).....	12
FIGURA 05. ESQUEMA GEOLÓGICO DEL CINTURÓN DOM FELICIANO (MODIFICADO DE SÁNCHEZ BETTUCCI ET AL., 2010B)	16
FIGURA 06. CORTE GEOLÓGICO DE LA REGIÓN NORTE DEL GRUPO LAVALLEJA MODIFICADO DE GAUCHER ET AL. (2014).....	17
FIGURA 07. MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO, MODIFICADO DE PRECCIOZZI ET AL. (1985).....	22
FIGURA 08. MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO. TOMADO DE GAUCHER (2000).	25
FIGURA 09. TOMADA DE BOSSI Y NAVARRO 2000. LÍNEAS DE FRACTURA DEL MACIZO GUAZUNAMBÍ.	27
FIGURA 10. (A) ASPECTO DE LOS AFLORAMIENTOS DEL GRANITO GUAZUNAMBÍ. (B) AFLORAMIENTO MOSTRANDO SUPERFICIES APLANADAS E IRREGULARES. (C) – AFLORAMIENTO EN BOCHAS DE GRAN TAMAÑO (APROXIMADAMENTE 2M DE DIÁMETRO).....	31
FIGURA 11. IMÁGENES DE MUESTRA DE MANO DEL GRANITO GUAZUNAMBÍ. IZQUIERDA LA MUESTRA MÁS ALEJADA DE LA ZONA DE CIZALLA SIERRA BALLENA. DERECHA LA MUESTRA MÁS CERCANA A LA ZONA DE CIZALLA, OBSÉRVESE LA DIFERENCIA EN DEFORMACIÓN.	32
FIGURA 12. FOTOMICROGRAFÍAS - IZQUIERDA LUZ NATURAL (LN), DERECHA LUZ POLARIZADA (LP). (A) CONJUNTO DE CRISTALES DE CUARZO DEFORMADOS, CON BORDES SUTURADOS Y RECRISTALIZADOS, CON INCLUSIONES DE ESFENO Y EPIDOTO. ESTE GRUPO DE CRISTALES DE CUARZO EN MUESTRA DE MANO SE OBSERVA COMO UN ÚNICO CRISTAL DE MAYOR TAMAÑO. (B) AGLOMERACIÓN DE MINERALES OPACOS RODEADOS POR BIOTITA. (C) PLAGIOCLASA DEFORMADA Y CRISTALES DE CUARZO Y ORTOSA MOSTRANDO RECRISTALIZACIÓN DE SUS BORDES.	34
FIGURA 13. SERIE DE FOTOMICROGRAFÍAS DE UN CRISTAL DE PLAGIOCLASA DONDE SE MUESTRA EXTINCIÓN ONDULOSA QUE RESALTA COMO LA MACLA POLISINTÉTICA SE ENCUENTRA DEFORMADA.	35
FIGURA 14. ASPECTO DE LOS AFLORAMIENTOS DEL GRANITO POLICLÍNICA.....	37
FIGURA 15. AFLORAMIENTO DEL GRANITO POLICLÍNICA, SE OBSERVA EL GRANITO MUY ALTERADO, Y RECORTADO POR VENAS DE CUARZO.	38
FIGURA 16. IMAGEN DE MUESTRA DE MANO DEL GRANITO POLICLÍNICA MOSTRANDO LA TEXTURA TÍPICA DEL CUERPO.	38
FIGURA 17. FOTOMICROGRAFÍAS DEL GRANITO POLICLÍNICA, IZQUIERDA LN, DERECHA LP. (A) - TEXTURA TÍPICA DEL GRANITO. (B) - OBSÉRVESE LA VARIACIÓN DEL TAMAÑO DE CRISTALES Y LA PRESENCIA DE PERTITAS DE GRAN TAMAÑO EN CRISTALES DE MICROCLINA. (C) - OBSÉRVESE LA MAYOR VARIACIÓN EN EL TAMAÑO DE LOS CRISTALES.	40
FIGURA 18. (A) - ASPECTOS DE LOS AFLORAMIENTOS DEL GRANITO YERBAL LIGERAMENTE REDONDEADOS Y PLANOS. (B) - AFLORAMIENTOS DEL GRANITO YERBAL DONDE SE OBSERVA VARIACIÓN DEL GRANITO CON MAYOR ABUNDANCIA DE BIOTITA, SIENDO RECORTADO POR UN DIQUE APLÍTICO.	42
FIGURA 19. IMÁGENES DE MUESTRA DE MANO DEL GRANITO YERBAL.	43
FIGURA 20. IMÁGENES DE MUESTRA DE MANO DE LA VARIACIÓN DE LA FACIES DE MONZOGRANITO ROSADO CON MAYOR PROPORCIÓN DE BIOTITA. A LA IZQUIERDA GRANITO ALTERADO EN CONTACTO CON UN DIQUE APLÍTICO. A LA DERECHA GRANITO CON MAYOR ALTERACIÓN.	44
FIGURA 21. (A) - IMÁGENES DE MUESTRA DE MANO DE LA FACIES LEUCOGRANITO BLANCO. (B) - OBSÉRVESE LOS CRISTALES DE TURMALINA EN LA MATRIZ CUARZOSA. (C) - OBSÉRVESE EL CONTACTO ENTRE EL GRANITO Y EL ENCLAVE ANFIBÓLICO.	44
FIGURA 22. FOTOMICROGRAFÍAS DE LA FACIES DE MONZOGRANITO ROSADO. IZQUIERDA LN, DERECHA LP. (A) Y (B) - CRISTALES DE CUARZO, MICROCLINA, ORTOSA Y PLAGIOCLASA DE GRAN TAMAÑO. (C) - CRISTALES DE CUARZO, ORTOSA, PLAGIOCLASA, OPACOS Y BIOTITA XENOMORFA. (D) – CRISTALES DE ESFENO AUTOMORFOS INCLUIDOS EN CRISTALES DE CUARZO Y ORTOSA.....	47
FIGURA 23. FOTOMICROGRAFÍAS DE LA VARIACIÓN DE LA FACIES DE MONZOGRANITO ROSADO. IZQUIERDA LN, DERECHA LP. OBSÉRVESE EL MAYOR CONTENIDO EN BIOTITA Y LA MAYOR FRACTURACIÓN.	48
FIGURA 24. FOTOMICROGRAFÍAS DE LA FACIES DE LEUCOGRANITO BLANCO. IZQUIERDA LN, DERECHA LP. (A) - TEXTURA TÍPICA DE ESTA VARIACIÓN. (B) - EPIDOTOS XENOMORFOS DE BUEN TAMAÑO	49

Santiago Fort

FIGURA 25. DIAGRAMA QAP (STRECKEISEN 1974). LOS RESULTADOS CORRESPONDEN A DATOS MODALES AJUSTADOS SEGÚN CONTEO. GRANITOS GUAZUNAMBÍ ▲, POLICLÍNICA ■, YERBAL ●, FACIES DE LEUCOGRANITO BLANCO X Y VARIACIÓN DE LA FACIES DE MONZOGRANITO ROSADO +	50
FIGURA 26. DIAGRAMAS HARKER DE ELEMENTOS MAYORES DE LOS GRANITOS GUAZUNAMBÍ ▲, POLICLÍNICA ■ Y YERBAL ●, FACIES DE LEUCOGRANITO BLANCO X Y VARIACIÓN DE LA FACIES DE MONZOGRANITO ROSADO +	55
FIGURA 27. (A) CORRESPONDE AL DIAGRAMA R1-R2 DE DE LA ROCHE ET AL. (1980). (B) DIAGRAMA QAPF DE STRECKEISEN (1974). GRANITOS GUAZUNAMBÍ ▲, POLICLÍNICA ■, YERBAL ●, FACIES DE LEUCOGRANITO BLANCO X Y VARIACIÓN DE LA FACIES DE MONZOGRANITO ROSADO +	56
FIGURA 28. (A) CORRESPONDE AL DIAGRAMA DE SHAND (1943). (B) CORRESPONDE AL DIAGRAMA B-A DE DEBON Y LE FORT (1983) MODIFICADO POR VILLASECA ET AL. 1998. LOS CAMPOS SON H-P (ALTAMENTE PERALUMINOSOS), M-P (MODERADAMENTE PERALUMINOSOS), L-P (LEVEMENTE PERALUMINOSOS), F-P (PERALUMINOSOS FÉLSICOS). GRANITOS GUAZUNAMBÍ ▲, POLICLÍNICA ■, YERBAL ●, FACIES DE LEUCOGRANITO BLANCO X Y VARIACIÓN DE LA FACIES DE MONZOGRANITO ROSADO +	57
FIGURA 29. (A) DIAGRAMA ÁLCALIS VS SÍLICE DE IRVINE Y BARAGAR (1971). (B) DIAGRAMA AFM DE IRVINE Y BARAGAR (1971). (C) DIAGRAMA CO VS TH DE HASTIE ET AL. (2007). (D) DIAGRAMA SiO ₂ VS K ₂ O DE PECCERILLO Y TAYLOR (1976). GRANITOS GUAZUNAMBÍ ▲, POLICLÍNICA ■, YERBAL ●, FACIES DE LEUCOGRANITO BLANCO X Y VARIACIÓN DE LA FACIES DE MONZOGRANITO ROSADO +.	58
FIGURA 30. DIAGRAMAS HARKER DE ELEMENTOS TRAZA (PPM) VERSUS SiO ₂ (% EN PESO) PARA LOS TRES GRANITOS. GRANITOS GUAZUNAMBÍ ▲, POLICLÍNICA ■, YERBAL ●, FACIES DE LEUCOGRANITO BLANCO X Y VARIACIÓN DE LA FACIES DE MONZOGRANITO ROSADO +.	61
FIGURA 31. DIAGRAMA DE TARNEY Y JONES 1994. GRANITOS GUAZUNAMBÍ ▲, POLICLÍNICA ■, YERBAL ●, FACIES DE LEUCOGRANITO BLANCO X Y VARIACIÓN DE LA FACIES DE MONZOGRANITO ROSADO +.	62
FIGURA 32. DIAGRAMA TIPO SPIDER. (A) NORMALIZADO A CONDrita (BOYNTON 1984). (B) NORMALIZADO NMORB (SUN Y McDONOUGH 1989). (C) NORMALIZADO ORG (PEARCE ET AL. 1984). IZQUIERDA: GRANITOS GUAZUNAMBÍ ▲, YERBAL ●, FACIES DE LEUCOGRANITO BLANCO X Y VARIACIÓN DE LA FACIES DE MONZOGRANITO ROSADO +. DERECHA: GRANITO POLICLÍNICA ■.	66
FIGURA 33. DIAGRAMA R1-R2 DE BATCHELOR Y BOWDEN (1985) APLICADO A LAS MUESTRAS ESTUDIADAS.....	68
FIGURA 34. DIAGRAMA PROPUESTO POR HARRIS ET AL. (1986). (Hf – Rb/30 – 3Ta). GRANITOS GUAZUNAMBÍ ▲, POLICLÍNICA ■, YERBAL ●, FACIES DE LEUCOGRANITO BLANCO X Y VARIACIÓN DE LA FACIES DE MONZOGRANITO ROSADO +	68
FIGURA 35. DIAGRAMA DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA DE PEARCE ET AL. (1984) Y PEARCE (1995). (A) DIAGRAMA Rb vs Y+Nb. (B) DIAGRAMA Nb vs Y. (C) DIAGRAMA Rb vs Ta+Yb. (D) DIAGRAMA Ta vs Yb.	69
FIGURA 36. DIAGRAMA DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA DE FROST ET AL. (2001). (A) DIAGRAMA FeOt/(FeOt+MgO) vs SiO ₂ . (B) DIAGRAMA Na ₂ O + K ₂ O - CaO vs SiO ₂ . (C) DIAGRAMA A/NK vs ASI. GRANITOS GUAZUNAMBÍ ▲, POLICLÍNICA ■, YERBAL ●, FACIES DE LEUCOGRANITO BLANCO X Y VARIACIÓN DE LA FACIES DE MONZOGRANITO ROSADO +.	69
FIGURA 37. DIAGRAMA Y+Nb vs Rb DE PEARCE ET AL. (1984) DONDE SE OBSERVAN LAS ZONAS DONDE SON GRAFICADOS DIFERENTES GRANITOIDES POST-COLISIONALES.	77
FIGURA 38. DERECHA: DIAGRAMA PROPUESTO POR PEARCE (1995), OBSÉRVESE EL CAMPO POST-COLG EN LA UNIÓN TRIPLE DE LOS CAMPOS SYN-COLG, WPG Y VAG. IZQUIERDA: GRANITOS GUAZUNAMBÍ ▲, POLICLÍNICA ■, YERBAL ●, FACIES DE LEUCOGRANITO BLANCO X Y VARIACIÓN DE LA FACIES DE MONZOGRANITO ROSADO +.	78
FIGURA 39. COMPARACIÓN DE LOS MONZOGRANITOS ESTUDIADOS EN ESTE TRABAJO CON MONZOGRANITOS DEL COMPLEJO ÉTIVE DE ESCOCIA GRAFICADOS POR BATCHELOR Y BOWDEN (1985). LA FLECHA INDICA EL ORDEN DE INTRUSIÓN DE LOS CUERPOS.	79
FIGURA 40. VA = ARCO VOLCÁNICO. GROUP II = SIN-COLISIONAL. GROUP III = TARDI- A POST-COLISIONAL. WP = INTRAPLACA. (A) - SE MUESTRAN ROCAS DE AMBIENTE TARDI- A POST-COLISIONAL (CUADRADOS BLANCOS) MOSTRANDO ENRIQUECIMIENTO EN Ta. (B) - SE MUESTRAN ROCAS DE AMBIENTE TARDI- A POST-COLISIONAL (CÍRCULOS NEGROS) SOLAPÁNDOSE HACIA EL CAMPO VA. EXTRAÍDO DE HARRIS ET AL. (1986).....	81
FIGURA 41. DIAGRAMA PROPUESTO POR HARRIS ET AL. 1986. (Hf – Rb/30 – 3Ta). GRANITOS GUAZUNAMBÍ ▲, POLICLÍNICA ■, YERBAL ●, FACIES DE LEUCOGRANITO BLANCO X Y VARIACIÓN DE LA FACIES DE MONZOGRANITO ROSADO +.	81

INDICE DE TABLAS

TABLA I. LÍMITES DE DETECCIÓN PARA CADA ELEMENTO ANALIZADO EN ESTE TRABAJO.	6
TABLA II. DIAGRAMAS GEOQUÍMICOS DE ELEMENTOS MAYORES, MENORES Y TRAZA UTILIZADOS EN ESTE ESTUDIO.	8
TABLA III. TABLA CON LA CANTIDAD DE LÁMINAS DELGADAS DESCRITA PARA CADA CUERPO.	30
TABLA IV. LISTADO DE MUESTRAS ANALIZADAS PARA GEOQUÍMICA	51
TABLA V. DIAGRAMAS GEOQUÍMICOS DE ELEMENTOS MAYORES, MENORES Y TRAZA UTILIZADOS EN ESTE ESTUDIO.	52
TABLA VI. CONTENIDO EN SÍLICE DE LAS MUESTRAS ORDENADO DE MENOR A MAYOR. LOS COLORES IDENTIFICAN A LOS CUERPOS GRANÍTICOS: NEGRO YERBAL, AZUL GUAZUNAMBÍ, ROJO POLICLÍNICA.	54
TABLA VII. TABLA MOSTRANDO CARACTERIZACIÓN DE LAS MUESTRAS EN BASE A LAS TIERRAS RARAS. LOS COLORES IDENTIFICAN CUERPOS GRANÍTICOS (NEGRO YERBAL, AZUL GUAZUNAMBÍ, ROJO POLICLÍNICA).	59
TABLA VIII. TABLA CON VALORES MÁXIMOS, MÍNIMOS Y PROMEDIO DE ELEMENTOS TRAZA PARA CADA GRANITO.	60
TABLA IX. TABLA RESUMEN DE CARACTERÍSTICAS DE LOS GRANITOS ESTUDIADOS	85

INTRODUCCIÓN

La región este del Uruguay presenta gran cantidad de cuerpos graníticos de pequeño y mediano porte que son asociados a la intensa actividad magmática desarrollada durante el ciclo Brasiliano-Panafricano. Los estudios disponibles para la mayoría de estos cuerpos tiene carácter regional, por lo que información básica de campo, petrográfica, y geoquímica, es bastante escasa. Particularmente en la región de Treinta y Tres – Cerro Largo, ocurren varios plutones graníticos de edades neoproterozoica-cámbricas, con escasa información petrográfica y geoquímica; entre ellos se encuentran los granitos Guazunambí, Policlínica, y Yermal, objetivos de este trabajo.

Las rocas graníticas son las más abundantes de la corteza continental, y se generan en diversos ambientes geotectónicos, desde orogénicos a anorogénicos de intraplaca, y hasta en dorsal oceánica. El estudio geoquímico de estas rocas tiene clara utilidad para caracterizar su origen, y es una práctica común de la Petrología Ígnea. Los magmas graníticos pueden ser generados por diferenciación de magmas basálticos, fusión de la corteza continental, y mezcla de varios tipos de magmas mantélicos y corticales. Existe cierto consenso en la literatura actual de que, para la mayoría de los casos, los magmas graníticos son el producto de procesos evolutivos complejos que involucran más de una fuente (Barbarin 1999; Patiño-Douce 1999). Las herramientas de estudio disponibles han permitido a nivel mundial, diferenciar esos procesos, y en muchos casos, obtener evidencias satisfactorias sobre las fuentes involucradas en la generación de esos magmas, y los ambientes de formación.

En este reporte se presentará el análisis petrográfico y litogeoquímico de estos tres cuerpos graníticos con el objetivo de aportar información para la caracterización de la magmatogénesis brasiliana, contribuyendo así al modelo evolutivo para la región noreste del Uruguay.

Objetivos

General

El objetivo general de este estudio es contribuir al conocimiento de la magmatogénesis brasiliana, a través de la caracterización geoquímica y petrográfica de los granitos de Guazunambí, Policlínica, y Yermal.

Específicos

Los objetivos específicos están enfocados a la consecución del objetivo general; estos son:

- i. Aprender y manejar las metodologías de estudio petrológico y geoquímico de los cuerpos graníticos.
- ii. Incorporar los criterios de muestreo y preparación de muestras para estudios litoquímicos de roca total.
- iii. Aprender el uso de herramientas informáticas específicas para la elaboración de diagramas geoquímicos, y su posterior interpretación petrogenética.

Ubicación del área de estudio

La zona de estudio se encuentra entre las ciudades de Treinta y Tres y Melo (figura 01), entre las rutas nacionales Nº 8 Brigadier General Antonio Lavalleja, Nº 7 General Aparicio Saravia y Nº98. El área abarca la zona centro-norte del departamento de Treinta y Tres y parte del sur del departamento de Cerro Largo.

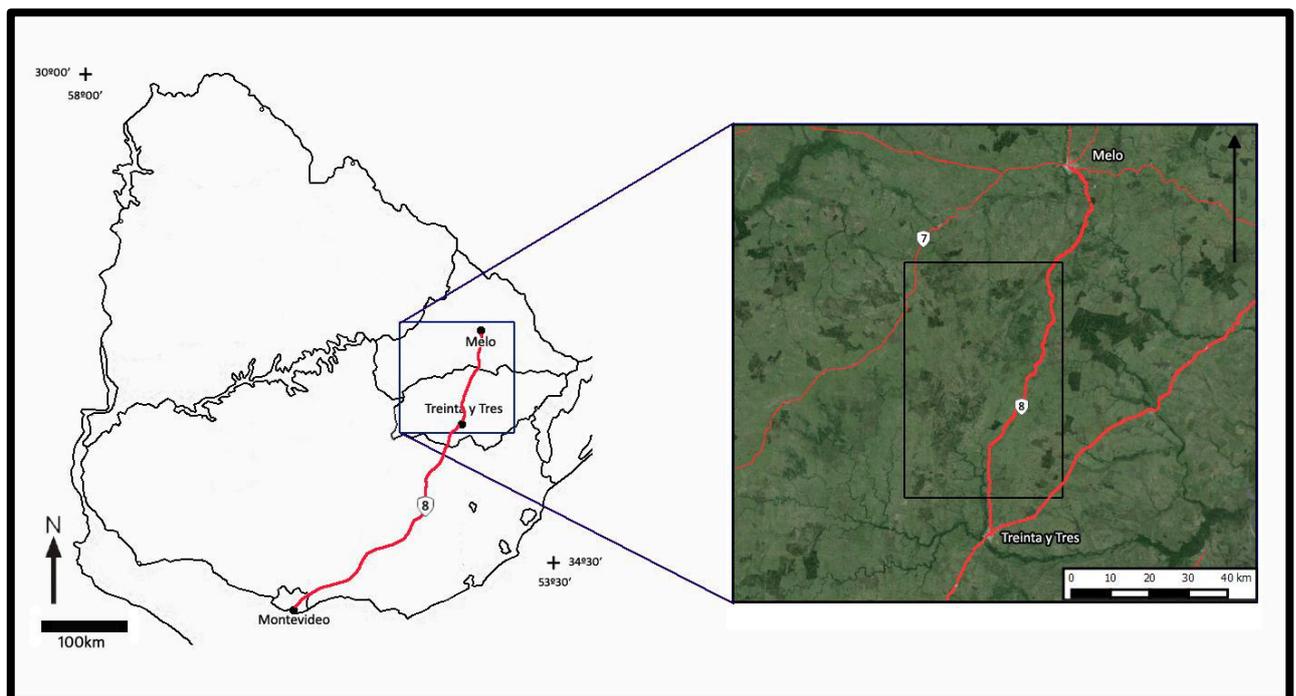


Figura 01. Localización del área de estudio. A la derecha, área de trabajo enmarcada en negro (imagen tomada y modificada de Google Earth 2015).

La vía de acceso directa a Treinta y Tres y Melo desde Montevideo es la ruta N°8. La ruta N° 7 se conecta con la N°8 en las cercanías de la ciudad de Melo. La ruta N°98 es un tramo de carretera que conecta la Ruta N°7 con la Ruta N°8 a partir de la ciudad de Treinta y Tres. La zona que encierran estas tres rutas, enmarca la zona de estudio de los tres cuerpos graníticos (figura 01). Los caminos que atraviesan los cuerpos graníticos son caminos de balasto que no se encontraban en buen estado al momento de realizar la gira de campo, y además, son propensos a cortarse en los períodos de lluvias.

Métodos Aplicados

La investigación de los procesos genéticos y evolutivos de magmas graníticos involucra una metodología bien establecida que se inicia con estudios de campo, seguidos de análisis petrográfico, química mineral, litoquímica, e isotopía, en particular los isótopos radiogénicos de Sr, Nd, y Pb. Para el caso planteado aquí, se realizaron únicamente análisis petrográficos y litoquímicos de elementos mayores, menores, y trazas, para los tres cuerpos graníticos seleccionados.

Para esta investigación y en función de la cartografía 1:100.000 disponible, se realizó un muestreo de los tres granitos con fines petrográficos y geoquímicos (figura 02). Las descripciones petrográficas de las muestras de los cuerpos permitieron distinguir sus características mineralógicas y texturales. La litoquímica de los cuerpos estudiados, tanto a nivel de elementos mayores, como menores y trazas, permitió sugerir el ambiente tectónico de formación y la naturaleza del magmatismo.

A continuación se detallarán las actividades efectuadas para el cumplimiento del objetivo planteado.

Revisión Bibliográfica

- a) Compilación y estudio tanto de antecedentes geológicos locales y regionales, así como del material cartográfico previo relacionado al área de trabajo.
- b) Búsqueda de antecedentes específicos (libros, artículos, revistas) acerca de la geoquímica de granitos, además de material bibliográfico sobre análisis petrográfico de los mismos.

Santiago Fort

- c) Lectura del manual del programa GCDkit 3.0 (Janoušek *et al.* 2006) para la manipulación de datos químicos y la elaboración de diagramas geoquímicos clasificatorios y discriminantes.

Actividades de campo

- a) Planificación de la salida de campo, estableciéndose las diferentes rutas de muestreo para geoquímica y petrografía en base a datos geológicos previos y la accesibilidad de la zona a partir de los materiales cartográficos.
- b) Muestreo de los cuerpos seleccionados para el estudio durante una gira de cuatro días. Estas muestras fueron destinadas para análisis químico de roca total y análisis petrográfico a través de láminas delgadas.

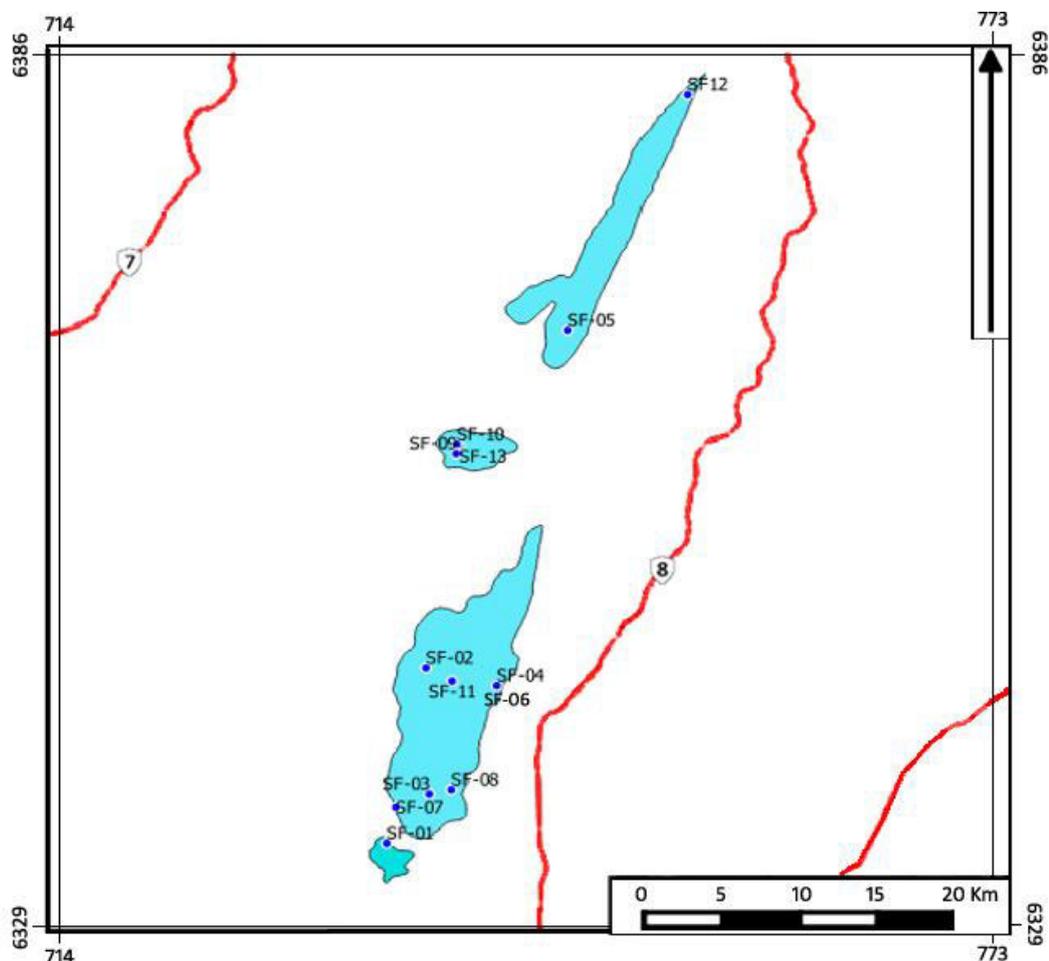


Figura 02. Localización de los puntos de muestreo de los granitos Guazunambí, Policlínica y Yermal para análisis geoquímico.

Preparación de muestras para litoquímica

Para la obtención de buenos resultados analíticos y con significado geológico, es necesario que la recolección y la preparación de las muestras sean realizadas adecuadamente. Las muestras recolectadas deben ser representativas, poseer una dimensión de al menos 10 veces el tamaño de su mayor cristal, y estar libre de meteorización. Los pasos seguidos para su preparación fueron los siguientes:

- a) Fragmentación y molienda de las muestras. Partiendo de muestras de rocas que rondaban los 2 y 6 kg. Se trituraron en mortero manual para reducir las muestras a fragmentos de tamaños más pequeños (de entre 1 a 3 mm).
- b) Posteriormente se realizó un cuarteo y homogenización de estos fragmentos para obtener una muestra representativa de aproximadamente 100g.
- c) La última etapa de la preparación constó de la pulverización de esa muestra en un molino de anillos de carburo de tungsteno, modelo Retsch RS-100, por al menos 30 segundos, o hasta conseguir una granulometría inferior a 37 micrones (400 mesh).
- d) Las muestras fueron posteriormente enviadas a al laboratorio Bureau Veritas (ACMElabs - Canadá) para su análisis químico.

Análisis químico

Se realizó en el laboratorio canadiense Bureau Veritas (ACMElabs) el análisis químico de roca total sobre 13 muestras en total pertenecientes a los tres granitos. Su distribución en los cuerpos se presenta en la figura 02, donde se puede ver que siete de ellas corresponden al granito Yerbal, 3 de ellas corresponden al granito Policlínica y 2 de ellas corresponden al granito Guazunambí. El código solicitado al laboratorio fue LF-202, y los pasos seguidos fueron los siguientes:

- a) Para el análisis de elementos mayores y menores, las muestras fueron sometidas a un fundido total para descomponer hasta los minerales más refractarios, elaborándose una perla de fundido donde analizar las concentraciones totales de los elementos mediante espectrometría de emisión por plasma de acoplamiento inductivo (ICP-ES). En la tabla I se presentan los límites de detección de la técnica para cada parámetro analizado.
- b) Para el análisis de elementos traza se utilizaron 0,5g de muestra, que fue solubilizada en agua regia en caliente, y analizadas por espectrometría de masas con plasma de

Santiago Fort

acoplamiento inductivo (ICP-MS). En la tabla I se presentan los límites de detección de la técnica para cada parámetro analizado.

Tabla I. Límites de detección para cada elemento analizado en este trabajo.

ELEMENTO	LIMITE DE DETECCIÓN	LIMITE SUPERIOR	ELEMENTO	LIMITE DE DETECCIÓN	LIMITE SUPERIOR
SiO ₂	0.01 %	100%	Pr	0,02 ppm	10.000 ppm
Al ₂ O ₃	0.01 %	100%	Rb	0,1 ppm	10.000 ppm
CaO	0.01 %	100%	Sc	1 ppm	10.000 ppm
Cr ₂ O ₃	0.002 %	100%	Sm	0,05 ppm	10.000 ppm
Fe ₂ O ₃	0,04%	100%	Sn	1 ppm	10.000 ppm
K ₂ O	0.01 %	100%	Sr	0,5 ppm	50.000 ppm
MgO	0.01 %	100%	Ta	0,1 ppm	50.000 ppm
MnO	0.01 %	100%	Tb	0,01 ppm	10.000 ppm
Na ₂ O	0.01 %	100%	Th	0,2p pm	10.000 ppm
P ₂ O ₅	0.01 %	100%	Tm	0,01 ppm	10.000 ppm
TiO ₂	0.01 %	100%	U	0,1 ppm	10.000 ppm
Ba	5 ppm	5%	V	8 ppm	10.000 ppm
LOI	0.1 %	100%	W	0,5 ppm	10.000 ppm
Sum	0.01 %	100%	Y	0,1 ppm	50.000 ppm
Be	1 ppm	10.000 ppm	Yb	0,05 ppm	10.000 ppm
Ce	0,1 ppm	50.000 ppm	Zr	0,1 ppm	50.000 ppm
Co	0,2 ppm	10.000 ppm	Ag	0,1 ppm	100 ppm
Cs	0,1 ppm	10.000 ppm	As	0,5 ppm	10.000 ppm
Dy	0,05 ppm	10.000 ppm	Au	0,5 ppm	100.000 ppm
Er	0,03 ppm	10.000 ppm	Bi	0,1 ppm	2.000 ppm
Eu	0,2 ppm	10.000 ppm	Cd	0,1 ppm	2.000 ppm
Ga	0,5 ppm	10.000 ppm	Cu	0,1 ppm	10.000 ppm
Gd	0,05 ppm	10.000 ppm	Hg	0,01 ppm	50 ppm
Hf	0,1 ppm	10.000 ppm	Mo	0,1 ppm	2.000 ppm
Ho	0,02 ppm	10.000 ppm	Ni	0,1 ppm	10.000 ppm
La	0,1 ppm	50.000 ppm	Pb	0,1 ppm	10.000 ppm
Lu	0,01 ppm	10.000 ppm	Sb	0,1 ppm	2.000 ppm
Nb	0,1 ppm	50.000 ppm	Se	0,5 ppm	100 ppm
Nd	0,3 ppm	10.000 ppm	Tl	0,1 ppm	1.000 ppm
Ni	20 ppm	10.000 ppm	Zn	1 ppm	10.000 ppm

Preparación de muestras para petrografía

Se confeccionaron 17 láminas delgadas en total para la descripción petrográfica de los tres cuerpos graníticos. Para ello se siguieron los siguientes pasos:

- a) Se seleccionaron las muestras de las cuales confeccionar láminas delgadas.
- b) Se limpiaron y pulieron portaobjetos de 2 cm x 4 cm.
- c) Con una cortadora de disco se cortaron las muestras hasta formar prismas de dimensiones similares a las del portaobjeto.
- d) Se pulió una de las superficies de cada prisma de roca.
- e) Se adhirió con resina epoxi a la cara pulida de cada prisma un portaobjetos, ejerciendo presión para intentar evitar la formación de burbujas, posteriormente se dejaron secar.
- f) Una vez secados, los prismas se cortaron hasta alcanzar un grosor de unas 300 μm sobre el portaobjetos.
- g) Se realizó un desbastado posterior hasta obtener el grosor estándar de 30 μm .
- h) No se utilizaron cubreobjetos como terminación de estas láminas.

Análisis petrográfico

- a) Las 17 láminas delgadas fueron descritas en las instalaciones del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias, usando microscopio petrográfico Nikon Eclipse.
- b) Para el análisis petrográfico en muestra de mano y microscópico se siguió lo planteado en Hibbard (1995) y Schmidt y Stefano (2004).

Tratamiento e interpretación de datos litoquímicos

- a) Para la manipulación y generación de diagramas geoquímicos se utilizó el software libre GCDkit 3.0 (Janoušek *et al.* 2006).
- b) Para la interpretación de la litoquímica se empleó el material bibliográfico previamente buscado. En la tabla II se presentan los diagramas geoquímicos empleados en la interpretación de los tres cuerpos graníticos.

Santiago Fort

Tabla II. Diagramas geoquímicos de elementos mayores, menores y traza utilizados en este estudio.

Tipo de diagrama	Elementos Usados	Referencia
Diagramas Harker de elementos mayores y menores.	Si vs elementos mayores y menores.	
Diagrama R1-R2 de clasificación de rocas.	R1= $4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ vs R2= $6Ca+2Mg+Al$. Calculado para proporciones catiónicas.	De la Roche <i>et al.</i> (1980).
Diagrama QAP de clasificación de rocas.	Diagrama ternario: Cuarzo – Feldespato Alcalino – Plagioclasa.	Streckeisen (1974).
Índice de saturación en Aluminio (ASI)	$(Al_2O_3)/(Na_2O+K_2O)$ vs $(Al_2O_3)/(CaO+Na_2O+K_2O)$. Relaciones molares.	Shand (1943).
Diagrama B-A de clasificación de rocas.	B = $Fe+Mg+Ti$ vs A = $Al-(K+Na+2Ca)$ Calculado para proporciones catiónicas.	Villaseca <i>et al.</i> (1998)
Diagrama de clasificación de series magmáticas.	SiO_2 vs (Na_2O+K_2O)	Irvine y Baragar (1971).
Diagrama AFM de clasificación de series magmáticas.	Diagrama ternario: A = Na_2O+K_2O ; F = $FeO+0.8998 Fe_2O_3$; M = MgO .	Irvine y Baragar (1971).
División Subalcalina.	K_2O vs SiO_2	Peccerillo y Taylor (1976).
División Subalcalina.	Co vs Th	Hastie <i>et al.</i> (2007).
Diagramas Harker de elementos traza de los granitos.	Si vs elementos traza (ppm).	
Diagrama de clasificación de rocas de Alto-BaSr y Bajo-BaSr.	Diagrama ternario: Ba – Sr – Rb.	Tarney y Jones (1994).
Diagrama Spider de TTRR.	Concentración TTRR normalizado a Condritas.	Boynton (1984).
Diagrama Spider multielemento.	Concentración TTRR extendido normalizado a NMORB.	Sun y McDonough (1989).
Diagrama Spider ORG.	Concentración elemental normalizado ORG.	Pearce <i>et al.</i> (1984).
Diagrama de discriminación	Campos de diferentes ambientes tectónicos	Batchelor y Bowden

Santiago Fort

Tipo de diagrama	Elementos Usados	Referencia
tectónica R1-R2.	superpuestos sobre el diagrama R1-R2	(1985).
Diagrama de discriminación tectónica.	Diagrama ternario: Hf – Rb/30 – 3Ta.	Harris <i>et al.</i> (1986).
Diagrama de discriminación tectónica.	Rb vs Y+Nb. Nb vs Y. Rb vs Ta+Yb. Ta vs Yb.	Pearce <i>et al.</i> (1984)
Diagrama de discriminación tectónica de granitos.	FeOt/(FeOt+MgO) vs SiO ₂ . Na ₂ O + K ₂ O - CaO vs SiO ₂ . A/NK vs ASI.	Frost <i>et al.</i> (2001).

ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Contexto Geológico del Precámbrico de Uruguay

La geología uruguaya muestra una gran complejidad evolutiva, que a pesar de no contar con una gran extensión superficial, muestra una gran variedad de rocas y rasgos tectónicos. Clara muestra de esta complejidad es que su evolución es ámbito de debate entre científicos uruguayos presentando visiones contrapuestas (*e.g.* Bossi *et al.* 2005 y Oyhantçabal *et al.* 2010c; Bossi y Gaucher 2004 y Preciozzi *et al.* 1999; Sánchez Bettucci *et al.* 2010 y Gaucher *et al.* 2011a). Esto se debe fundamentalmente a la falta de datos geológicos de base, geoquímicos y geocronológicos.

En Uruguay el basamento cristalino precámbrico aflora principalmente hacia el sur del Río Negro, aunque existen sectores restringidos hacia el norte donde afloran porciones de basamento en lo denominado como “islas cristalinas”. Las rocas que constituyen estas unidades se encuentran rodeadas por depósitos volcano-sedimentarios fanerozoicos (ver figura 03).

En Uruguay continental existen 3 grandes cuencas fanerozoicas que se encuentran cubriendo el basamento, la Cuenca Norte, ubicada hacia el norte del Río Negro y compuesta por depósitos volcano-sedimentarios de edades Paleozoica y Mesozoica; y las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín ubicadas hacia el sur del Río Negro y ambas compuestas por depósitos volcano-sedimentarios de edad Mesozoica.

Siguiendo la propuesta de Sánchez Bettucci *et al.* (2010a), el basamento precámbrico del Uruguay se compone de tres unidades geotectónicas principales (figura 04), a saber, el Terreno Piedra Alta -TPA- (Bossi *et al.* 1993) ubicado al suroeste del país; el Terreno Nico Pérez -TNP- (Bossi y Campal 1992) localizado en la porción central-norte; el Cinturón Dom Feliciano -CDF- desarrollado en la zona este (Fragoso César 1980). El Terreno Piedra Alta y el Terreno Nico Pérez se encuentran separados por la zona de cizalla de Sarandí del Yí (Preciozzi *et al.* 1979). Originalmente Almeida *et al.* (1973) propusieron para el escudo uruguayo un área cratónica al oeste (cratón del Río de la Plata) y una faja móvil al este (cinturón Dom Feliciano). Posteriormente, Bossi y Campal (1992) y Bossi *et al.* (1993) propusieron a los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez como integrantes del cratón. Recientemente Oyhantçabal *et al.* (2010c) proponen que solo el TPA en Uruguay forma parte del CRP, basado en edades modelos Sm-Nd, que muestran diferencias entre ambos terrenos en las edades de cristalización, crecimiento y retrabajamiento cortical. A su vez, diferencias gravimétricas

Santiago Fort

observadas en el mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer (Servicio Geográfico Militar 1973) refuerza la falta de afinidad entre estos terrenos. El límite en Uruguay del CRP sería la zona de cizalla de Sarandí del Yí.

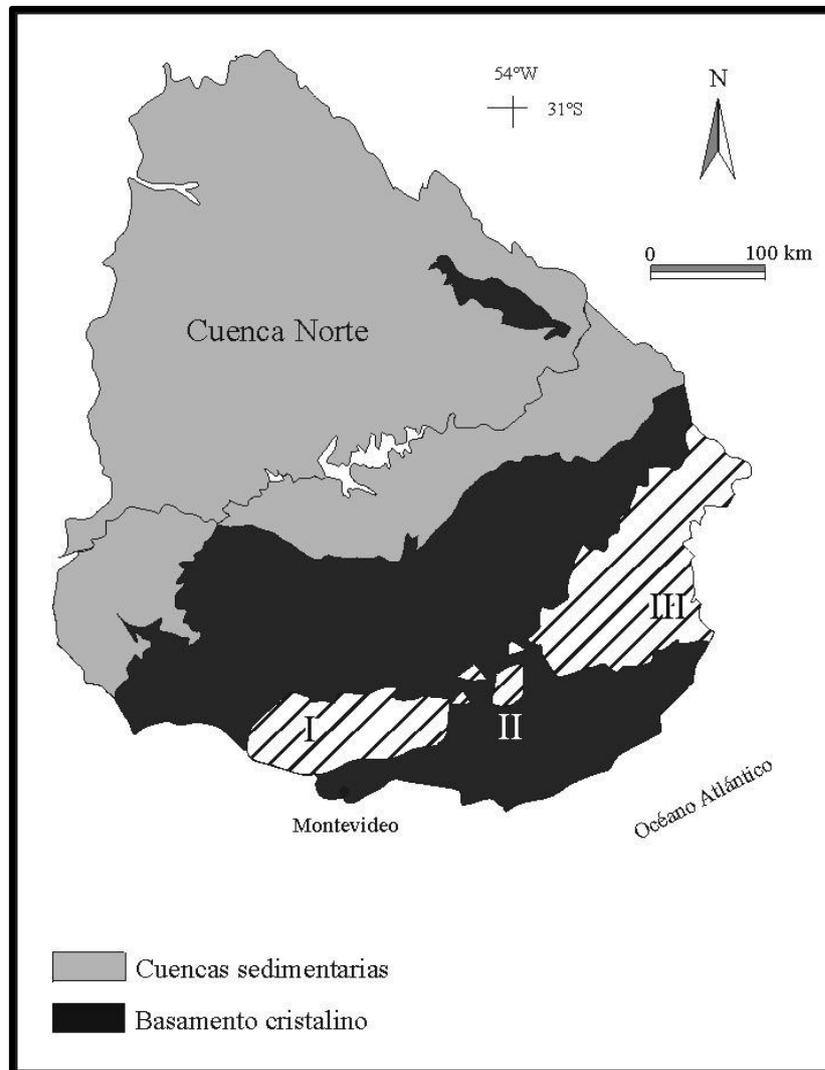


Figura 03. Tomada de Santa Ana y Veroslavsky (2004). Localización del Lineamiento Santa Lucía–Aiguá–Merín sobre la región meridional de la República Oriental del Uruguay. I = Segmento sudoccidental (Cuenca Santa Lucía); II = Segmento intermedio; III = Segmento nororiental (Cuenca Laguna Merín).

Terreno Piedra Alta

En líneas generales el TPA está compuesto prácticamente en su totalidad por rocas plutónicas, granito-gnéisicas y secuencias (pequeños cinturones) vulcano-sedimentarias de grado metamórfico bajo a medio, con direcciones estructurales predominantes E-W, y de edades paleoproterozoicas (2,1Ga). Estas secuencias vulcano-sedimentarias fueron llamadas

originalmente, de norte a sur del país, como Formación Arroyo Grande (Ferrando y Fernández 1971), Formación Paso Severino, y Formación Montevideo (Bossi *et al.* 1965). Según Sánchez Bettucci *et al.* (2010a) estas secuencias se encuentran plegadas formando un sinclinorio con foliación vertical, caracterizando un acortamiento horizontal importante.

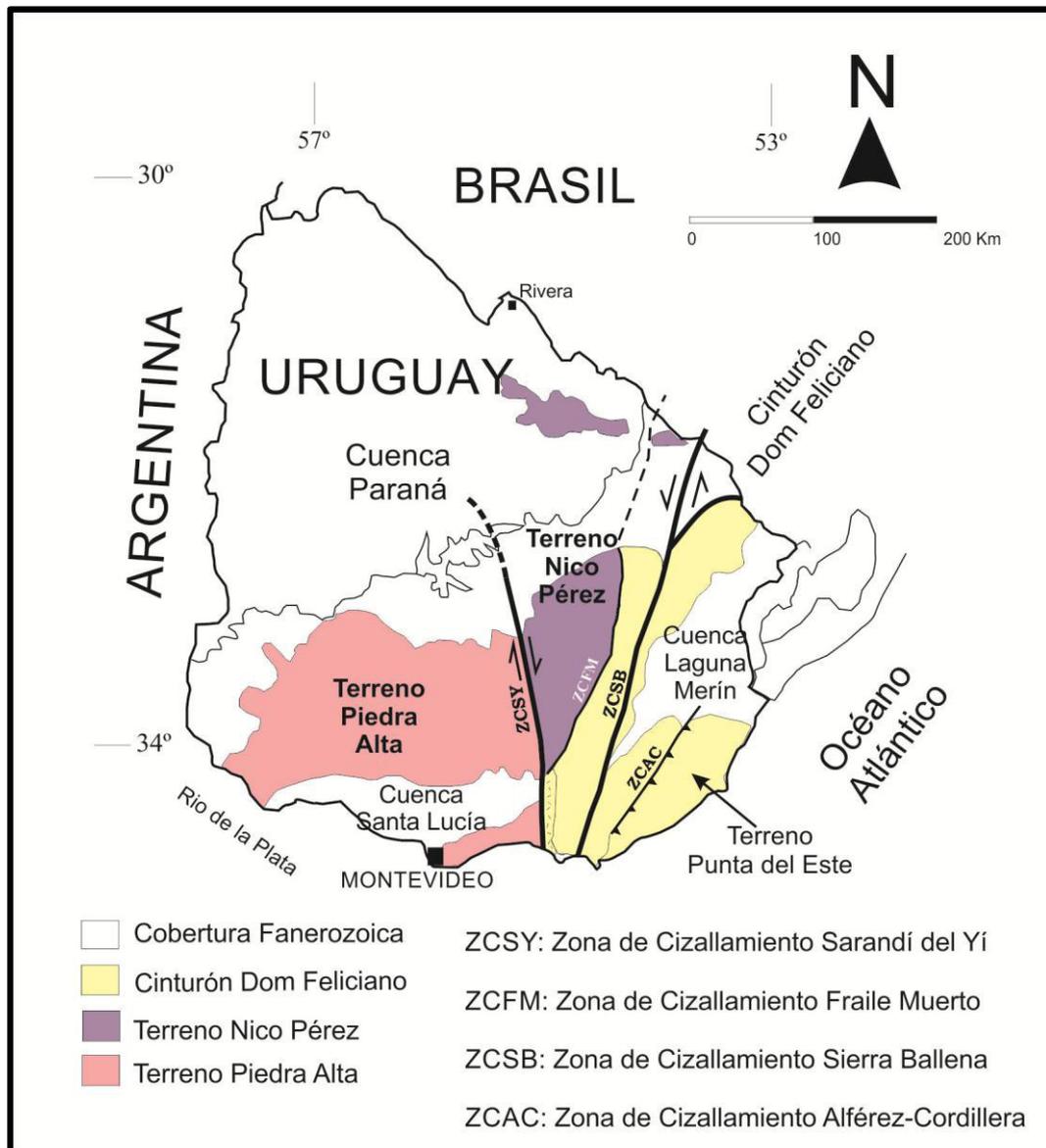


Figura 04. Esquema tectónico del Uruguay mostrando las principales unidades.

Modificado de Sánchez Bettucci *et al.* (2010a).

Oyhantçabal *et al.* (2003) propusieron la continuidad entre los cinturones San José y Montevideo, y consideraron ambos como una única unidad tectónica, el Cinturón San José; compuesto ahora por la Formación Paso Severino, Formación San Juan, Formación San José, y Formación Montevideo.

Otros rasgos del TPA son el magmatismo tardi a postorogénico, de entre 1,9 y 2,1 Ga (Hartmann *et al.* 2000; Peel y Preciozzi 2006; Hartmann *et al.* 2008a; Santos *et al.* 2003), la presencia de granitos tipo A-rapakivi, con edades U-Pb (SHRIMP) de 2078 ± 8 Ma (Peel y Preciozzi 2006) y 2056 ± 6 Ma (Santos *et al.* 2003), así como un gran evento de magmatismo extensional de edad 1790 ± 5 Ma representado por un enjambre de diques máficos (Bossi *et al.* 1993a; Texeira *et al.* 1999).

La última manifestación magmática en este terreno es el granito de La Paz con edad de 587.1 ± 7.9 Ma (Cingolani *et al.* 2012).

Terreno Nico Pérez

El Terreno Nico Pérez (*sensu* Sanchez Bettucci *et al.* 2010a) se encuentra limitado entre la zona de cizalla de Sarandí del Yí y la zona de cizalla de Fraile Muerto - María Albina, en la zona central norte del Uruguay. Este terreno se compone por secuencias metamórficas arqueanas y paleoproterozoicas (Hartmann *et al.* 2001; Gaucher *et al.* 2011b) de alto grado, granitos y milonitas asociadas al ciclo Brasiliano. Correspondería a los bloques Valentines, Pavas y Rivera de Preciozzi *et al.* (1985).

Bloque Pavas

Entre la zona de cizalla Fraile Muerto-María Albina y Cueva del Tigre se encuentra el Bloque Pavas (Preciozzi *et al.* 1979) una unidad elongada de dirección NNE, compuesta por gneises anfibólicos, anfibolitas, cuarcitas, y rocas meta-ultramáficas (esquistos tremolíticos y actinolíticos) (Oyhantçabal y Vaz 1990). Hartmann *et al.* (2001) llamó a esta unidad como los Complejos La China-Las Tetas. Estos autores obtuvieron edades U-Pb (SHRIMP) en circones de ortogneises tonalíticos de 3,41 Ga (en el núcleo), y de 3,1 Ga y 2,7 Ga (en bordes), siendo interpretadas como edad de magmatismo a los 3,41Ga, seguido dos eventos metamórficos a los 3,1Ga, y 2,7Ga. Posteriormente, Gaucher *et al.* (2011b) presentan una edad U-Pb LA-ICP MS en circones de 3096 ± 45 Ma para la misma metatonalita datada por Hartmann *et al.* (2001), interpretando esta edad como edad de cristalización. Así, proponen descartar la edad de cristalización de 3,4Ga propuesta por Hartmann *et al.* (2001) e indican que el evento a los 3,1 Ga no sería de metamorfismo, sino de cristalización. A su vez, dataron una población de circones adicionales en la misma muestra obteniendo una edad de 2690 ± 42 Ma, coincidiendo con el segundo evento metamórfico propuesto por Hartmann *et al.* (2001).

Bloque Valentines

Entre la zona de cizalla Cueva del Tigre y la zona de cizalla de Sarandí del Yí se encuentra el Bloque Valentines (Preciozzi *et al.* 1979), contiguo al bloque Pavas. Compuesto por gneises granulíticos, metapiroxenitas, cuarcitas y formaciones de hierro bandeadas (BIF). Santos *et al.* (2003) sugirieron basados en datos isotópicos U-Pb (SHRIMP) en circones, una edad de 2163 ± 8 para el protolito y una edad de 2058 ± 3 Ma para el metamorfismo de alto grado del bloque. Este bloque se encuentra intruido por el Batolito de Illescas, que es un granito anorogénico rapakivi. Campal y Schipilov (1995) determinaron su edad Pb-Pb en 1784 ± 5 Ma. Este granito muestra deformación dúctil en los bordes y es recortado por la zona de cizalla de Sarandí del Yí. A su vez, este bloque se encuentra afectado por intrusiones graníticas meso- a neoproterozoicas con edades entre 0.9–0.5 Ga (Preciozzi *et al.* 2001).

Bloque Rivera

El Bloque Rivera (Preciozzi *et al.* 1979) se encuentra aislado por secuencias supracorticales fanerozoicas en el noreste de Uruguay. Está compuesto por piroxenitas, granitos (deformados), gneises y gneises granulíticos, cuarcitas, mármoles, meta-basitas y BIF. Además, varios son los granitos brasileños que lo intruyen, como el granito Las Flores, el granito El Sobresaliente, el granito Amarillo y el granito Manuel Díaz.

Según Oyhancabal *et al.* (2012), basado en edades U-Pb (SHRIMP) en circones, Th-U-Pb en monacitas (método CHIME-EPMA) y K-Ar en muscovita, varios eventos pueden ser reconocidos. Un magmatismo de varias etapas entre 2200 Ma y 2100 Ma, y dos eventos metamórficos de alta temperatura entre 2093 Ma – 2077 Ma, y a los 1980 Ma. Similitudes litológicas, la proximidad geográfica y eventos metamórficos y magmáticos simultáneos, indican una evolución tectono-metamórfica similar para el Bloque Rivera y el Bloque Valentines en Uruguay.

Cinturón Dom Feliciano

El Cinturón Dom Feliciano es una mega-estructura de escala continental que se extiende por 1200 km paralela a la costa atlántica de Uruguay y Brasil, hasta el estado de Santa Catarina (Brasil) (figura 05). Este cinturón se desarrolló entre los 750 y 550 Ma como consecuencia de la orogenia Brasileña, asociado a la convergencia de los cratones Rio de la Plata y Kalahari (Porada, 1979; Fragoso-César, 1980).

En nuestro país se encuentra limitado hacia el este por el océano Atlántico, al noroeste por la zona de cizalla de Fraile Muerto-María Albina que lo separa del TNP (*sensu* Sánchez Bettucci *et al.* 2010a), y al suroeste por la zona de cizalla Sarandí del Yí que lo separa del TPA. El marcado control estructural N-NE de esta unidad es caracterizado por asociaciones litológicas paralelas o casi paralelas en esa dirección, con diferentes grados metamórficos.

Este cinturón comprende diversas asociaciones petro-tectónicas de diferentes edades: (a) Un cinturón meta-volcano-sedimentario; (b) Magmatismo intrusivo; (c) Cuencas post-colisionales; y (d) Basement inliers.

Cinturón meta-volcano-sedimentario.

Estas secuencias de rocas meta-volcano-sedimentarias se encuentran comprendidas en lo que se denominó Grupo Lavallega (Bossi *et al.* 1966) y posteriormente Sánchez Bettucci *et al.* (2010b) reinterpretaron este grupo con algunas modificaciones. Según Sánchez Bettucci *et al.* (2010b) la secuencia metasedimentaria comprende metapelitas, metapsamitas y mármoles. La secuencia metavolcánica se encuentra representada por rocas metapiroclásticas, metariolitas, metadacitas, metaandesitas, metabasaltos y metagabros.

La porción sur del Grupo Lavallega fue dividida originalmente en Formación Minas, Formación Fuente del Puma y Formación Zanja del Tigre (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci y Ramos 1999; Sánchez Bettucci *et al.* 2001). Posteriormente, Sánchez Bettucci *et al.* (2010b), consideraron a la Formación Zanja del Tigre como basement inlier del CDF (ver más adelante).

Se caracteriza por metamorfismo de bajo grado a facies esquistos verdes inferior en la Formación Minas, y de facies esquistos verdes superior a facies anfibolita inferior en la Formación Fuente del Puma (Sánchez Bettucci y Ramos 1999; Sánchez Bettucci *et al.* 2001).

La Formación Minas, localizada cerca de la ciudad de Minas, comprende metaconglomerados, metaareniscas, metapelitas, dolomías, rocas calcíticas de grano grueso y rocas metacarbonáticas laminadas (mármoles calcíticos y dolomíticos). Algunos niveles contienen estromatolitos afectados por un metamorfismo de bajo grado (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci *et al.* 2001).

Santiago Fort

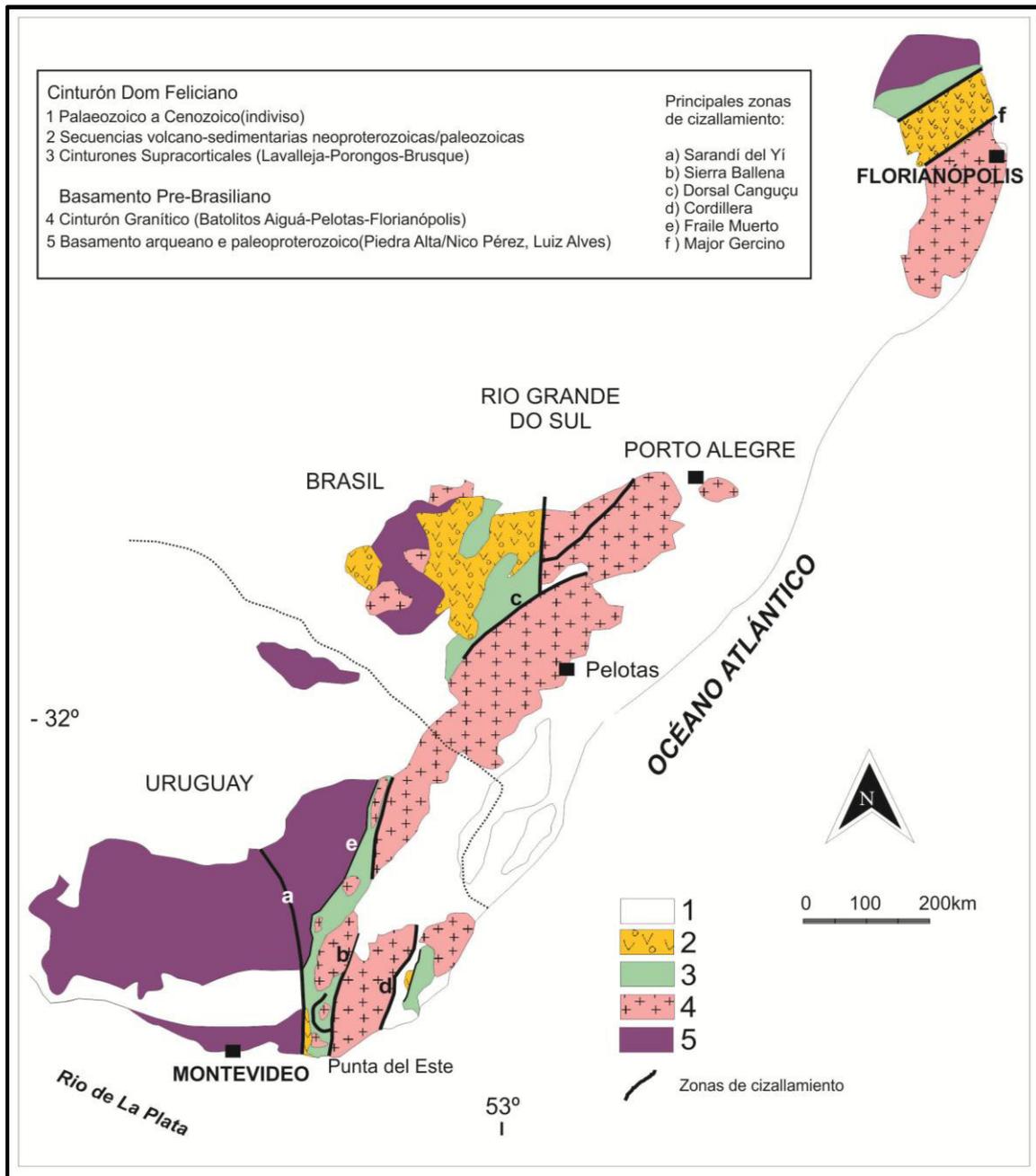


Figura 05. Esquema geológico del Cinturón Dom Feliciano (modificado de Sánchez Bettucci et al., 2010b)

La Formación Fuente del Puma (Midot 1984) aflora desde el sur de la ciudad de Minas hasta la zona de Pan de Azúcar. Se encuentra limitado al oeste por el Complejo Sierra de las Ánimas, y al Este por el corrimiento La Oriental-Pan de Azúcar (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci et al. 2001, 2003a). Esta formación fue informalmente dividida (Sánchez Bettucci 1998) en 3 asociaciones: sedimentaria, volcánica e intrusiva (metagabro horbléndico) que alcanzan facies de metamorfismo esquistos verdes. El miembro sedimentario se encuentra representado por mármoles, metapelitas y metaarcosas intercaladas con asociaciones volcánicas (ácidas y básicas).

Santiago Fort

Incluso, en esta Formación se han descrito mineralizaciones de Cu-Zn-Pb que incluyen sulfuros masivos con pirita-calcopirita-esfalerita-galena-pirrotita y arsenopirita-hematita, todos como pequeños cuerpos lenticulares. Sánchez Bettucci *et al.* (2004) sugieren que se trataría de depósitos tipo Besshi (Cu-Pb-Zn y SEDEX Zn-Pb) basados en datos geoquímicos y geológicos.

En la porción norte las litologías del grupo permanecieron indivisas hasta Gaucher (2000) que separó las Formaciones Polanco, Cerro Espuelitas, Cerro Victoria, Yerbal, Barriga Negra, y Cerro San Francisco, agrupándolas en el Grupo Arroyo del Soldado (GAS). Sánchez Bettucci *et al.* (2010b) proponen que las formaciones Polanco, Cerro Espuelitas, Yerbal y Barriga Negra forman parte de la región norte del Grupo Lavalleja, dejando sólo las formaciones Cerro San Francisco y Cerro Victoria (junto con la formación Piedras de Afilas) dentro del Grupo Arroyo del Soldado. En el capítulo de Geología Local, serán descritas las formaciones de la región norte.

Por otro parte, recientemente Gaucher *et al.* (2010) definieron al Grupo Cebollatí a partir de algunas de las litologías asociadas al Grupo Lavalleja en función de edades U-Pb en circones. En función de la información geocronológica establecen una edad para la sedimentación de esas litologías de 2750 Ma. Estos autores indican condiciones de anquimetamorfismo a facies anfibolita. Asimismo, Gaucher *et al.* (2014) definieron al Complejo Tapes a partir de las litologías metaultramáficas del Grupo Lavalleja que ocurren en su porción norte (figura 06).

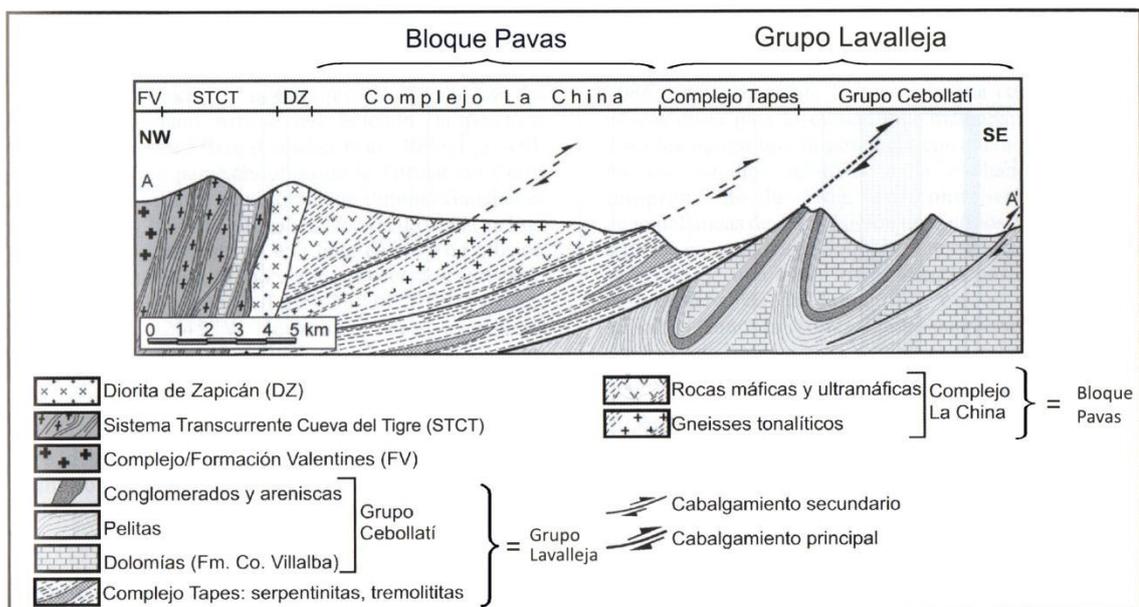


Figura 06. Corte geológico de la región norte del Grupo Lavalleja modificado de Gaucher *et al.* (2014).

Algunos autores (ver Bossi y Gaucher 2014) niegan la existencia de un cinturón orogénico neoproterozoico con el argumento de la ausencia de edades neoproterozoicas para las secuencias metasedimentarias, y la aparición de edades meso- y paleoproterozoicas en algunas litologías asignadas al Grupo Lavalleja. Aunque esas edades se refieren a proveniencia, y no necesariamente a la edad de depositación.

Magmatismo intrusivo

Este magmatismo comprende magmatismo de arco continental, definido como el Complejo Carapé (*sensu* Sánchez Bettucci 1998), y magmatismo post orogénico distribuido a lo largo de todo el cinturón Dom Feliciano (Preciozzi *et al.* 1993). Oyhantçabal *et al.* (2009) proponen dos rangos de edades para el magmatismo intrusivo Brasileño. Entre 650–600 Ma se desarrolló el magmatismo de arco, y entre 580–560 Ma se desarrolló un magmatismo tardío transpresivo.

El Complejo Carapé, aflorante a lo largo de una franja angosta de 5 a 40km de espesor y aproximadamente 100km de largo en dirección SW a NE. Está compuesto por granitos calcoalcalinos, típicos de magmatismo de arco. Estos granitos fueron caracterizados geoquímicamente como metaluminosos-peraluminosos, con un bajo contenido de CaO, alto contenido en álcalis, y una baja a moderada relación Ba/Sr, sugiriendo una correlación calcoalcalina a alcalina (Sánchez Bettucci *et al.* 2003 y Sánchez Bettucci y Oyhantçabal 2003). Sánchez Bettucci *et al.* (2003) sugieren que el material parental fue generado por fusión parcial de corteza oceánica subducida, y posteriormente modificada por contaminación cortical por el basamento pre-brasiliano. Este magmatismo de arco, se emplazó en rocas de bajo a medio grado metamórfico pertenecientes al Grupo Lavalleja, y en granitoides deformados de la Unidad Campanero.

El magmatismo post-orogénico estaría representado por los batolitos de Aiguá y Dionisio y otros cuerpos de menor tamaño distribuidos a lo largo del cinturón (*e.g.* Oyhantçabal *et al.* 2007, Philipp 1998, Philipp y Machado 2005; Preciozzi *et al.* 1985). Los granitos del presente estudio se asocian a este magmatismo, y serán descritos en el capítulo de Contexto Geológico Local.

Se trata de granitoides calcoalcalinos tipo-I altamente diferenciados, en zonas se encuentran algunas intrusiones más alcalinas, similar a granitos tipo-A y otras son peraluminosas tipo-S. Los Batolitos Aiguá y Dionisio son correlacionados con el Batolito de Pelotas en el sur de Brasil.

Fragoso Cesar *et al.* (1986), Basei *et al.* (2000), entre otros, interpretaron este cinturón granítico como la raíz de un arco magmático. Las edades isotópicas varían entre 630 y 570 Ma (Oyhantçabal *et al.* 2007). De acuerdo con Sánchez Bettucci *et al.* (2010b), este magmatismo post-orogénico muestra diferencias geoquímicas y petrográficas con el Complejo Carapé.

Cuencas post-colisionales

El desarrollo de este tipo de cuencas extensionales y periféricas de antepaís es un rasgo típico de la evolución orogénica del CDF involucrando importantes episodios de volcanismo. Las cuencas de antepaís encontradas en el CDF están compuestas por depósitos marinos – molásicos y secuencias volcano-sedimentarias. Los depósitos marino-molásicos están representados por las formaciones Las Ventanas, Barriga Negra y San Carlos junto con el Grupo Arroyo del Soldado modificado por Sanchez Bettucci *et al.* (2010b) -formaciones Piedras de Afilas, Cerros San Francisco y Cerro Victoria). Las secuencias volcano-sedimentarias corresponden a las formaciones Playa Hermosa y Sierra de Aguirre.

La etapa post-colisional se caracterizó además por una fase de magmatismo de relajación representada por el Complejo Sierra de Las Ánimas y la Formación Sierra de los Ríos. La edad del volcanismo del Complejo Sierra de las Ánimas fue separado en dos grupos, uno acotado a los 575Ma y otro a los 520 Ma (Sánchez Bettucci y Rapalini 2002). Resultados geocronológicos precisos realizados por Rapalini *et al.* (2011) sugieren sin embargo que todo el Complejo fue formado durante el Neoproterozoico tardío. Estos autores dataron circones a través del método U-Pb SHRIMP de una microsienita y una riolita, cuyos resultados fueron de 573 ± 2 Ma y 585 ± 4 Ma respectivamente. El Plutón Pan de Azúcar, cuya edad Ar-Ar (Oyhantçabal *et al.* 2007) es de 579Ma, se encuentra emplazado en rocas volcánicas de Sierra de Ánimas. Lourerio (2007) en base a edades K-Ar en roca total de $489,9 \pm 5,3$ Ma y $462,8 \pm 6,4$ Ma sugirió una reactivación de la zona de cizalla de Sierra Ballena durante el Ordovícico. En tanto, la Formación Sierra de los Ríos fue datada recientemente por Peel (2012) a través de U-Pb (LA-ICP-MS) en circones donde obtuvo tres edades $645 \pm 5,3$ Ma, $593,6 \pm 5,3$ Ma y 560 ± 11 Ma, adjudicando la edad más joven a un evento tectono-térmico.

Basement Inliers

Estas unidades fueron deformadas en conjunto con la cobertura neoproterozoica. Se trata de la Formación Zanja del Tigre, la Unidad Campanero y el Terreno Punta del Este (Preciozzi *et al.* 1999).

La Formación Zanja del Tigre está compuesta por secuencias meta-volcano-sedimentarias, metagabros, orto y para anfibolitas, rocas calcosilicatadas, micaesquistos, cuarcitas, mármoles y BIF (Sánchez Bettucci 1998). El metamorfismo alcanzó facies anfibolita (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci *et al.* 2001; Rossini y Legrand 2003), y esta unidad se encuentra en contacto tectónico con unidades meta-volcano-sedimentarias de la Formación Fuente del Puma (Sánchez Bettucci 1998). A su vez la Formación Zanja del Tigre fue afectada por las intrusiones graníticas post-orogénicas La Calera y Dos Hermanos (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci *et al.* 2003a).

La Unidad Campanero se desarrolla al oeste de la zona de cizalla Sierra Ballena. Está compuesta por granitoides afectados por diferentes eventos de deformación y procesos de milonitización, y por rocas máficas comúnmente meteorizadas. Los granitoides agrupados en esta unidad consisten en cuerpos heterogéneos que comparten efectos de fenómenos deformacionales. Su textura varía de gnéisica a milonítica. Estudios isotópicos U-Pb convencional en circones indicaron que la Unidad Campanero tiene una edad de $1735 \pm 32/-17$ Ma (Sánchez Bettucci *et al.* 2003b; Oyhantçabal *et al.* 2005); edades similares fueron encontradas por Mallmann *et al.* (2007). Esta unidad fue intruida por granitoides calcoalcalinos neoproterozoicos correspondientes al Complejo Carapé (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci *et al.* 2003a).

El Terreno Punta del Este se encuentra ubicado al este de la zona de cizalla de Sierra Ballena. Está compuesto por un basamento gnéisico-migmatítico y por secuencias supracorticales (Preciozzi *et al.* 1999). El basamento es denominado Complejo Cerro Olivo (Masquelin *et al.* 2001) y consiste de granitoides de diferente composición, gneises graníticos y migmatitas, intercalados con rocas máficas, rocas calcosilicatadas, y cuarcitas. Las secuencias supracorticales están representadas por las formaciones Rocha (Sánchez Bettucci y Mezzano 1993) y Sierra de Aguirre (Masquelin y Tabó 1988).

La estructuración general en este terreno muestra una dirección NE-SW para las secuencias volcano-sedimentarias e intrusiones graníticas postectónicas; como el complejo granítico Santa Teresa. Las características estructurales del basamento gnéisico muestra una predominancia de las

direcciones E-W a NW-SE en cizallas dúctiles, y un retrabajamiento por plegamiento en dirección NE-SW en su eje axial (Preciozzi *et al.* 1999).

De acuerdo con Masquelin (2002) el Complejo Cerro Olivo es comparable con los complejos metamórficos de alto grado del suroeste africano (cinturones Kibariano-Namaqualano). Masquelin y Morales (2003) sugieren que las rocas del Complejo Cerro Olivo fueron recicladas isotópicamente durante el evento Brasileño. Posteriormente Masquelin *et al.* (2011) sugieren que este evento metamórfico tuvo lugar alrededor de los 671 ± 7 Ma, y la ocurrencia de eventos magmáticos durante el Neoproterozoico (800–770 Ma).

La Formación Rocha es una secuencia metasedimentaria que comprende rocas clásticas dominadas principalmente por metaareniscas, metapelitas, metalimolita con algunos niveles de metacoglomerados (Hasui *et al.* 1975, Fragozo Cesar 1991; Sánchez Bettucci y Mezzano 1993, entre otros). El grado de metamorfismo varía de muy bajo en el sureste a bajo en el noroeste. De acuerdo con Basei *et al.* (2005), el análisis de circones detríticos indica una edad máxima de sedimentación de 610Ma, y acotando la edad de metamorfismo y deformación por la intrusión del granito Santa Teresa cuya edad U-Pb (LA-ICP-MS) en circones es 543 ± 5 Ma (Basei *et al.* 2013).

Finalmente, la Formación Sierra de Aguirre (Masquelin y Tabó 1988) se localiza entre la Formación Rocha (Sánchez Bettucci y Mezzano 1993) y rocas ortognésicas del Terreno Punta del Este (*sensu* Preciozzi *et al.* 1999; Campal y Gancio 1993; Fantin 2003; Fantin *et al.* 2007). Consiste en una sucesión volcánico-sedimentaria de aproximadamente 1100m de espesor. Datos isotópicos U-Pb (SHRIMP) en circones indicaron una edad de 571 ± 8 Ma (Hartmann *et al.* 2002).

Contexto Geológico Local

En el área de estudio (figura 07) afloran secuencias metasedimentarias de la porción norte del Cinturón Dom Feliciano asignadas al Grupo Lavalleja (*sensu* Sánchez Bettucci *et al.* 2010b) o Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher 2000), y un basamento ortognésico – anfibólico atribuido al Complejo Basal (Preciozzi *et al.* 1985). Las secuencias metasedimentarias comprenden a las formaciones Yermal, Polanco y Cerro Espuelitas. A su vez se encuentran granitos brasileños, objeto de estudio de este trabajo, denominados granitos Guazunambí (Preciozzi *et al.* 1985), Policlínica (Preciozzi *et al.* 1985) y Yermal (Preciozzi *et al.* 1985). En general esa área muestra importantes signos de deformación, siendo muy marcada en la cercanía con la zona de cizalla Sierra Ballena.

Santiago Fort

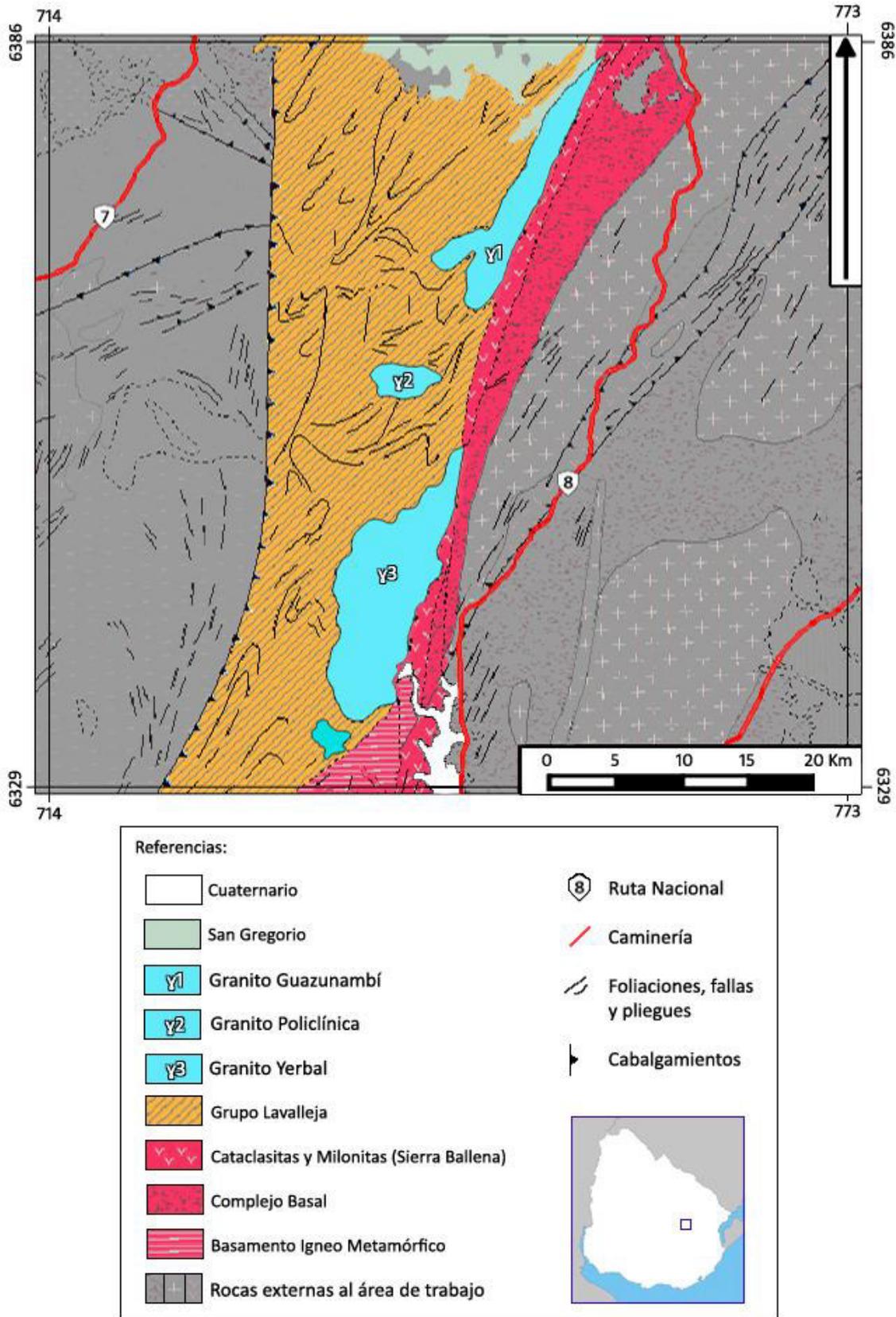


Figura 07. Mapa Geológico de la zona de estudio, modificado de Precciozzi et al. (1985).

Basamento

El basamento del área ha sido muy escasamente estudiado. Se compone de rocas metamórficas para- y orto-derivadas en facies anfíbolita (Preciozzi *et al.* 1985). Según Bossi y Ferrando (2001) siempre muestran evidencias de varias fases de deformación, una de las cuales (probablemente la principal) posee inequívoca vergencia al SE, generando pliegues recumbentes con desarrollo de foliación de plano axial marcado por recristalización de muscovita. De acuerdo con Preciozzi *et al.* (1985) y Bossi y Ferrando (2001), las litologías comúnmente presentes en el área son las siguientes:

- Micaesquistos de grano medio de textura lepidoblásticas a veces granolepidoblásticas debido a la intercalación de pequeños niveles cuarzo-feldespáticos. En términos generales son micaesquistos biotíticos más raramente a dos micas.
- Gneises leucócratas de grano fino con escasa foliación con muscovita como accesorio más frecuente.
- Gneises grises a biotita intensamente plegados.
- Rocas cizalladas en planos sub-horizontales de cabalgamiento, y rocas intruidas o recristalizadas en esos planos.
- Gneises muscovíticos (en algunos casos con fucsita) de grano medio y colores generalmente blanquecinos. Presentan una clara fábrica gnéisica y una textura grano-lepidoblástica característica, siendo sus componentes mineralógicos, cuarzo, feldespatos y muscovita.

Formación Yermal

Esta unidad litoestratigráfica fue formalmente definida por Gaucher *et al.* (1998b), comprendiendo la unidad basal siliciclástica del Grupo Arroyo del Soldado. Está compuesta principalmente por areniscas, pelitas y limolitas, y se encuentra en conformidad por debajo de la Formación Polanco. En la figura 08 se muestra el área de afloramiento de esta formación en la zona de estudio. Las características diagnósticas de la Formación Yermal según Gaucher (2000) son las siguientes:

- La unidad sobreyace con inconformidad angular erosiva sobre el basamento, y se encuentra en concordancia por debajo de la Formación Polanco.

Santiago Fort

- Una secuencia siliciclástica grano y estrato decreciente con un espesor máximo de 1500m. Los carbonatos normalmente no aparecen. No se encuentran rocas volcánicas, piroclásticas o volcanoclásticas.
- La composición de las areniscas es predominantemente subarcósica a arcósica, aunque cuarzoarenitas también se pueden encontrar.
- Las pelitas se encuentran compuestas por limolitas grises bandeadas consistiendo de Cuarzo + Illita ± Caolinita; limolitas verdes compuestas por Cuarzo + Clinocloro + Illita. La caolinita ocurre sólo en cantidades menores, especialmente hacia el tope de la formación, normalmente no en co-ocurrencia con el Clinocloro. Glauconita también se ha encontrado en puntos restringidos. Colores oscuros se observan debido a materia orgánica diseminada.
- Las limolitas bandeadas representan la litología típica de la parte superior de la Formación Yermal.
- Ocurre una fauna distintiva hacia el tope de la formación, incluyendo *Cloudina Riemkae* (Germes 1972), *Titanotheca Coimbrae*, *Waltheria Marburgensis*, *Soldadutubulus Siderophoba* (Gaucher y Sprechmann 1999) y *Palaediscus Mendezalzolai*.

Formación Polanco

Gaucher *et al.* (1996) definió formalmente a la Formación Polanco asignándola al Grupo Arroyo del Soldado, siendo compuesta principalmente de calizas grises laminadas. En la figura 08 se muestra su área de afloramiento en la zona de estudio. Las características diagnósticas según Gaucher (2000) son:

- La unidad sobreyace en conformidad a la Formación Yermal, subyace en conformidad a la Formación Cerro Espuelitas en las secciones más profundas, y a la Formación Barriga Negra en las secciones más someras.
- Las litologías típicas son calizas dolomíticas grises, de grano fino, con alternancia rítmica de láminas o estratos de caliza y dolomía. Se encuentra comúnmente calizas puras y también dolomías.
- Los colores de las calizas son típicamente grises, con colores más oscuros en la base, pasando a colores claros hacia el tope. Las dolomías meteorizadas comúnmente toman tonos naranjas o amarillos, debido al contenido de hierro de la dolomita; mientras que las calizas meteorizadas toman tonos grises. No se observaron estromatolitos.

Santiago Fort

- Se encuentran cantidades variables de clastos terrígenos bien redondeados (principalmente cuarzo). No se observaron bioclastos.
- La unidad también se caracteriza por una asamblea de poca diversidad de acritarcas (asamblea *Leiosphaeridia-Lophosphaeridium-Sphaeridium*).

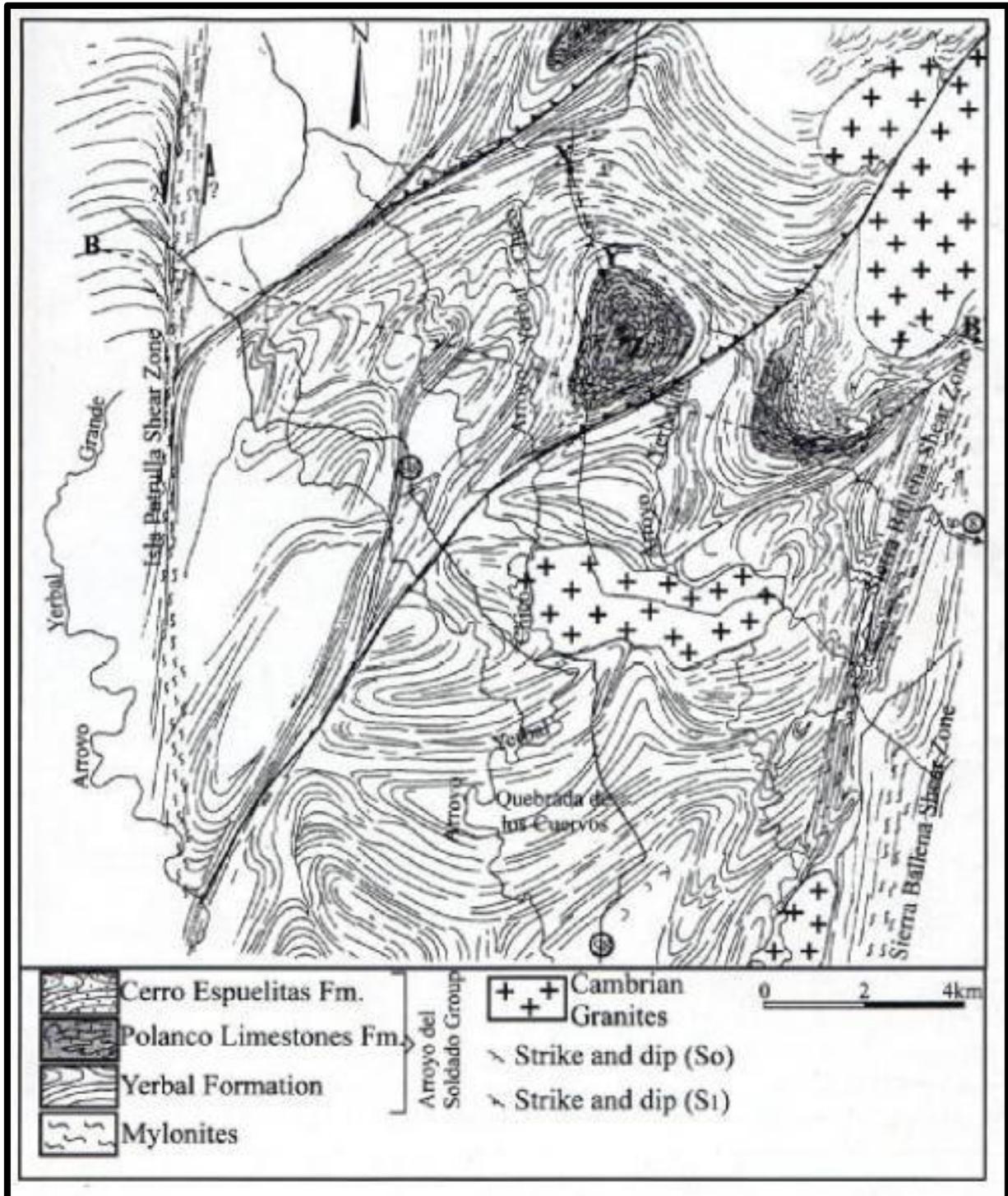


Figura 08. Mapa Geológico de la zona de estudio. Tomado de Gaucher (2000).

Formación Cerro Espuelitas

La Formación Cerro Espuelitas fue formalmente definida por Gaucher *et al.* (1996) incluyendo casi exclusivamente depósitos químicos y siliciclásticos de grano fino. Está compuesta principalmente por lutitas negras, poco carbonato, BIF y chert, en conformidad sobre la Formación Polanco. En la figura 08 se muestra su área de afloramiento en la zona de estudio. Las características diagnósticas según Gaucher (2000) son:

- La unidad se encuentre en conformidad por encima de las Formaciones Polanco y Barriga Negra, y se encuentra subyaciendo en concordancia con la Formación Cerro San Francisco.
- Consiste de una alternancia de lutitas negras y limolitas, BIF, chert, brechas y en menor proporción estratos de carbonatos hacia la base. Los depósitos siliciclásticos dominan en la base y el tope de la unidad, los depósitos químicos (chert y BIF) ocurren principalmente hacia la parte media de la unidad. Alcanza espesores de más de 1200m.
- BIF ocurren en la formación con un máximo de 35% en contenido de óxido de hierro.
- Lutitas ferruginosas y limolitas son típicas de esta unidad, así como las lutitas negras carbonosas.
- Espesores de depósitos chert de hasta de 400m son también típicos de esta formación, no ocurriendo en ninguna otra formación del Grupo Arroyo del Soldado.

Granito Guazunambí

El granito Guazunambí es un macizo alargado de dirección N20°E que abarca un área aproximada de 44,5 km². Este granito se encuentra intruyendo al Grupo Lavalleja (*sensu* Sánchez Bettucci *et al.* 2010b) o Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher 2000), y hacia su borde este se encuentra en contacto con la zona de cizalla de Sierra Ballena (Preciozzi *et al.* 1979). Según Preciozzi *et al.* (1985) se trata básicamente de un leucogranito medio a grueso de color rosado con escasos accesorios. Se lo considera en términos generales isótropo, no obstante se han observado facies de borde ligeramente orientadas. Es una roca granuda compuesta por microclina, oligoclasa, cuarzo y biotita. La microclina es de color rosado intenso y es el mineral más abundante, desarrollando cristales de 1 a 3 cm que incluyen a los otros componentes mineralógicos.

La oligoclasa es escasa y se desarrolla en cristales pequeños de color pálido. El cuarzo, en un contenido del 30 %, es de color grisáceo y se desarrolla en granos de hasta 5 mm. La biotita forma grupos de cristales de 2 a 3 mm de diámetro.

Cerca del borde oriental se observan enclaves lenticulares centi- a decimétricos de calizas y micaesquistos. Los fenómenos tectónicos son más importantes en el borde oriental en contacto con las cataclasitas y faja de milonitas de Sierra Ballena.

Según Bossi y Navarro (2000) la fracturación dominante es N50E con direcciones principales separadas aproximadamente 150 metros entre sí. La faja milonítica que afecta este macizo en su borde oriental tiene rumbo N20E y desarrolla líneas tectónicas en un ancho variable entre 300 y 400 metros dentro del macizo granítico. Estos autores sugieren que las líneas de fractura no son de origen tectónico sino que se han generado durante la etapa de enfriamiento del cuerpo granítico, como se muestra en la figura 09.

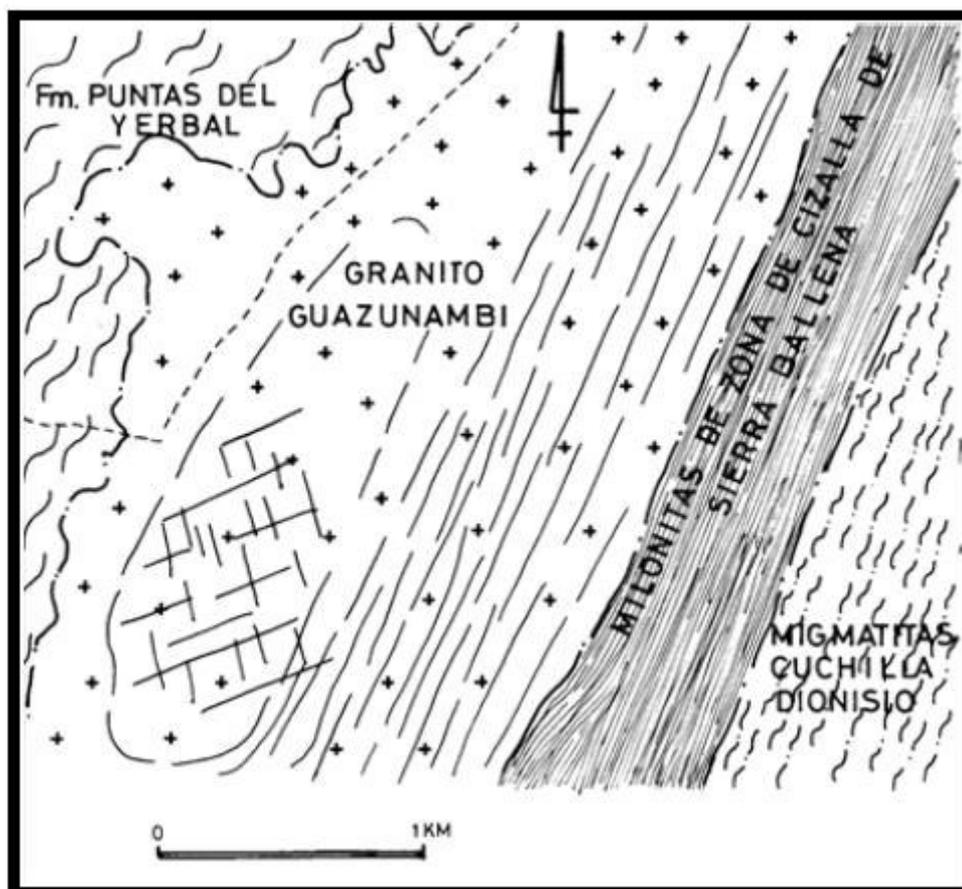


Figura 09. Tomada de Bossi y Navarro 2000. Líneas de fractura del macizo Guazunambí.

A medida que se alcanza la parte central del macizo, las bochas aflorantes aumentan de tamaño por disminuir el diaclasado debido a un enfriamiento más lento y homogéneo. En esta zona las bochas alcanzaban durante los estudios preliminares más de 5 metros de diámetro.

Dentro de este granito Preciozzi *et al.* (1985) observaron algunas diferenciaciones de un granito anfibólico-muscovítico, de grano medio, de colores blanco y rosado. En el borde sur, en contacto con las litologías del Grupo Lavallega se desarrollan corneanas de grano muy fino de color negro. Kawashita *et al.* (1999) obtuvo una edad Rb/Sr de 532 ± 11 Ma para este granito.

Granito Policlínica

El granito Policlínica se localiza al sur del granito Guazunambí. Según Preciozzi *et al.* (1985) se trata de un macizo ligeramente alargado en dirección EW, abarcando aproximadamente $9,5 \text{ km}^2$ y desarrollándose en el medio de la secuencia volcano-sedimentaria del Grupo Lavallega. Consiste en un granito de color rosado, de grano medio a grueso, isoxenomórfico, con 15% de ferromagnesianos, fundamentalmente biotita y/u hornblenda. Morfológicamente determina zonas de pedregosidad elevada y afloramientos en bloques redondeados a veces de hasta algunos metros.

Granito Yerbal

El granito Yerbal se encuentra ubicado al sur del granito Policlínica. Según Preciozzi *et al.* (1985; 1989) se trata del más extenso cuerpo granítico que ha hecho intrusión en el área. Este macizo se presenta bajo la forma de un gran cuerpo alargado con una dirección de su eje mayor NS, abarcando un área aproximada de $90,5 \text{ km}^2$. Fue descrito por Preciozzi *et al.* (1985) como un granito de color rosado, de grano grueso isoxenomórfico en las áreas centrales, presentando cierta esquistosidad hacia los bordes (facies de borde), con naturaleza calcoalcalina, y con 25% de ferromagnesianos (hornblenda + biotita). Estos mismos autores mencionan que se observan ocasionalmente diferenciaciones con mayor concentración de minerales máficos, y excepcionalmente se han encontrado diferenciaciones de un granito de grano medio biotítico de color gris. La masa principal es relativamente isótropa presentando una textura granuda isoxenomórfica, generalmente con una alteración superficial más o menos importante. Existen enclaves, algunos de gran tamaño de calizas, esquistos y rocas básicas verdes.

Santiago Fort

Inmediatamente al sur del granito Yermal, separado por una faja metamorfitas, se desarrolla otro pequeño macizo granítico ovoidal también con una dirección de su eje mayor NS. En este caso se trata de un granito calcoalcalino de grano medio hornblendo biotítico de color rosado, relativamente isótropo de textura granuda isoxenomorfa. El porcentaje de minerales máficos oscila entre 15 a 30%. En términos generales es similar al granito Yermal, a pesar de lo cual se lo ha cartografiado independientemente.

RESULTADOS

Geología y Petrografía

Para la descripción geológica de los tres cuerpos graníticos se relevaron 63 puntos de campo, la descripción petrográfica se realizó en base a 17 láminas delgadas representativas de los cuerpos graníticos (tabla III).

Se realizó un conteo modal en las láminas delgadas de cada uno de los granitos, este conteo se utilizó simplemente como guía para la estimación de las abundancias minerales presentes en cada cuerpo granítico, pues no se contó con un número de láminas delgadas necesario para que el conteo modal presente validez estadística (Van Der Plas y Toby 1965).

Tabla III. Tabla con la cantidad de láminas delgadas descrita para cada cuerpo.

Cuerpo Granítico	Nº de Láminas delgadas
Guazunambí	4
Policlínica	4
Yermal	9

Granito Guazunambí

Relaciones de Campo

Este cuerpo presenta afloramientos de forma variable (figura 10), desde ligeramente chatos y levemente angulosos a bochas bien redondeadas de mayor tamaño, alcanzando hasta los 3 o 4 m de diámetro (según Bossi y Navarro 2000 pueden superar los 5m de diámetro) (figura 10c). La densidad de afloramientos es buena y la vegetación poco espesa.

Santiago Fort



Figura 10. (A) Aspecto de los afloramientos del granito Guazunambí. (B) Afloramiento mostrando superficies aplanadas e irregulares. (C) – Afloramiento en bochas de gran tamaño (aproximadamente 2m de diámetro).

Descripción Mesoscópica

En términos generales se trata de un granito leucócrata de color rosado, sin signos claros de alteración y mostrando fracturación en todo el cuerpo, siendo más abundante en la zona norte, cercana a la zona de cizalla de Sierra Ballena, con dirección promedio N50E, y disminuyendo hacia el centro del cuerpo.

En muestra de mano presenta una textura isótropa, fanerítica, inequigranular, holocristalina, hipidiomórfica, de tamaño medio a grueso (ver figura 11). Se encuentra compuesta principalmente por feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasa y biotita. El cuarzo es el mineral que desarrolla mayor tamaño (pudiendo alcanzar entre 8 y 13mm), se encuentra xenomorfo. Los máficos representan el 10% aproximadamente y se presentan como aglomeraciones de biotita y opacos con diversos tamaños y geometrías, desde alargadas a acumulaciones subredondeadas de gran tamaño (hasta 1.5cm en algunos casos). Es común encontrar estas acumulaciones asociadas a la fracturación.

Hacia el borde este del cuerpo, en contacto con la zona de cizalla Sierra Ballena, se observa clivaje de fractura subparalelo a la zona de cizalla. Cuando se lo encuentra altamente alterado este granito pierde cohesión y toma colores claros, de rosado pálido a casi blanco.

El granito en toda su extensión no presenta cambios faciologíaicos destacables, se considera que la mayor variación dentro de este cuerpo se presenta simplemente como cambios en la fracturación y deformación, asociados a la cercanía con la zona de cizalla Sierra Ballena en el borde este del granito.



Figura 11. Imágenes de muestra de mano del granito Guazunambí. Izquierda la muestra más alejada de la zona de cizalla Sierra Ballena. Derecha la muestra más cercana a la zona de cizalla, obsérvese la diferencia en deformación.

Petrografía

La observación microscópica indica la presencia de cuarzo, feldespatos, micas, minerales opacos, y minerales accesorios tales como esfeno, circón, y epidoto. El cuarzo es abundante (alcanzando el 25%), de aspecto xenomorfo y con dimensiones entre 0,3mm y 1,7mm, mostrando claros signos de deformación en los cristales a través de extinción ondulante y fracturación elevada (figura 12). Es común encontrar en zonas cercanas a la zona de cizalla Sierra Ballena bordes suturados en los contactos de los cristales y un aumento en la recristalización del cuarzo. También es posible observar cristales de menor tamaño mostrando juntas triples.

Las plagioclasas ocurren con abundancia aproximada del 25% y con dimensiones de entre 0,4mm y 2mm. Se encuentran subautomorfas, con fracturación importante, mostrando extinción ondulante y en algunos casos se pueden encontrar cristales donde se observa el maclado polisintético muy deformado (figura 13). También aparecen fenómenos de alteración secundaria (sericitización) de los cristales de plagioclasa, aunque poco abundante.

Los feldespatos alcalinos, se encuentran en proporción mayor de aproximadamente un 36%. Están representados por ortosa como feldespato alcalino dominante y cristales de microclina de menor tamaño y en menor proporción. Sus dimensiones varían entre 0,3mm y 3mm. En conjunto presentan geometría subautomorfa a xenomorfa, observándose fenómenos de sericitización en los cristales (principalmente en cristales de ortosa, en microclina es poco frecuente). Se observa la presencia de pertitas y antipertitas en feldespatos de gran tamaño. Es poco frecuente la presencia de inclusiones redondeadas de cuarzo en los feldespatos alcalinos.

Cristales de biotita en abundancias de 8% de diversos tamaños ($\leq 0,8\text{mm}$) son observados. Se distingue la ocurrencia de biotita primaria en cristales alargados subautomorfos y dispersos en la muestra. En algunos casos se observa un cambio en su coloración, pasando de color verde en el centro a marrón en el borde, posiblemente evidenciando procesos de oxidación. Asimismo se observó biotita secundaria ocurriendo como relleno de fracturas, y asociada a minerales opacos.

La muscovita se encuentra en la roca en muy baja proporción ($> 2\%$). Se presenta xenomorfa, con tamaño pequeño, y se encuentra dispersa en la roca y asociada a fracturas. Muchas veces aparece junto con sericita.

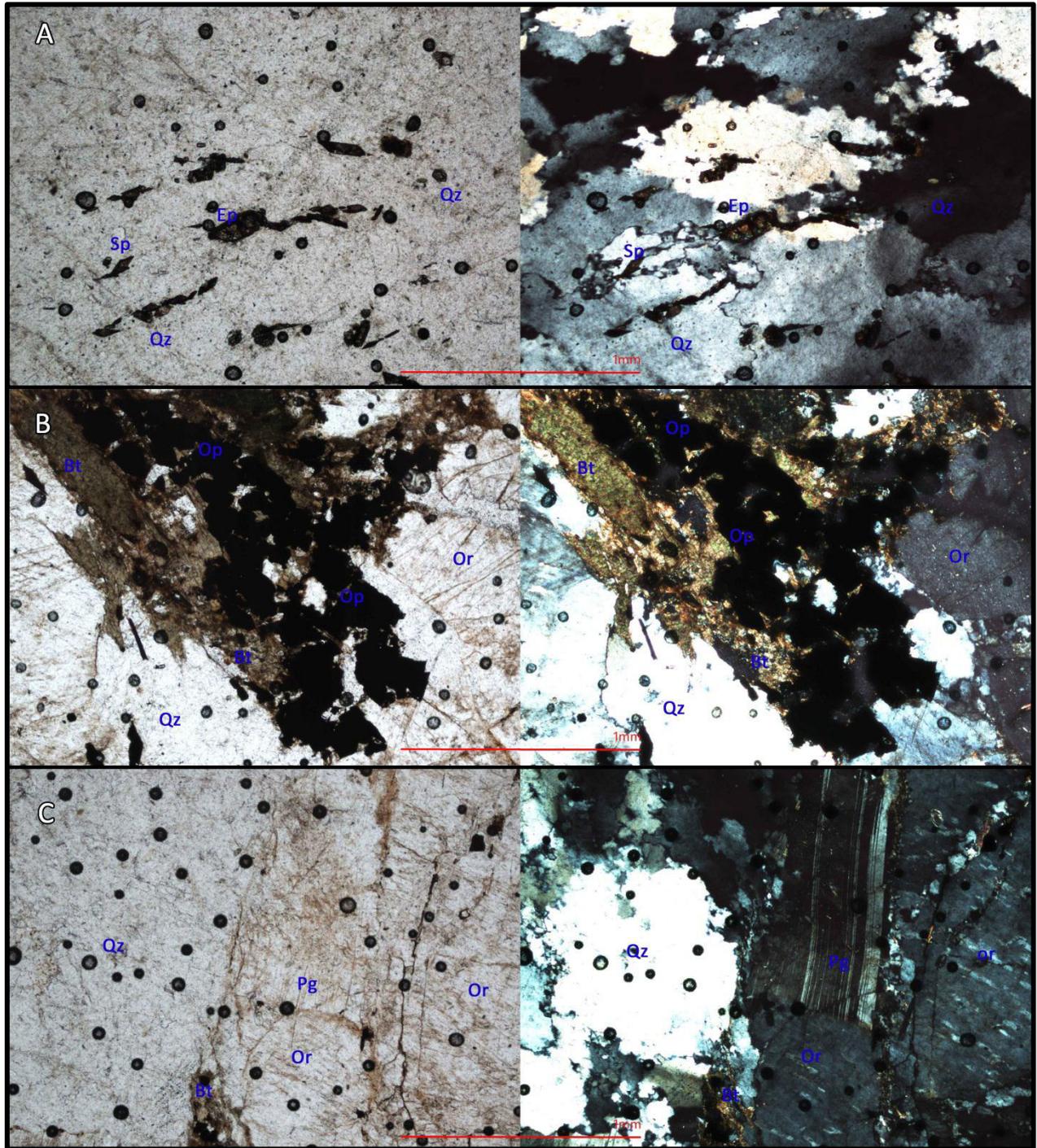


Figura 12. Fotomicrografías - Izquierda Luz Natural (LN), derecha Luz Polarizada (LP). (a) Conjunto de cristales de cuarzo deformados, con bordes suturados y recrystalizados, con inclusiones de esfeno y epidoto. Este grupo de cristales de cuarzo en muestra de mano se observa como un único cristal de mayor tamaño. (b) Aglomeración de minerales opacos rodeados por biotita. (c) Plagioclasa deformada y cristales de cuarzo y ortosa mostrando recrystalización de sus bordes.

Dentro de los minerales accesorios se observó esfeno automorfo como inclusión en cristales de cuarzo, feldespato potásico y biotita (figura 12a). También hay epidoto automorfo, y circón

Santiago Fort

subautomorfo a automorfo disperso en menor proporción. La roca no muestra gran variedad de opacos encontrándose únicamente cristales de magnetita subautomorfa a automorfa, de geometría rectangular a cúbica, en una proporción de aproximadamente 4% dispersos en la roca, aunque es común encontrarlos aglomerados y asociados con biotita rellenando fracturas.

Las relaciones geométricas de los diferentes minerales definen una textura fanerítica de tamaño de grano medio, inequigranular alotriomórfica (a subhipidiomórfica), con una fracturación elevada. De acuerdo con las características mineralógico-texturales, corresponde a un monzogranito/sienogranito (ver figura 25).

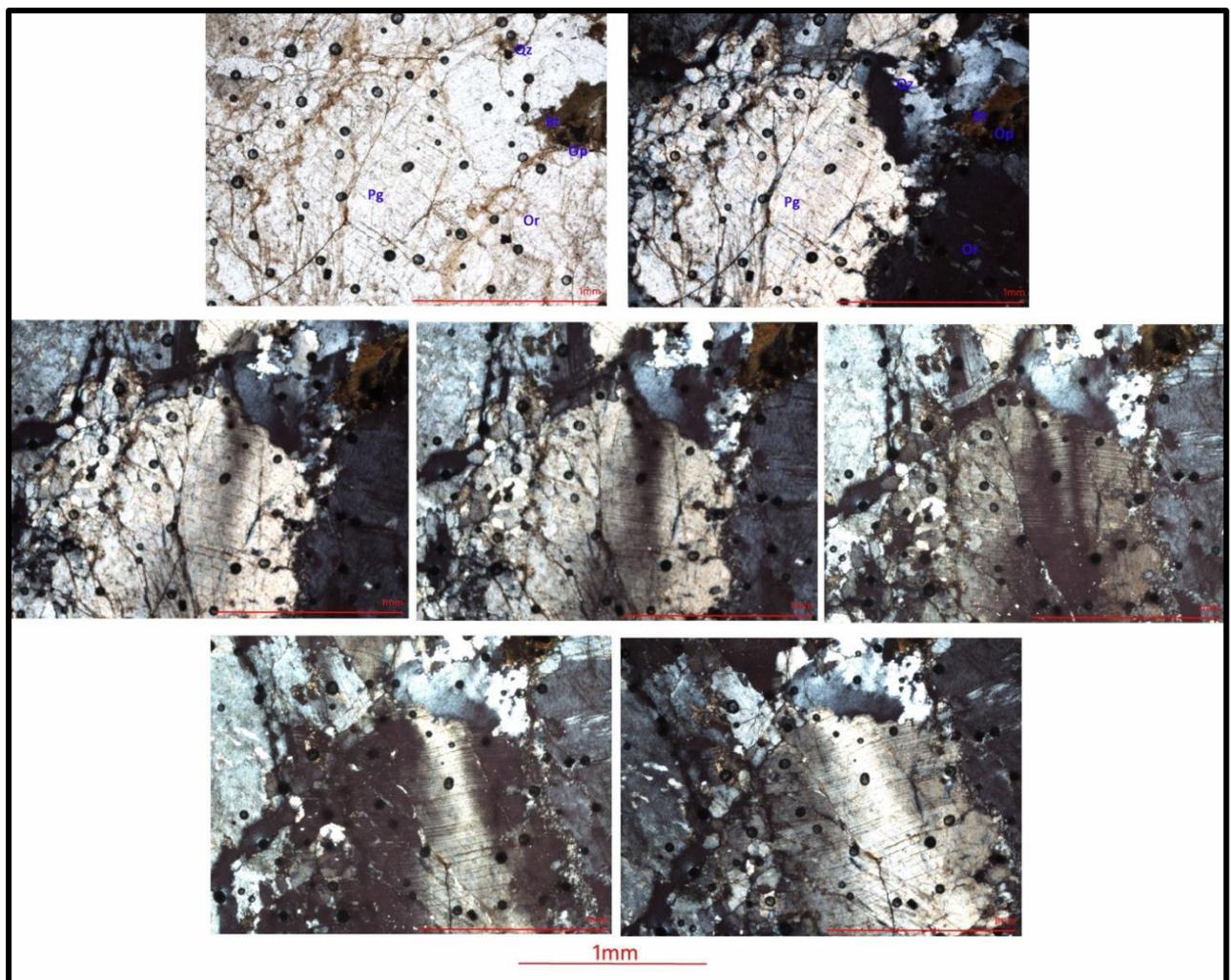


Figura 13. Serie de fotomicrografías de un cristal de Plagioclasa donde se muestra extinción ondulosa que resalta como la macla polisintética se encuentra deformada.

A medida que nos alejamos de la zona de cizalla de Sierra Ballena se observa variación en el tamaño de los cristales del cuerpo. En las láminas delgadas correspondientes a sectores cercanos a esta zona de cizalla se observa que el tamaño de los cristales es menor, mostrando mayor fracturación, deformación y recristalización en bordes de cristales de cuarzo, acompañado por un aumento de la deformación del resto de los minerales. En sectores más alejados de la zona de cizalla, se observan cristales de mayor tamaño y con menor signo de deformación.

Granito Policlínica

Relaciones de campo

El granito Policlínica se localiza a 6km al sur del granito Guazunambí. Este granito se encuentra generalmente no alterado aunque en sectores es posible encontrarlo muy meteorizado. Muestra poco diaclasado y sin dirección preferencial. Es común encontrar diques aplíticos y de cuarzo con espesores diversos (desde los 2 cm hasta los 25 cm de espesor) recortándolo, siendo los diques aplíticos los que alcanzan el mayor espesor (figura 15). Los afloramientos se encuentran principalmente espaciados, redondeados a bochosos, y de tamaño pequeño. La vegetación es más abundante y espesa sobre este granito (figura 14).

Descripción Mesoscópica

En general se trata de un cuerpo granítico leucócrata de color rosado claro. Presenta una textura isótropa, fanerítica, inequigranular, hipidiomórfica, holocristalina, de tamaño de grano medio a grueso (figura 16). La roca se encuentra compuesta por cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa y biotita.

Los cristales de cuarzo son xenomorfos, de tamaño medio a grueso, y son los cristales que desarrollan el mayor tamaño en la roca alcanzando los 8mm. Los feldespatos son de tamaño ligeramente menor (5mm el cristal de mayor tamaño) y se encuentran principalmente subautomorfos.

La biotita se encuentra en baja proporción con respecto al resto, dispersa y sin una orientación preferencial.

Se puede observar una variación en el tamaño de grano en el cuerpo hacia los bordes, mostrando una textura de grano medio a fino, conjuntamente, se observa particularmente sobre el borde del

cuerpo cristales de plagioclasa alargados automorfos de color verde pálido (alterados) de hasta 4mm de largo.



Figura 14. Aspecto de los afloramientos del granito Policlínica.

Santiago Fort



Figura 15. Afloramiento del granito Policlínica, se observa el granito muy alterado, y recortado por venas de cuarzo.

En algunos sectores se observan diques graníticos de color rosado claro, así como también diques cuarzosos de espesores variables no superando los 8cm de espesor. Los diques graníticos se caracterizan por ser aplíticos, no muestran signos intensos de alteración ni aparente deformación y su composición es similar a la de la roca huésped. La fracturación del granito no es elevada y en este macizo no se observan cambios faciológicos para destacar.



Figura 16. Imagen de muestra de mano del granito Policlínica mostrando la textura típica del cuerpo.

Petrografía

La observación microscópica indica la presencia de cuarzo, feldespatos, micas, minerales opacos, y circón como mineral accesorio. El cuarzo ocurre xenomorfo con dimensiones entre 0,2mm y 1,3mm, en una abundancia aproximada de 30%, y mostrando extinción ondulante y fracturación (figura 17). Es posible encontrar cristales mostrando contactos rectos, hasta leve recristalización en los bordes. Se puede encontrar cuarzo como inclusión redondeada en plagioclasas y feldespatos alcalinos.

Los cristales de plagioclasas alcanzan aproximadamente el 25% en abundancia, sus dimensiones varían entre 0,3mm y 2,2mm, se encuentran subautomorfas observándose en ellas deformación como extinción ondulante. Además, es posible encontrar cristales con macla polisintética acuñada. Es común encontrarlas fracturadas y presentando fenómenos de sericitización.

Los feldespatos alcalinos ocurren con una abundancia de 38%. Están representados por microclina y en menor proporción ortosa. Sus dimensiones pueden alcanzar los 3mm o 4mm, se encuentran mostrando extinción ondulante, fracturación, y es común observar perfitas. Se observan fenómenos de sericitización, y en conjunto presentan geometría xenomorfa, en raras ocasiones presentan inclusiones de circón.

Las micas están representadas por cristales de muscovita y biotita. La muscovita se observa con geometría xenomorfa sin orientación preferencial dispersa en la muestra. También ocurre como mineral secundario rellenando fracturas junto a sericita, y en abundancia menor al 1%. La biotita principalmente xenomorfa se encuentra en una abundancia del 2%, es de pequeño tamaño (submilimétricas), y no muestra una orientación preferencial. Presenta tonalidades amarronadas, y aparece dispersa como biotita primaria, o asociada a opacos y fracturas cuando se trata de biotita secundaria.

En cuanto a los opacos se determinó presencia de magnetita mostrando geometría predominantemente rectangular. Se encuentra principalmente dispersa en la roca y rodeada generalmente por biotita, aunque se la puede encontrar formando pequeñas aglomeraciones y asociada a pequeñas fracturas. Además se observó la presencia de oxidación asociada a los bordes de plagioclasas y a pequeñas fracturas. Como mineral accesorio se observa escaso circón subhedral como inclusión en los minerales principales.

Santiago Fort

Las relaciones geométricas de los diferentes minerales definen una textura fanerítica, de tamaño de grano media, inequigranular, alotriomórfica a subhipidiomórfica. De acuerdo a las características petrográficas observadas se trata de un monzogranito/sienogranito (figura 25).

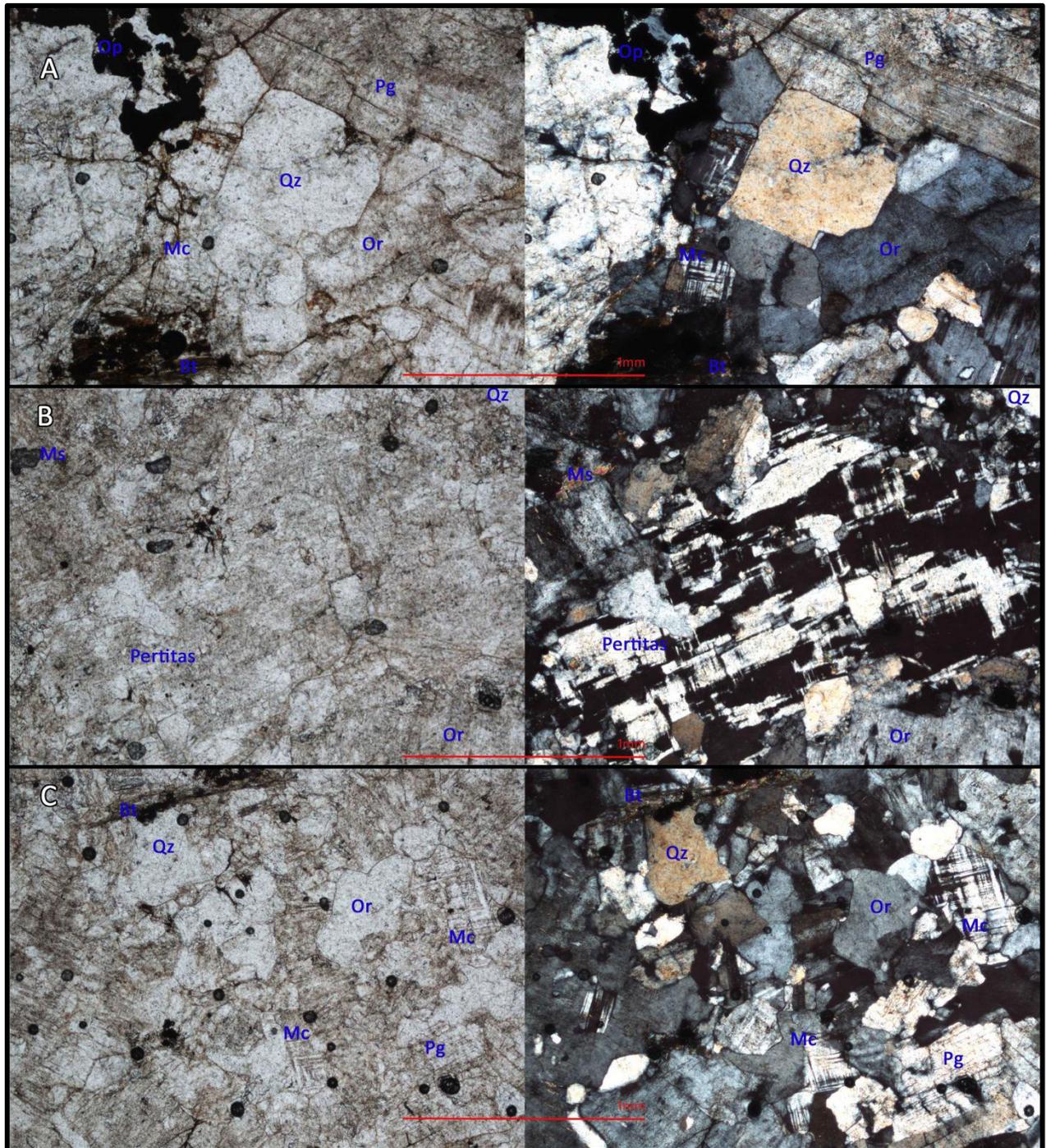


Figura 17. Fotomicrografías del granito Policlínica, Izquierda LN, derecha LP. (A) - Textura típica del granito. (B) - Obsérvese la variación del tamaño de cristales y la presencia de perfitas de gran tamaño en cristales de microclina. (C) - Obsérvese la mayor variación en el tamaño de los cristales.

Granito Yermal

Relaciones de campo

El granito Yermal se encuentra ubicado 5km al sur del granito Policlínica. Ocurre intruyendo la porción norte del Grupo Lavallega (*sensu* Sánchez Bettucci *et al.* 2010b) y su borde noreste limita con la zona de cizalla de Sierra Ballena (Preciozzi *et al.* 1985).

Los afloramientos del granito Yermal son principalmente aplanados y de gran tamaño, aunque en zonas donde el granito se encuentra diaclasado el tamaño de los afloramientos es menor (ver figura 18a). En comparación con los demás cuerpos graníticos estudiados, este presenta mayor alteración general, y la vegetación es poco abundante.

Es posible encontrar en el granito Yermal un aumento de la alteración desde el sur al norte, y ligera foliación y fracturación, cerca del borde noreste del cuerpo de dirección paralela o subparalela a la zona de cizalla. Además, se encuentra recortado por diques graníticos de entre 1cm a 35cm de espesor, siendo desde pegmatoides a aplíticos, y presentando menor proporción de minerales máficos que el granito (ver figura 18b).

Cercano al borde este, en la zona central, se observó una variación litológica debido a una mayor abundancia de minerales máficos, principalmente biotita, y presentando mayor alteración. Hacia el borde sureste se encuentra el contacto con anfibolitas de color negro a gris oscuro del basamento. En estos contactos se desarrolla una variación cuarzo-feldespática del granito que muestra alta tenacidad.

Descripción Mesoscópica

En términos generales, el granito Yermal es un granito leucócrata de color rosado claro, sin deformación, y con signos leves de alteración. En las porciones alteradas el granito se vuelve levemente friable (figura 19). Hacia el sur, se lo encuentra con escasa alteración intempérica otorgándole una tenacidad elevada.

Las observaciones de campo permitieron distinguir dos facies en este cuerpo. Una principal y mayoritaria, descrita aquí como facies de monzogranito rosado equigranular fanerítico con variaciones a nivel de diaclasado y contenido de biotita secundaria; y otra circunscripta al contacto con el basamento anfibólico, descrita aquí como facies leucogranítica de color blanco.

Santiago Fort



Figura 18. (a) - Aspectos de los afloramientos del granito Yermal ligeramente redondeados y planos. (b) - Afloramientos del granito Yermal donde se observa variación del granito con mayor abundancia de biotita, siendo recortado por un dique aplítico.

Facies de monzogranito rosado

Se caracteriza por presentar una textura isótropa, fanerítica, hipidiomórfica, holocristalina, inequigranular, de tamaño medio, compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los cristales de cuarzo y plagioclasa son los de mayor tamaño alcanzando los 5 a 6mm. Los feldespatos se encuentran en cristales automorfos a subautomorfos de tamaño medio.

La biotita no se desarrolla en gran tamaño pero se manifiesta en pequeños cristales que alcanzan los 2mm y se encuentra en abundancias que alcanzan el 10%. Es común encontrarla asociada a opacos y fracturas.

En algunos sectores del cuerpo se pueden encontrar diques graníticos que recortan al cuerpo. Estos diques van desde pegmatoides a aplíticos, con espesores variables desde centimétricos a pocos decímetros, con menor proporción de máficos, y mayor tenacidad que la roca caja. Hacia el borde este del cuerpo, ocurre leve deformación definida por la existencia de orientación mineral, principalmente observada en cuarzos y micas.



Figura 19. Imágenes de muestra de mano del granito Yermal.

En el borde centro-este del granito Yermal fue observado un aumento en el contenido de minerales máficos, principalmente biotita (mayor al 30%) y opacos, adquiriendo la roca un color verdoso y mostrando mayor nivel de alteración (figura 20). En estas porciones el granito presenta textura fanerítica, hipidiomórfica, holocristalina, inequigranular, de tamaño medio a fino. Los feldespatos, en general, y el cuarzo se encuentran xenomorfos de tamaño medio (aproximadamente 2mm). La biotita se encuentra dispersa, en pequeños cristales xenomorfos ($\leq 1\text{mm}$), y también rellenando fracturas. Debido a que este aumento de minerales máficos ocurre como un fenómeno local, esta variación no se consideró suficiente como para separarla en una facies diferente a la principal.

Santiago Fort



Figura 20. Imágenes de muestra de mano de la variación de la facies de monzogranito rosado con mayor proporción de biotita. A la izquierda granito alterado en contacto con un dique aplítico. A la derecha granito con mayor alteración.



Figura 21. (A) - Imágenes de muestra de mano de la facies leucogranito blanco. (B) - Obsérvese los cristales de turmalina en la matriz cuarzosa. (C) - Obsérvese el contacto entre el granito y el enclave anfibólico.

Facies de leucogranito blanco

En el borde sur-este del granito Yermal se encontraron xenolitos de basamento, algunos de gran tamaño. En los contactos entre la facies de monzogranito rosado y este tipo de xenolitos se genera en algunas zonas, una variación del granito que toma una coloración gris blanquecina (leucócrata), sin deformación aparente, sin alteración y mostrando muy alta tenacidad. A pesar de ser también un fenómeno localizado, es considerada aquí como otra facies (figura 21).

Esta facies se caracteriza por presentar textura fanerítica gruesa holocristalina hipidiomórfica, compuesta por cristales de gran tamaño (alcanzando los 1,5cm) de feldespato y cuarzo. También ocurre biotita en muy pequeña proporción (menor al 1%), y grandes cristales alargados de turmalina de hasta 8mm de largo dispersos en la roca.

Petrografía

Facies de monzogranito rosado

La observación petrográfica indica la presencia de abundante cuarzo xenomorfo alcanzando el 25% de abundancia, y con tamaños que varían entre 0,25mm y 2mm. Se lo encuentra fracturado y mostrando signos de deformación, con extinción ondulante, en algunos casos bordes suturados y siendo posible observar recristalización en los bordes de los cristales (figura 22).

Las plagioclasas se encuentran principalmente subautomorfas en una abundancia aproximada del 23%, con dimensiones entre 0,5mm y 2,5mm, fracturadas, con extinción ondulante y en algunos casos, con macla polisintética en forma de cuña. Los feldespatos potásicos, representados por ortosa y algo de microclina alcanzan una abundancia de 37% en conjunto, presentan geometría xenomorfa y es común observar pertitas, tanto en la ortosa como en la microclina (figura 22a).

La ortosa aparece mostrando extinción ondulosa y sus dimensiones varían entre 0,3mm y 2mm. Es frecuente también la presencia de inclusiones sub-redondeadas de cuarzo en los feldespatos (plagioclasas y potásicos). Se observan fenómenos de sericitización en los cristales de feldespato potásicos y plagioclasa, aunque no afecta a cristales de microclina.

La biotita presente en la roca alcanza el 10%, es de geometría xenomorfa-subautomorfa principalmente en tonos marrones claros. Se observa subautomorfa y dispersa en la roca cuando

se trata de biotita primaria. Se encuentra xenomorfa y asociada a fracturas o a minerales como epidoto u opacos, cuando se trata de biotita secundaria.

El mineral opaco presente es magnetita que se encuentran subautomorfa a xenomorfa, y comúnmente formando pequeños grupos donde aparecen asociados a biotita. Como minerales accesorios se observa esfeno submilimétrico, circón y epidoto, todos ellos dispersos en la roca (figura 22d). El epidoto es subautomorfo, ocurre fracturado, y es común encontrarlo asociado (generalmente rodeado) a biotita.

Las relaciones geométricas de los diferentes minerales definen una textura fanerítica, de tamaño medio, inequigranular, hipidiomórfica a subalotriomórfica. De acuerdo a las características petrográficas observadas se trata de un monzogranito/sienogranito (figura 25).

Variación de la facies de monzogranito rosado

La variación de la facies de monzogranito rosado petrográficamente indicó la presencia de cuarzo xenomorfo con abundancias de aproximada de 23%, con dimensiones entre 0,25mm y 1mm, con signos de deformación encontrándose muy fracturado y con extinción ondulante. Algunos cristales presentan zonas recristalizadas (figura 23).

La plagioclasa ocurre xenomorfa a subautomorfa, mostrando fracturación y extinción ondulante, y alcanzando el 21% de abundancia. Sus dimensiones no superan los 2mm y es común encontrar fenómenos de sericitización. Los feldespatos potásicos, representados por ortosa y en menor proporción microclina, alcanzan una abundancia de 36% en conjunto, y presentan geometría xenomorfa. La ortosa es el cristal que desarrolla mayor tamaño y aparece mostrando fracturación. Las dimensiones de los feldespatos potásicos alcanzan los 2,5mm. Es frecuente también la presencia de inclusiones sub-redondeadas de cuarzo en los feldespatos potásicos. También se observan fenómenos de sericitización de la ortosa.

La biotita es predominantemente secundaria, alcanzando el 18% en abundancia, de geometría xenomorfa submilimétrica (<0,5mm), y ocurre asociada a fracturas y a minerales como epidoto y opacos (figura 23).

Santiago Fort

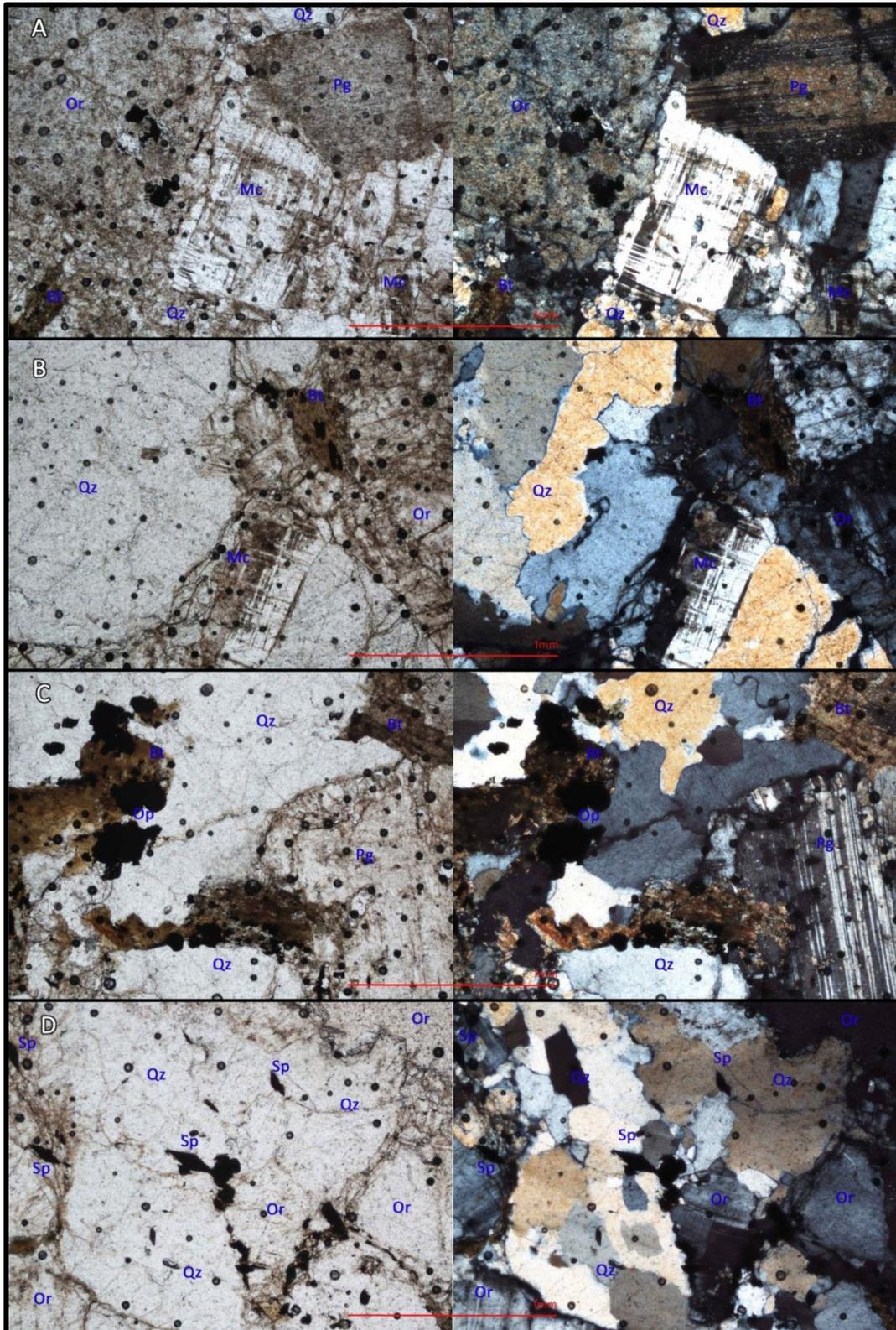


Figura 22. Fotomicrografías de la facies de monzogranito rosado. Izquierda LN, derecha LP. (A) y (B) - Cristales de Cuarzo, Microclina, Ortosa y Plagioclasa de gran tamaño. (C) - Cristales de Cuarzo, Ortosa, Plagioclasa, Opacos y Biotita xenomorfa. (D) – Cristales de Esfeno automorfos incluidos en cristales de Cuarzo y Ortosa.

Santiago Fort

Los minerales opacos se encuentran automorfos a subautomorfos y comúnmente forman pequeños grupos donde aparecen asociados con biotita. Presentan geometría cúbica a rectangular, siendo común observar pequeños bastones alargados.

Como minerales accesorios ocurre esfeno submilimétrico, generalmente se encuentra en pequeños grupos en fracturas donde se desarrolla abundante biotita, aunque puntualmente se pueden encontrar dispersos. El circón aparece en muy poca proporción y muy disperso en la roca. También se encuentra epidoto subautomorfo fracturado, asociado a biotita, y generalmente disperso en la muestra.

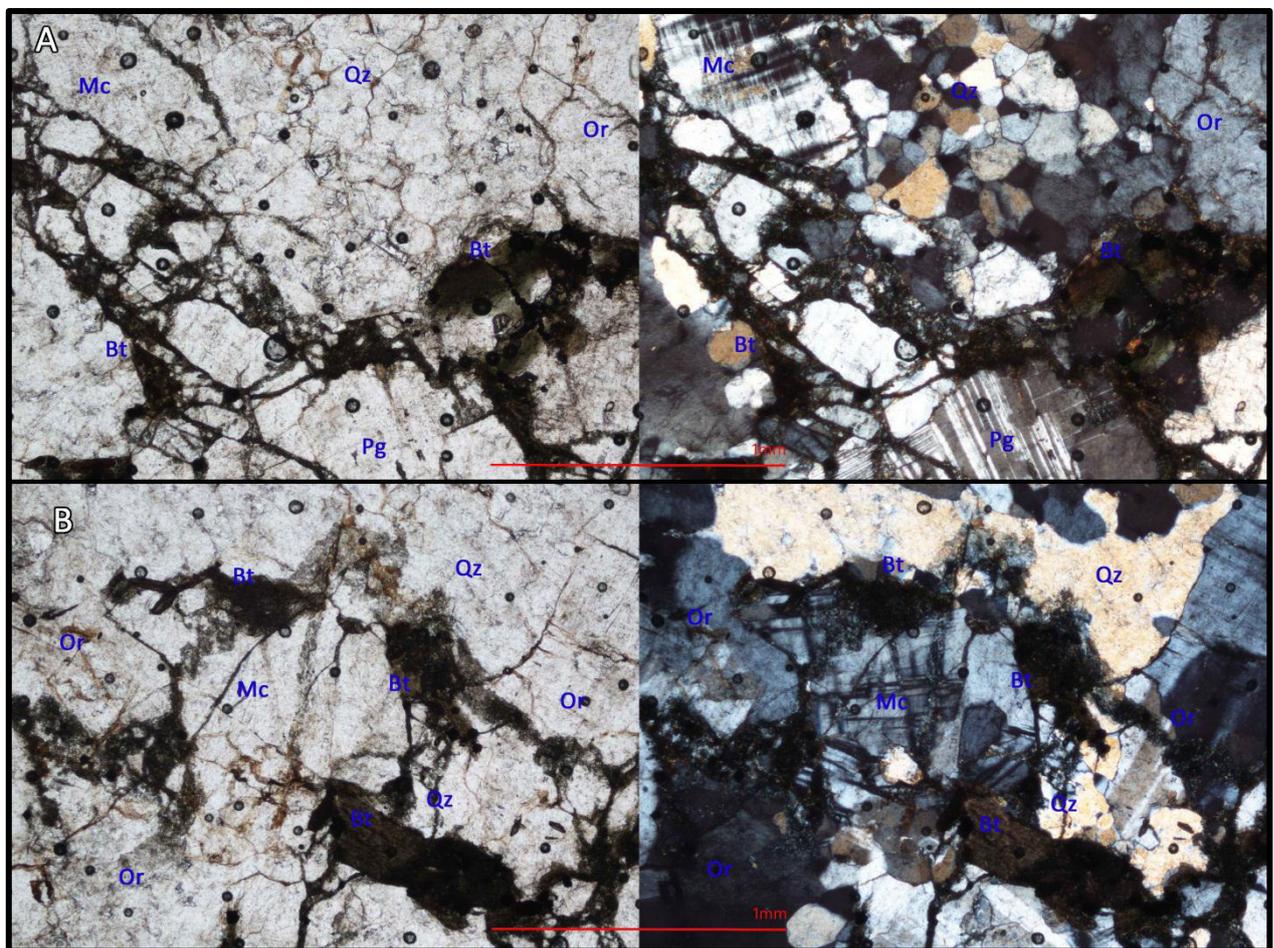


Figura 23. Fotomicrografías de la variación de la facies de monzogranito rosado. Izquierda LN, derecha LP. Obsérvese el mayor contenido en biotita y la mayor fracturación.

La textura de la roca es fanerítica, de tamaño medio de grano, inequigranular, hipidiomórfica a alotriomórfica, y fracturada. Las fracturas son abundantes y de espesores importantes (alcanzando

los 0,3 mm). De acuerdo a las características petrográficas observadas se define como sienogranito/monzogranito (figura 25).

Facies de leucogranito blanco

La observación petrográfica indica la presencia de abundante cuarzo xenomorfo alcanzando el 40% de abundancia. Se observa signos de deformación, encontrándose fracturado y con extinción ondulante, con cristales que pueden alcanzar dimensiones de hasta 5mm (ver figura 24a).

Los feldespatos potásicos, representados por ortosa y microclina alcanzan el 50% en abundancia, y se encuentran en dimensiones que llegan a 8mm. Presentan geometría xenomorfa y es común observar pertitas en la ortosa. Se observa poca alteración a sericita en los feldespatos potásicos.

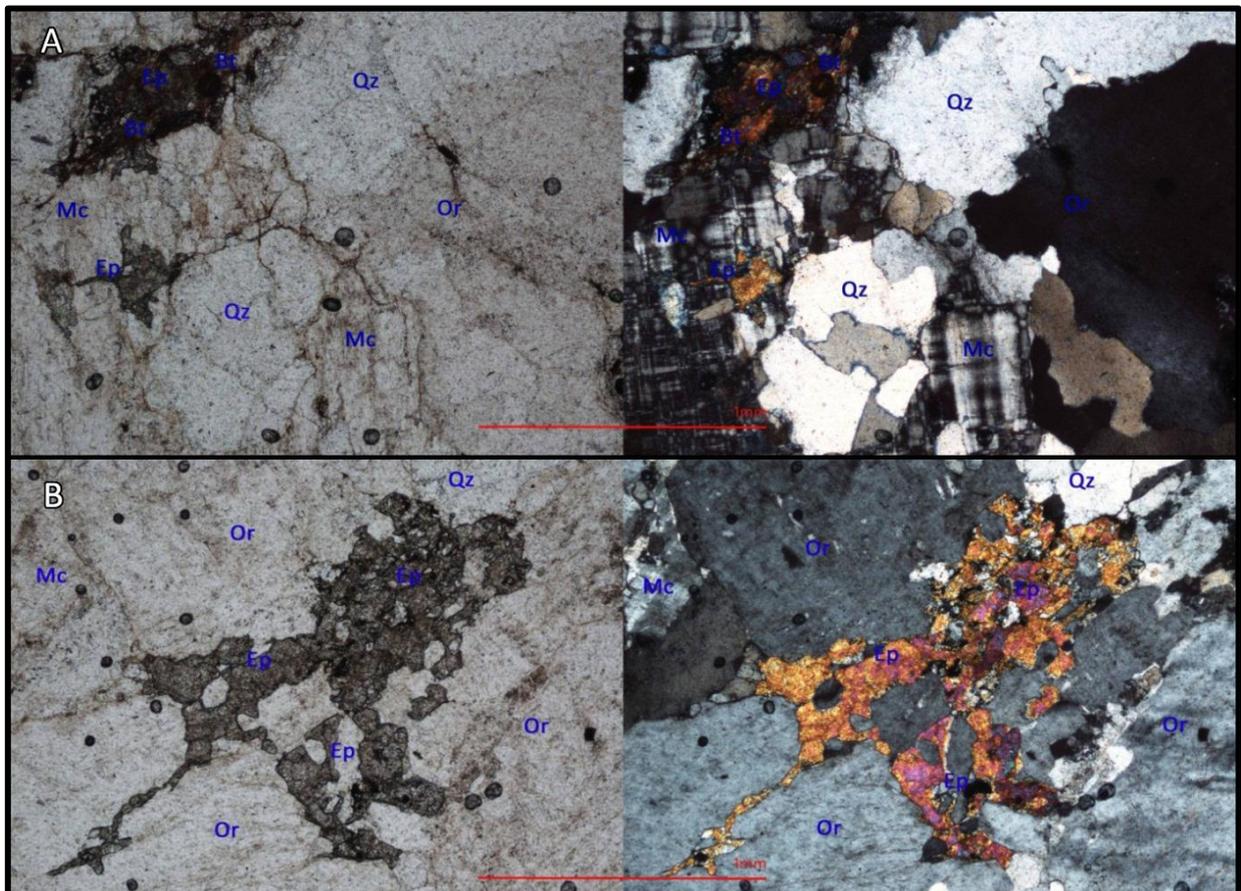


Figura 24. Fotomicrografías de la facies de leucogranito blanco. Izquierda LN, derecha LP. (A) - Textura típica de esta variación. (B) - Epidotos xenomorfos de buen tamaño

La biotita presente en la roca alcanza el 2% en abundancia, es de geometría xenomorfa, y sus tamaños no superan 1mm. Se presenta predominantemente dispersa como biotita primaria. Es

Santiago Fort

posible encontrarla asociada a pequeñas fracturas y a minerales como epidoto y opacos. Los minerales opacos no superan el 3% y se encuentran subautomorfos a xenomorfos, y comúnmente formando pequeños grupos donde aparecen asociados también a la biotita. Como minerales accesorios se observa, tanto turmalina automorfa y esfenos submilimétricos, como epidoto xenomorfo y fracturado, dispersos o asociado a biotita (ver figura 24b).

De acuerdo a las relaciones geométricas de los diferentes minerales se define una textura fanerítica, de tamaño de grano grueso, inequigranular, hipidiomórfica, ligeramente fracturada. Las características petrográficas observadas permiten clasificarla como un granito alcalifeldespático (figura 25).

Con el fin de clasificar los cuerpos se presenta en la figura 25 el diagrama QAP (Streckeisen 1974), donde muestran los valores modales promedios analizados y ajustados según conteo para cada cuerpo granítico.

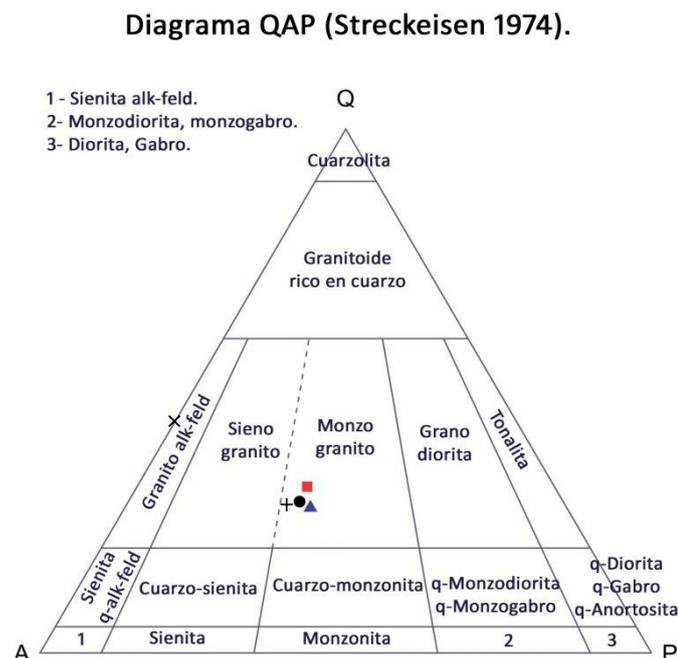


Figura 25. Diagrama QAP (Streckeisen 1974). Los resultados corresponden a datos modales ajustados según conteo. Granitos Guazunambí ▲, Policlínica ■, Yerbal ●, facies de leucogranito blanco x y variación de la facies de monzogranito rosado +

Litoquímica

En orden de clasificar, discriminar, y caracterizar este magmatismo, se realizaron análisis químicos de roca total sobre 13 muestras en el laboratorio Bureau Veritas –ACMElabs, Canadá- (ver apartado Metodología). Ocho de ellas corresponden al granito Yermal, tres corresponden al granito Policlínica y dos corresponden al granito Guazunambí. Además se integró la muestra MM-001, perteneciente al granito Guazunambí, tomada de Morales (2012). Debido a que este análisis no abarca todo los elementos estudiados en este trabajo, no aparecerá representada en varios de los diagramas utilizados.

Tabla IV. Listado de muestras analizadas para geoquímica

Muestra	SF-01	SF-02	SF-03	SF-04	SF-05	SF-06	SF-07	SF-08	SF-09	SF-10	SF-11	SF-12	SF-13	MM-01
Granito	Y	Y	Y	Y	G	Y	Y	Y	P	P	Y	G	P	G

Y: Yermal; G: Guazunambí; P: Policlínica

El Anexo 01 contiene los resultados de los análisis químicos de elementos mayores, menores y traza de los granitos estudiados. El conjunto de las muestras presenta un intervalo de suma total de componentes mayores de entre 99,22% a 99,87%. Las muestras presentan un LOI entre 0,4% y 0,9%, coincidiendo con el aspecto no alterado de los cuerpos, con la excepción de dos muestras que superan el 1% (SF-03 y SF-11) pertenecientes al granito Yermal.

Se optó como criterio de trabajo realizar el tratamiento de los datos en base anhidra. La norma CIPW (Cross *et al.* 1902) fue calculada utilizando el software libre GCDkit 3.0 (Janoušek *et al.* 2006).

Los datos químicos de los granitos fueron graficados en una serie de diagramas para clasificarlos y para ayudar en el entendimiento de su génesis y ambiente de formación. Un resumen de los diagramas utilizados en este capítulo se presenta en la tabla V, tal como fue señalado en el apartado Métodos Aplicados.

Los elementos mayores fueron utilizados para clasificar los granitos estudiados, determinar su serie y afinidad magmática, así como su composición normativa; mientras que los elementos trazas fueron principalmente utilizados para determinar su ambiente geológico.

Santiago Fort

Tabla V. Diagramas geoquímicos de elementos mayores, menores y traza utilizados en este estudio.

Tipo de diagrama	Elementos Usados	Referencia	Página
Diagramas Harker de elementos mayores y menores.	Si vs elementos mayores y menores.		54
Diagrama R1-R2 de clasificación de rocas.	R1= $4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ vs R2= $6Ca+2Mg+Al$. Calculado para proporciones catiónicas.	De la Roche <i>et al.</i> (1980).	55
Diagrama QAP de clasificación de rocas.	Diagrama ternario: Cuarzo – Feldespato Alcalino – Plagioclasa.	Streckeisen (1974).	55
Índice de saturación en Aluminio (ASI)	$(Al_2O_3)/(Na_2O+K_2O)$ vs $(Al_2O_3)/(CaO+Na_2O+K_2O)$. Relaciones molares.	Shand (1943).	56
Diagrama B-A de clasificación de rocas.	B = $Fe+Mg+Ti$ vs A = $Al-(K+Na+2Ca)$ Calculado para proporciones catiónicas.	Villaseca <i>et al.</i> (1998)	56
Diagrama de clasificación de series magmáticas.	SiO_2 vs (Na_2O+K_2O)	Irvine y Baragar (1971).	57
Diagrama AFM de clasificación de series magmáticas.	Diagrama ternario: A = Na_2O+K_2O ; F = $FeO+0.8998 Fe_2O_3$; M = MgO .	Irvine y Baragar (1971).	57
División Subalcalina.	K_2O vs SiO_2	Peccerillo y Taylor (1976).	57
División Subalcalina.	Co vs Th	Hastie <i>et al.</i> (2007).	57
Diagramas Harker de elementos traza de los granitos.	Si vs elementos traza (ppm).		60
Diagrama de clasificación de rocas de Alto-BaSr y Bajo-BaSr.	Diagrama ternario: Ba – Sr – Rb.	Tarney y Jones (1994).	61
Diagrama Spider de TTRR.	Concentración TTRR normalizado a Condritas.	Boynton (1984).	65
Diagrama Spider multielemento.	Concentración TTRR extendido normalizado a NMORB.	Sun y McDonough (1989).	65
Diagrama Spider ORG.	Concentración elemental normalizado ORG.	Pearce <i>et al.</i> (1984).	65
Diagrama de discriminación	Campos de diferentes ambientes tectónicos	Batchelor y	67

Santiago Fort

Tipo de diagrama	Elementos Usados	Referencia	Página
tectónica R1-R2.	superpuestos sobre el diagrama R1-R2	Bowden (1985).	
Diagrama de discriminación tectónica.	Diagrama ternario: Hf – Rb/30 – 3Ta.	Harris <i>et al.</i> (1986).	67
Diagrama de discriminación tectónica.	Rb vs Y+Nb. Nb vs Y. Rb vs Ta+Yb. Ta vs Yb.	Pearce <i>et al.</i> (1984)	68
Diagrama de discriminación tectónica de granitos.	FeOt/(FeOt+MgO) vs SiO ₂ . Na ₂ O + K ₂ O - CaO vs SiO ₂ . A/NK vs ASI.	Frost <i>et al.</i> (2001).	68

Elementos Mayores y Menores

Todas las muestras analizadas recorren un espectro relativamente amplio de contenido en sílice, desde 66% a 76% (tabla VI). El granito Policlínica presenta los mayores valores con un rango de contenido en sílice de 74% a 76%; mientras que los granitos Yerbal y Guazunambí tienen un rango de contenido en sílice menor de entre 66% a 72%. En la figura 26 se muestran los diagramas de Harker de elementos mayores versus sílice para los tres granitos.

Se observan tendencias negativas para Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, K₂O, TiO₂ y P₂O₅, y tendencia positiva sólo para el Na₂O. El CaO y MnO se muestran como una nube de puntos dispersos. Es de notar los bajos contenidos de MgO (<1,30%), TiO₂ (<0,65%), MnO (<0,05%) y P₂O₅ (<0,4%), y altos valores de K₂O + Na₂O (8,64% – 10,12%) y Al₂O₃ (entre 13,83% y 15,20%).

La relación K₂O/Na₂O es variable; mientras que los granitos Yerbal y Guazunambí muestran razones altas (promedios 1,82 y 1,46, respectivamente), el granito Policlínica muestra valores notoriamente más bajos (entre 0,79 – 1,09).

En general, se observa siempre que el granito Policlínica es el que muestra los valores más altos para Na₂O, y más bajos para el resto de los elementos mayores. El granito Guazunambí presenta valores más bajos de Fe₂O₃, TiO₂ y P₂O₅, y valores mayores de Na₂O que el granito Yerbal.

Santiago Fort

Tabla VI. Contenido en sílice de las muestras ordenado de menor a mayor. Los colores identifican a los cuerpos graníticos: **Negro** Yermal, **Azul** Guazunambí, **Rojo** Policlínica.

Muestra	SiO ₂	Granito
SF-03	66,37	Yermal
SF-04	68,09	Yermal
SF-01	69,56	Yermal
SF-02	69,98	Yermal
SF-07	70,31	Yermal
SF-11	70,79	Yermal
SF-12	71,22	Guazunambí
MM-01	71,30	Guazunambí
SF-05	71,37	Guazunambí
SF-06	71,72	Yermal
SF-08	72,09	Yermal
SF-09	74,08	Policlínica
SF-13	75,26	Policlínica
SF-10	75,74	Policlínica

Las muestras fueron clasificadas utilizando el diagrama R1 – R2 de De la Roche *et al.* (1980) donde se observó una tendencia compartida de los granitos por el campo de Granitos y Granitos Alcalinos (figura 27a). En el diagrama QAPF (Streckeisen 1974) todas las muestras se clasifican como monzogranitos, aunque se observa un amplio rango de composición dentro de este campo como se puede observar en la figura 27b.

Santiago Fort

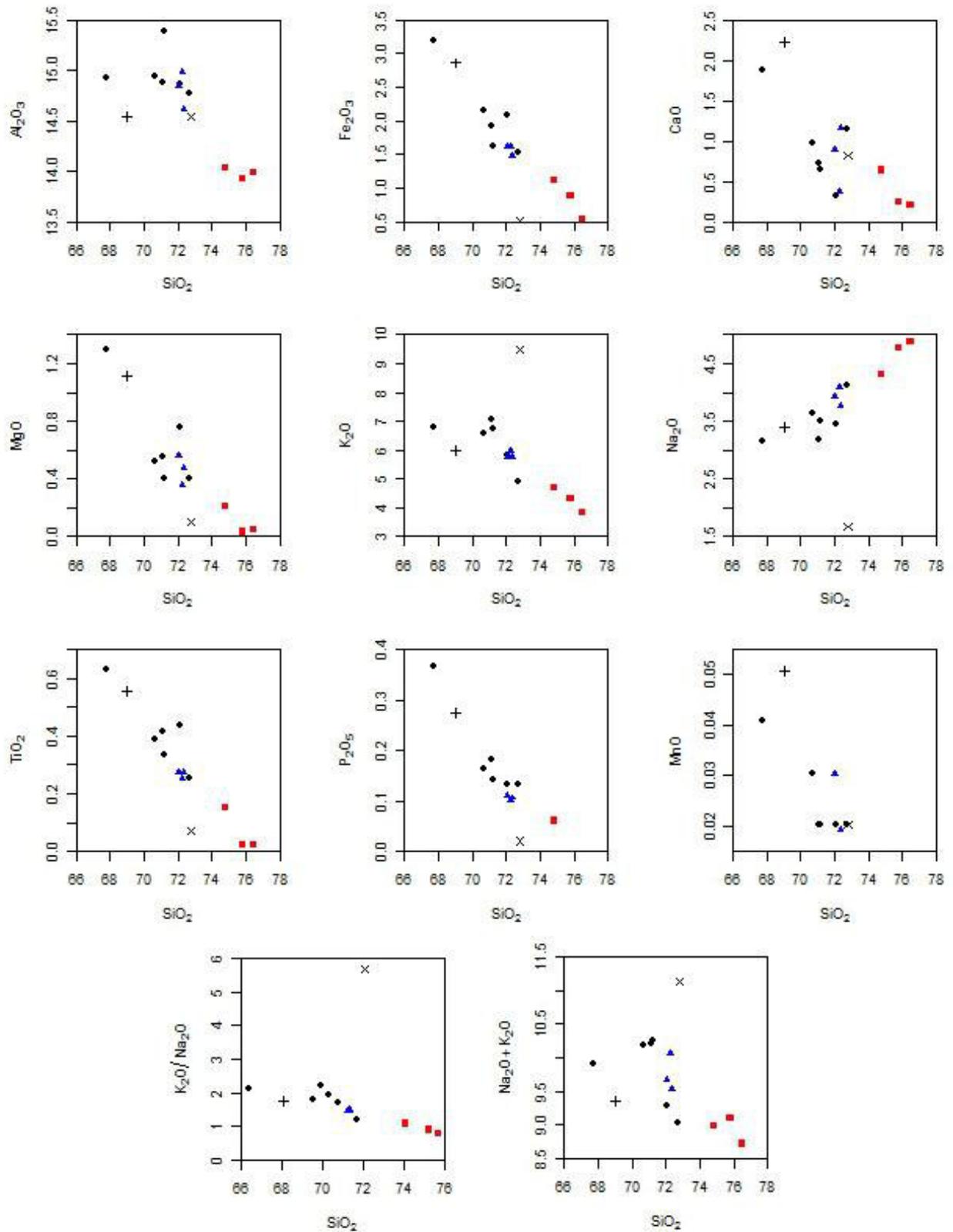
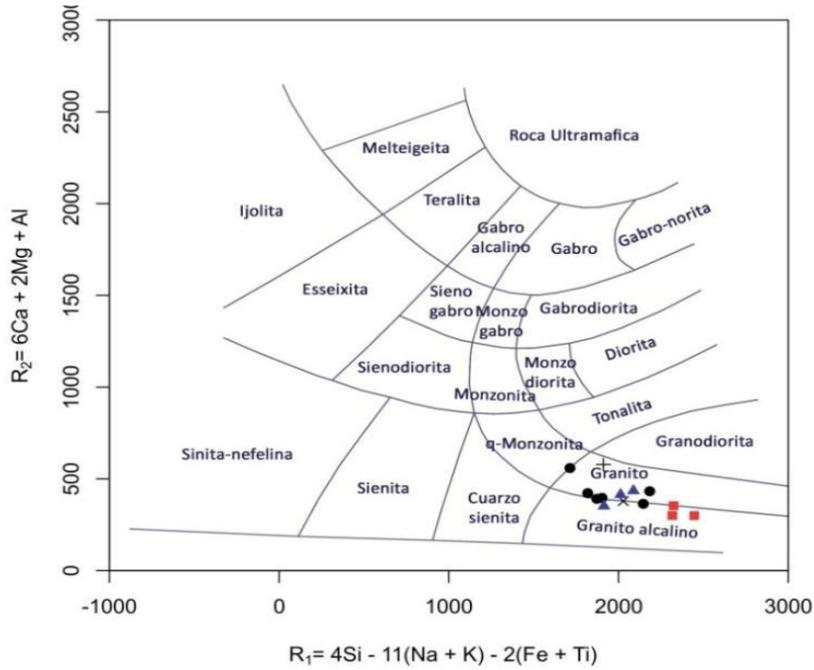
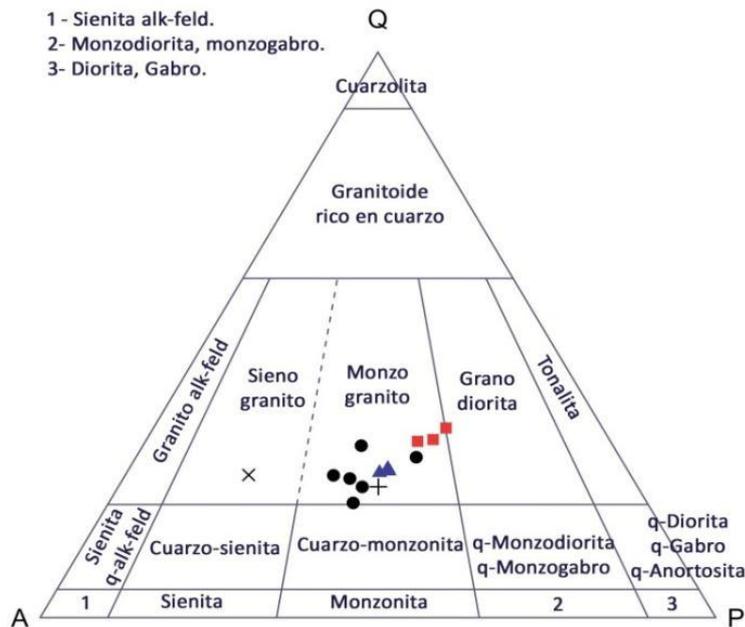


Figura 26. Diagramas Harker de elementos mayores de los granitos Guazunambí ▲, Policlínica ■ y Yermal ●, facies de leucogranito blanco x y variación de la facies de monzogranito rosado +

Santiago Fort



(a)



(b)

Figura 27. (a) Corresponde al diagrama R1-R2 de De la Roche et al. (1980). (b) Diagrama QAPF de Streckeisen (1974).

Granitos Guazunambí ▲, Policlínica ■, Yerbal ●, facies de leucogranito blanco x y variación de la facies de monzogranito rosado +

Todas las muestras pueden ser consideradas de carácter marginal o levemente peraluminosas, según Shand (1943), con un índice de saturación de aluminio (ISA, $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$, en proporciones molares) variando entre 1,00 y 1,19 (figura 28a). Existen dos puntos pertenecientes al granito Yerbal que muestran características metaluminosas, estos son las muestras SF-04 y SF-

03. La muestra SF-04, variación del monzogranito rosado de Yerbal, presenta mayor contenido de biotita, lo que podría explicar este comportamiento levemente metaluminoso. La muestra SF-03 posee un LOI elevado de 1,2%, esto podría significar una disminución del K y Na con respecto al resto de los elementos. Ambas son las muestras con menor contenido de SiO_2 .

En el diagrama B-A (figura 28b) modificado por Villaseca (1998) se observa también una tendencia peraluminosa general, que va desde granitoides levemente peraluminosos (l-P) a granitoides félsicos peraluminosos (f-P), con la misma excepción por parte de los puntos SF-03 y SF-04, clasificándose como metaluminosos.

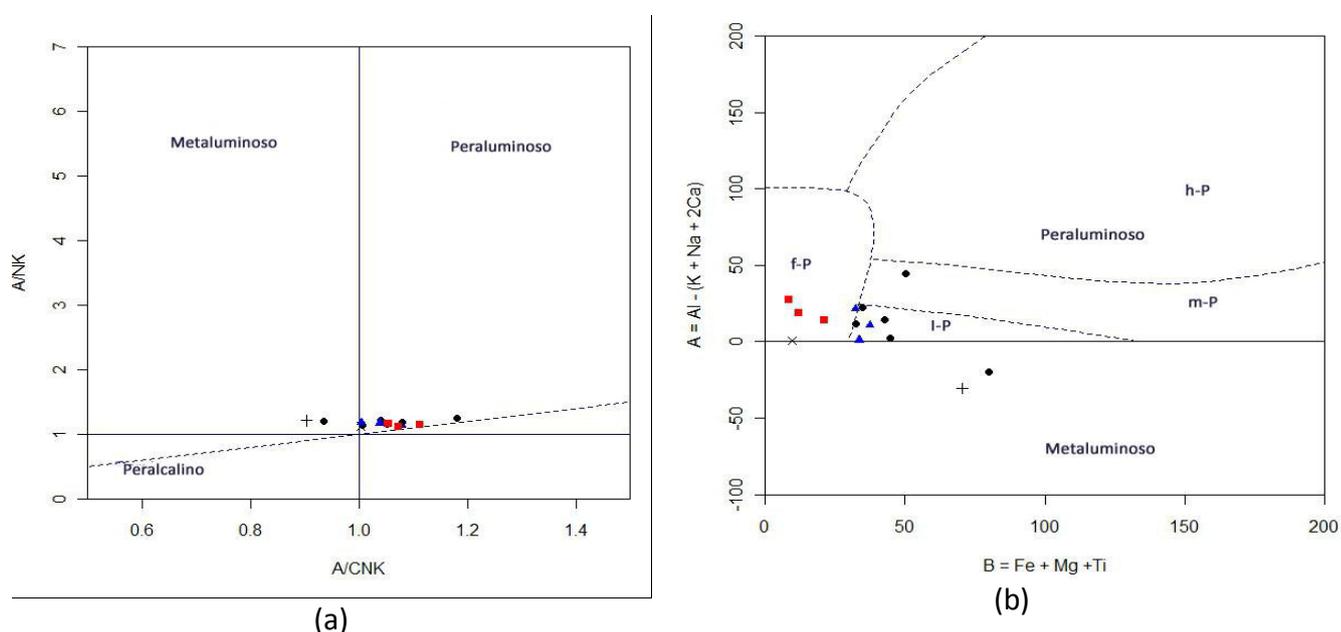


Figura 28. (a) Corresponde al diagrama de Shand (1943). (b) Corresponde al diagrama B-A de Debon y Le Fort (1983) modificado por Villaseca et al. 1998. Los campos son h-P (altamente peraluminosos), m-P (moderadamente peraluminosos), l-P (levemente peraluminosos), f-P (peraluminosos félsicos). Granitos Guazunambí ▲, Policlínica ■, Yerbal ●, facies de leucogranito blanco x y variación de la facies de monzogranito rosado +

Las muestras pertenecen a la serie subalcalina como puede apreciarse en el diagrama álcalis versus sílice de Irvine y Baragar (1971) de la figura 29a. Asimismo, presentan una tendencia calcoalcalina reflejada en el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) representado en la figura 29b. Los diagrama Co versus Th de Hastie et al. (2007) y el diagrama SiO_2 versus K_2O de Peccerillo y Taylor (1976), clasifican los tres granitos como pertenecientes a las series de alto potasio/shoshonítica.

Santiago Fort

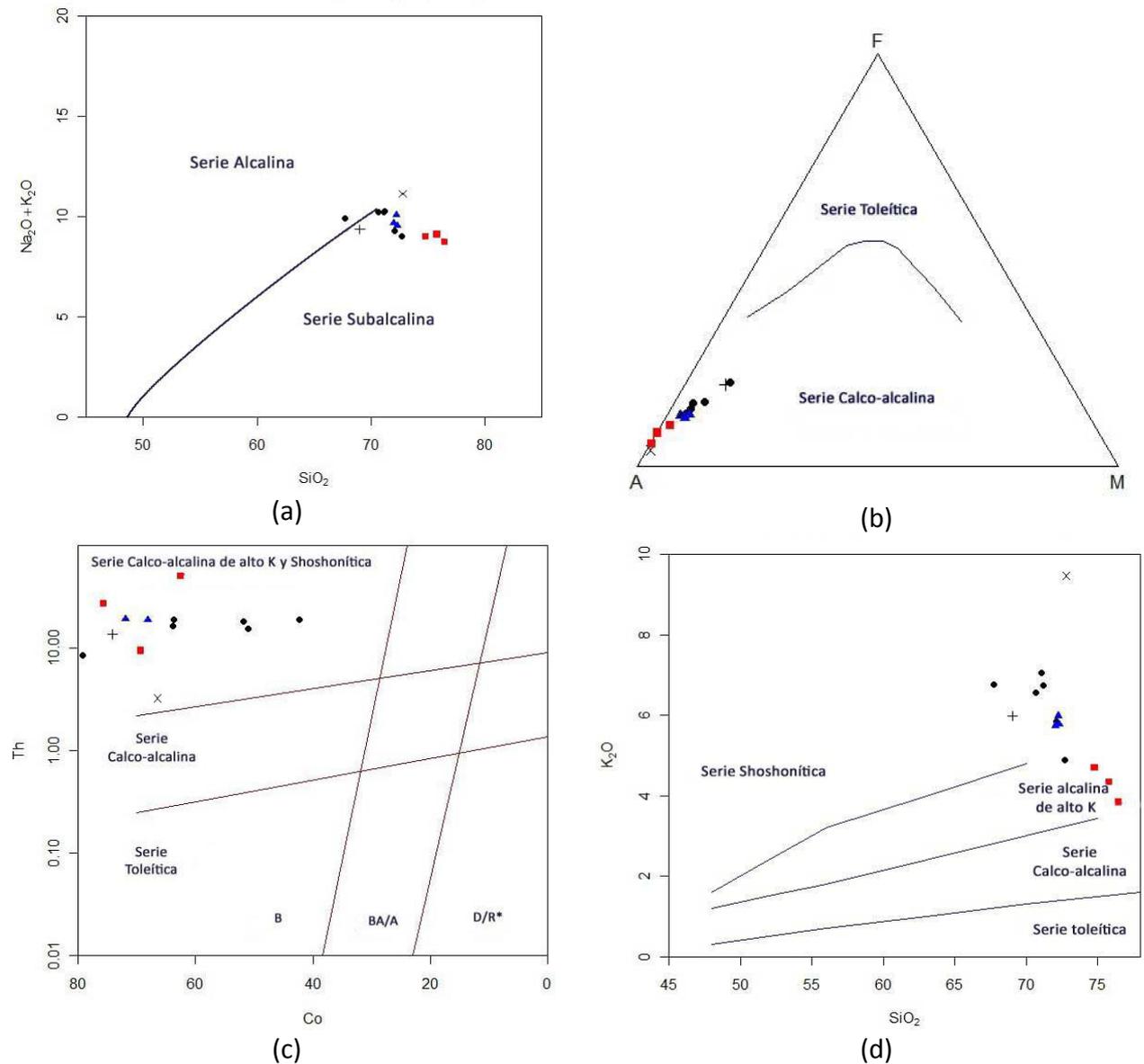


Figura 29. (a) Diagrama álcalis vs sílice de Irvine y Baragar (1971). (b) Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971). (c) Diagrama Co vs Th de Hastie et al. (2007). (d) Diagrama SiO_2 vs K_2O de Peccerillo y Taylor (1976). Granitos Guazuambí

▲, Policlínica ■, Yermal ●, facies de leucogranito blanco x y variación de la facies de monzogranito rosado +.

Elementos Trazas

Los elementos tierras raras varían su contenido entre 13,36 ppm y 478,63 ppm, siendo el granito Policlínica el más empobrecido de los tres cuerpos estudiados (tabla VII).

El granito Yermal muestra una suma total de tierras raras de entre 173,68 ppm y 478,63 ppm, una relación La/Lu de entre 514,00 y 1613,75, una relación La/Sm de entre 8,75 y 12,68, y una relación Gd/Lu de entre 32,67 y 76,25. La muestra SF-08 muestra los valores más bajos para todos los

Santiago Fort

parámetros antes nombrados, como se ha dicho anteriormente corresponde a la facie leucogranítica del granito Yermal.

Tabla VII. Tabla mostrando caracterización de las muestras en base a las Tierras Raras. Los colores identifican cuerpos graníticos (Negro Yermal, **Azul** Guazunambí, **Rojo** Policlínica).

Muestra	SUM REE (Con Y)	La/Lu	La/Sm	Gd/Lu	Eu/Eu*	Granito
SF-01	478,63	1613,75	12,68	76,25	0,838098	Yermal
SF-04	475,30	840,00	12,33	41,60	0,853821	Yermal
SF-03	453,74	719,375	10,94	41,06	0,867963	Yermal
SF-02	434,34	875,00	8,75	58,50	0,862820	Yermal
SF-12	346,10	1450,00	13,52	67,14	0,921221	Guazunambí
SF-11	298,71	514,00	10,24	32,67	0,835588	Yermal
SF-07	254,07	1370,00	11,25	76,00	0,845339	Yermal
SF-05	238,05	1542,50	11,16	79,50	0,860371	Guazunambí
SF-06	173,68	922,00	12,13	45,40	0,853668	Yermal
SF-09	98,02	207,00	8,28	18,10	0,747436	Policlínica
SF-08	44,23	116,25	5,74	17,38	0,713154	Yermal
SF-13	21,67	26,67	7,14	4,00	0,843976	Policlínica
SF-10	13,36	41,67	10,00	5,83	0,930290	Policlínica

El granito Guazunambí posee una suma total de tierras raras de entre 238,05 ppm y 346,10 ppm, un rango La/Lu de entre 1450 y 1542, una relación La/Sm de entre 11,16 y 13,52, y una relación Gd/Lu de entre 67,14 y 79,50.

El Granito Policlínica muestra una suma total de tierras raras baja, de entre 13,36 ppm y 98,02 ppm, con una relación La/Lu de entre 26,67 y 207,00, una relación La/Sm de entre 7,14 y 10,00, y una relación Gd/Lu de entre 4,00 y 18,10.

Santiago Fort

Los diagramas de Harker para Sr, Nb, Y, Zr, Hf, Sm, Eu, Gd y Ce, versus sílice, muestran correlaciones negativas para los granitos Guazunambí y Yermal; mientras que para los elementos Ba, Rb, Ta e Yb no muestran patrón alguno (figura 30). El granito Policlínica muestra cierta concordancia con el comportamiento general en algunos diagramas, aunque muestra valores notablemente inferiores de Ba, Sr, Zr, Sm, Eu, Gd y Ce, y valores superiores de Rb que los granitos Yermal y Guazunambí. Por otra parte el granito Guazunambí posee valores ligeramente inferiores de Ba, Sr, Zr y Hf que el granito Yermal.

Los granitos Guazunambí y Yermal muestran valores altos de Ba (entre 2180 – 3800 ppm) y Sr (882 ppm y 1645 ppm) y bajos valores de Nb (entre 6 – 16,7 ppm). El granito Policlínica, en comparación, muestra valores notablemente más bajos de Ba (entre 73 – 999 ppm) y Sr (entre 95ppm y 475ppm), mientras que el Nb se encuentra acotado en valores aún menores (entre 3,1 – 7,3 ppm). Por otra parte, el granito Policlínica muestra también valores superiores de Rb (entre 177 – 221 ppm) en comparación con los granitos Guazunambí y Yermal (entre 111 – 170 ppm) (tabla VIII).

Tabla VIII. Tabla con valores máximos, mínimos y promedio de elementos traza para cada granito.

GUAZUNAMBÍ	Ba	Sr	Nb	Rb	Y	Ce	Sm	Eu	Gd	La/Yb	Sr/Y
Máximo	2406,00	976,60	12,00	170,80	10,60	143,30	7,51	1,79	4,70	207,14	182,68
Mínimo	2181,00	968,20	6,00	140,20	5,30	107,30	5,53	1,18	3,18	162,37	92,13
Promedio	2275,00	982,27	8,50	154,00	8,63	125,30	6,52	1,49	3,94	184,76	125,00
POLICLÍNICA											
Máximo	999,00	475,70	7,30	221,10	7,60	43,10	2,50	0,52	1,81	36,96	62,59
Mínimo	73,00	95,40	3,10	177,70	2,70	4,50	0,25	0,09	0,35	5,56	18,79
Promedio	397,33	222,93	5,20	202,23	5,17	17,73	1,10	0,26	0,92	16,62	38,90
YERBAL											
Máximo	3807,00	1645,10	16,70	155,40	15,10	213,30	12,00	2,59	7,02	208,23	223,03
Mínimo	2529,00	882,00	8,80	111,70	5,30	78,50	3,80	0,82	2,27	83,80	65,33
Promedio	3183,63	1273,91	11,89	141,67	11,61	159,80	8,62	1,88	5,27	131,25	123,65

Santiago Fort

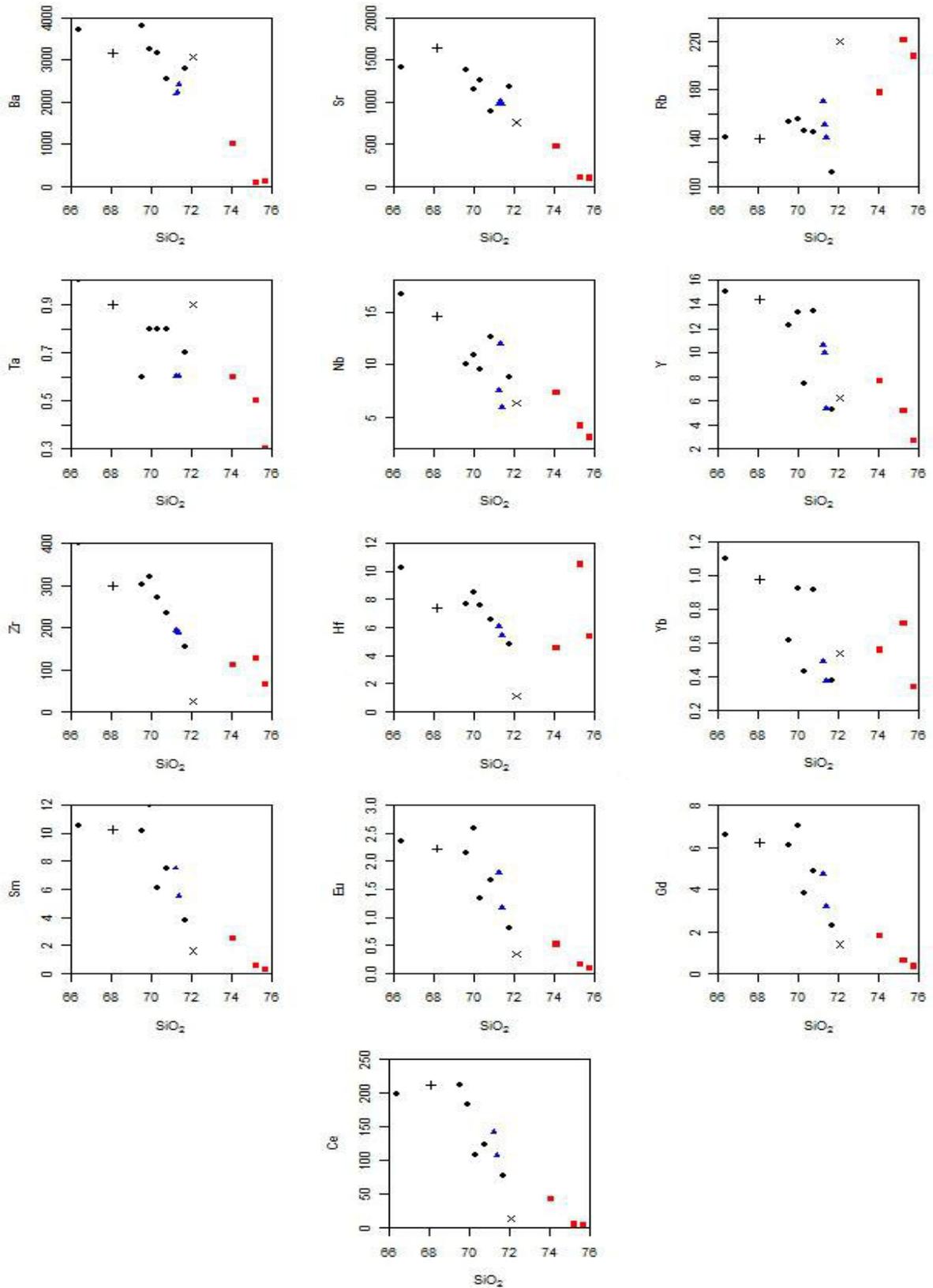


Figura 30. Diagramas Harker de elementos traza (ppm) versus SiO₂ (% en peso) para los tres granitos. Granitos Guazunambí ▲, Policlínica ■, Yermal ●, facies de leucogranito blanco x y variación de la facies de monzogranito rosado

+

La figura 31 muestra el diagrama ternario Rb-Sr-Ba de Tarney y Jones (1994), donde los granitos son clasificados como granitos de alto Ba y Sr. Los granitos Guazunambí y Yermal son claramente granitos de alto Ba-Sr, los mismos superan varias veces los valores de Ba y Sr marcados, mostrando también bajos valores de Y (entre 5,3 – 15,1) y alta relación Sr/Y (entre 65,33 – 223,04) y La/Yb (entre 83,8 – 208,23). En cambio, el granito Policlínica posee solamente una muestra que se encuentra dentro del campo de granitos de alto Ba-Sr (Ba = 999 ppm, Sr = 475,7 ppm). Si bien, todas sus muestras poseen valores bajos de Y (entre 2,7 – 7,6 ppm) y alta relación Sr/Y (entre 18,79 – 62,59), las muestras SF-10 y SF-13 no poseen una relación de La/Yb elevada (5,56 y 7,35).

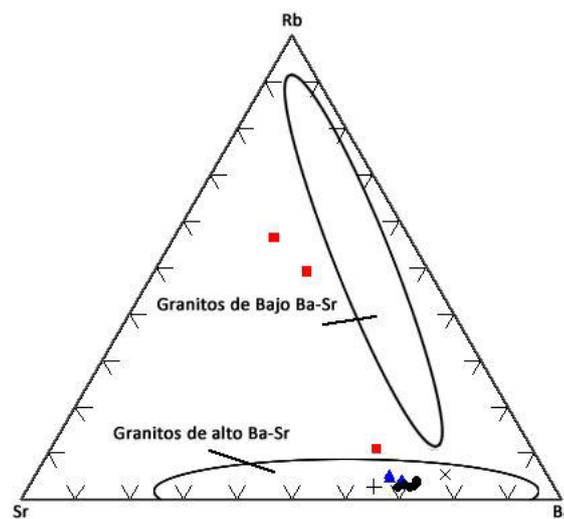


Figura 31. Diagrama de Tarney y Jones 1994. Granitos Guazunambí ▲, Policlínica ■, Yermal ●, facies de leucogranito blanco x y variación de la facies de monzogranito rosado +.

Diagramas de Tierras Raras y Extendidos

Las figuras 32a, 32b y 32c, muestran diagramas spider según Boynton (1984), Sun y McDonough (1989) y Pearce *et al.* (1984) para las 13 muestras analizadas. Allí se observa que tanto el granito Guazunambí como Yermal, muestran un patrón similar, siguiendo las mismas tendencias, y mayor concentración de elementos traza que el granito Policlínica.

El granito Policlínica muestra un comportamiento ligeramente diferente a los otros dos granitos con concentraciones de hasta dos órdenes de magnitud menor en algunos elementos, observándose un comportamiento variable entre las muestras del propio granito. A su vez,

muestra concentraciones de tierras raras notablemente más bajas que los otros dos granitos, con excepción de los elementos Tm, Yb y Lu en los que muestran valores similares.

Las relaciones La/Lu para el granito Yerbal y Guazunambí son altas, variando entre 514 y 1613,75 para Yerbal, y entre 1450 y 1542 para Guazunambí. El granito Policlínica muestra valores notablemente inferiores, entre 26,67 y 207,00.

Los granitos Yerbal y Guazunambí muestran una anomalía positiva en Ba alcanzando valores muy elevados (3807 ppm y 2406 ppm respectivamente). El granito Policlínica en cambio muestra valores bajos e incluso anomalía negativa en Ba. El caso opuesto se observa para el Th, donde el granito Policlínica posee valores ligeramente mayores, mostrando una anomalía positiva para este elemento.

Un comportamiento particular es descrito por el Zr, donde a pesar de encontrarse en menor proporción en el granito Policlínica (menor a 130ppm), representa una anomalía positiva, mientras que para los granitos Guazunambí y Yerbal representa una muy leve anomalía negativa (superior a 150ppm).

Todas las muestras exhiben relación de elementos “large ion lithophile” versus elementos “high field strength” (LIL/HFS) elevada, típica firma de series magmáticas relacionadas a zonas de subducción (Pearce 1995). Aunque en el granito Policlínica se encuentra mucho menos acentuada esta relación, en el diagrama normalizado a N-MORB es claramente observable. Además, ese diagrama permite observar un empobrecimiento general de los elementos en comparación con los granitos Yerbal y Guazunambí.

Debido a su gran radio iónico y valencia baja, los elementos LIL son muy fraccionados en la fase acuosa, si existe tal fase. Los elementos HFS con gran valencia, son mucho menos solubles. Como tanto los elementos LIL, como los elementos HFS, son incompatibles y se comportan de forma similar en el intercambio sólido-fundido, la separación evidente de estos dos grupos, y el enriquecimiento en LILE, se explica principalmente por la participación de fluidos ricos en H₂O en la génesis de los magmas en zonas de subducción.

Los elementos LREE -tierras raras livianas- pueden ser acomodados por el esfeno (Green 1980), que a su vez puede ser capaz de concentrar MREE -tierras raras intermedias- (Hibbard 1995).

Como se ha descrito antes, esta fase mineral accesoria es abundante, tanto en el granito Guazunambí como en el Yermal, por lo que la concentración de estos elementos en los granitos Yermal y Guazunambí se ve acentuada, aumentando así la relación LREE/HREE.

Todas las muestras poseen valores altos de U y Th, y presentan anomalía positiva en Pb. Además, se observa una ligera anomalía positiva para el Sr; el Sr sustituye tanto al Ca en plagioclasas como al K (en menor proporción) en feldespatos potásicos, de esta forma el alto contenido de feldespato potásico y plagioclasas permite explicar esta pequeña anomalía positiva. Por otro lado, las muestras presentan anomalía negativa de Eu muy leve (ver tabla VIII).

El P muestra una anomalía negativa en todas las muestras, lo que concuerda con la ausencia de apatito en las rocas. Asimismo, se observa para todas las muestras una anomalía negativa para el Nb y el Ta, siendo esta una característica típica de rocas asociadas a márgenes continentales activas (Brown 1982, Brown *et al.* 1984). Algunos autores atribuyen las bajas concentraciones de Nb y Ta a algún tipo de mineral residual que lo haga variar. Como estos dos elementos se comportan similares al Ti (el cual también muestra una anomalía negativa) se presume que la Ilmenita, Rutilo, Esfeno o incluso la Hornblenda puedan ser esos minerales que extraen el Nb y Ta (Morris y Hart, 1983; Saunders *et al.* 1991). Se ha descrito en capítulos anteriores la presencia tanto de esfeno como de magnetita, por lo que no se considera que en este caso se trate de algún tipo de mineral residual que haya hecho variar a estos elementos.

Por otro lado, otros autores como McCulloch y Gamble (1991) notaron que el Nb (tanto como el Ta) en este ambiente tiene concentraciones similares a las que se encuentran en los MORB en comparación con otros elementos. Ellos suponen que la anomalía negativa se debe a los elementos colocados contiguos a cada lado del Nb (y Ta) en el diagrama, más que a un empobrecimiento en sí, lo que haría que esta anomalía negativa sea producto de la ubicación de los elementos en el esquema, más que una concentración anormalmente baja de Nb (y Ta) en la fuente. McCulloch y Gamble (1991) concluyen que las concentraciones de los elementos inmóviles HFS son similares a aquellas en un MORB, que probablemente refleja la fuente mantélica característica promedio, y la concentración de los elementos LIL refleja los componentes más solubles en agua de la losa. Asimismo, estos autores indican que el hecho de que los elementos HFS y los HREE -tierras raras pesadas- se encuentren por debajo del NMORB puede indicar que el manto fuente de estos magmas, se encuentra aún más empobrecido que

una fuente MORB. Por lo que, el hecho de encontrar estas firmas geoquímicas en los tres granitos, sugiere que el material fuente de estos cuerpos se encontró relacionado a este tipo de margen continental.

El patrón descrito por las muestras en el diagrama araña normalizado-ORG (Pearce *et al.* 1984) se separa en dos grupos:

- Un primer grupo, que abarca todas las muestras del granito Guazunambí y Yermal. En ellas se observan anomalías positivas en Ba (mostrando enriquecimiento de hasta 80 veces), Ce y Sm. A su vez, el granito Guazunambí muestra un mayor enriquecimiento en Rb y Th, y un empobrecimiento en Ba, Ta, Nb, Hf y Zr en comparación con el granito Yermal.
- El segundo grupo, compuesto por las muestras pertenecientes al granito Policlínica. Presenta anomalías negativas en Ba, Ce y Sm, y altos valores de Rb y Th, aunque el comportamiento de las muestras tiene mayor dispersión.

De esta forma se puede observar que, tanto el granito Policlínica como los granitos Yermal y Guazunambí, muestran un patrón concordante a los propuestos por Pearce *et al.* (1984) para granitos de ambiente post-colisional. Además, los granitos Yermal y Guazunambí aún parecen conservar rasgos típicos de patrones descritos por granitos de ambiente de arcos volcánicos, mostrando un elevado enriquecimiento en todas las TTRR, pero principalmente en las LREE (figura 32c).

Por último, se destaca que la muestra SF-08, facies leucogranito blanco del granito Yermal, presenta características diferentes a los otros granitos en los tres diagramas. La relación La/Lu es de 116,25; es la muestra que posee la mayor anomalía negativa de Eu (0,71); y muestra un empobrecimiento relativo mayor en todos los elementos trazas, aunque principalmente se acentúa en el Sm, Zr, Hf y Ce.

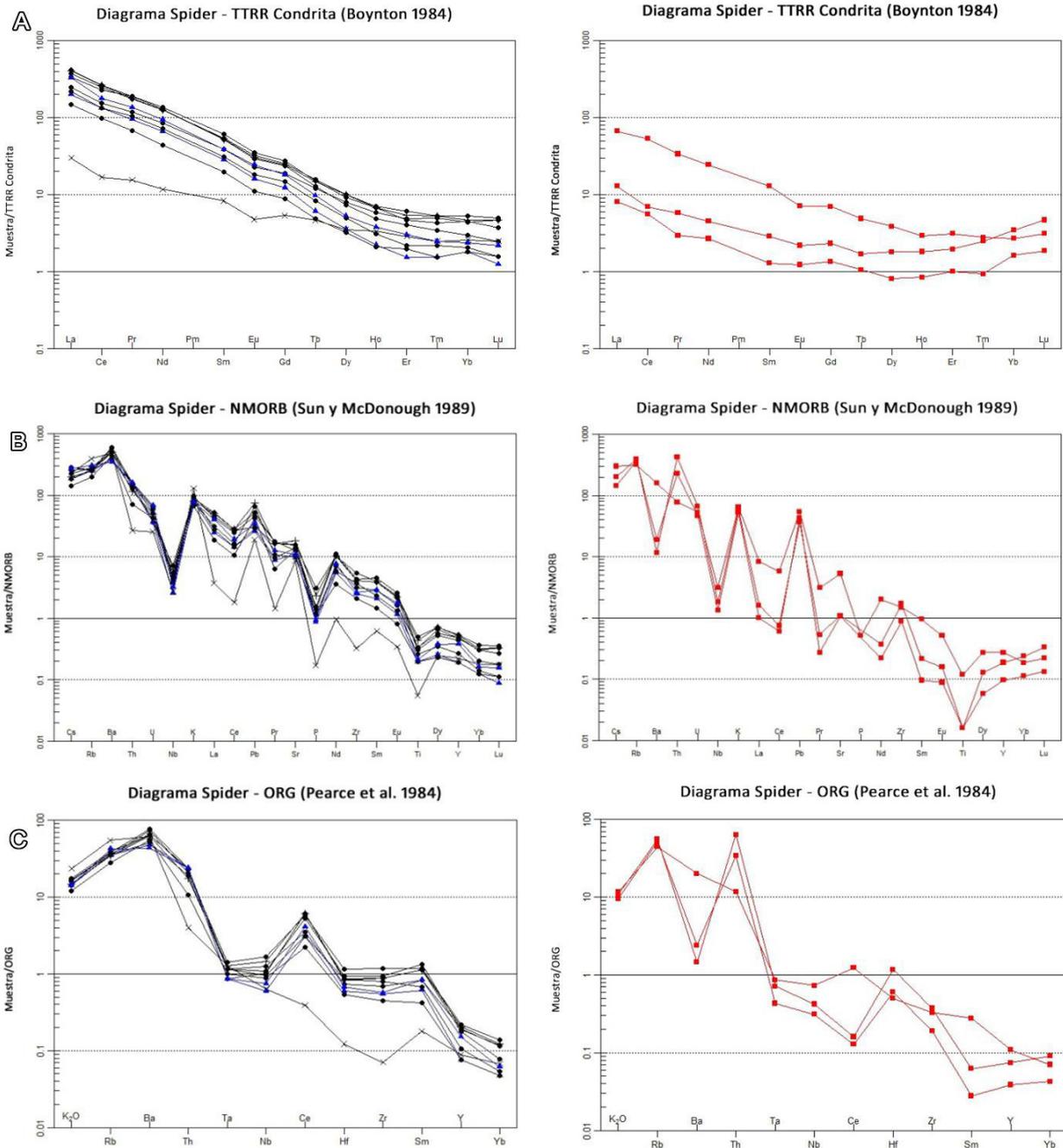


Figura 32. Diagrama tipo spider. (a) normalizado a condrita (Boynton 1984). (b) normalizado NMORB (Sun y McDonough 1989). (c) normalizado ORG (Pearce et al. 1984). Izquierda: Granitos Guazuambí ▲, Yermal ●, facies de leucogranito blanco x y variación de la facies de monzogranito rosado +. Derecha: Granito Policlínica ■.

Ambiente Tectónico

Al utilizar el diagrama propuesto por Batchelor y Bowden (1985) y representado en la figura 33, se observa que la mayoría de las muestras presentan dos patrones de comportamiento, uno lineal y

el otro según una nube de puntos alargada. Mientras que los granitos Guazunambí y Yermal presentan una correlación que avanza desde el campo *Late-orogenic* al campo *syn-collision*, el granito Policlínica se proyecta en el campo *syn-collision* y *post-orogenic*. La tendencia general es a evolucionar hacia el sector inferior derecho de este diagrama hacia donde disminuye el Ca y Mg y donde aumenta el contenido en Si.

Según el diagrama de Harris *et al.* (1986), todas las muestras grafican dentro del campo perteneciente a ambiente de arco volcánico (VA), tal como se observa en la figura 34. Siguiendo lo propuesto por Harris *et al.* (1986), este tipo de ambiente se caracterizan por litologías que muestran un enriquecimiento selectivo de elementos LIL, que es un rasgo típico de magmas mantélicos modificados por componentes de la litosfera oceánica subducida.

En el diagrama de Pearce *et al.* (1984), presentado en la figura 35, los granitos se ubican en las áreas VAG + syn-COLG en el diagrama Nb vs Y, y en la zona superior de VAG, el límite VAG-synCOLG, y en la zona inferior del área syn-COLG, en el resto de los diagramas. Según Pearce *et al.* (1984) esta zona no permite una clara discriminación tectónica, debido a que nos encontramos sobre límites de campos; aquí es donde comúnmente se encuentran los granitos post-colisionales.

Según Frost *et al.* (2001) los granitos Yermal y Guazunambí se clasifican como magnesianos (figura 36). El granito Policlínica presenta tendencia ferrosa (ferroan). Según el parámetro MALI de Frost *et al.* (2001), los granitos Yermal y Guazunambí son granitos puramente alcalinos a levemente álcali-cálcicos. El granito Policlínica por otra parte pertenece a la serie álcali-cálcica.

Según el ASI (similar a lo anteriormente observado en Shand (1943) los granitos son en general peraluminosos, a excepción de dos muestras (SF-03 y SF-04) que son clasificadas como metaluminosas. Según Frost *et al.* (2001) se trataría de granitos de alto potasio correspondientes a plutones de batolitos Cordilleranos, plutones asociados con delaminación de corteza espesa, así como también plutones caledonianos post-colisionales.

Santiago Fort

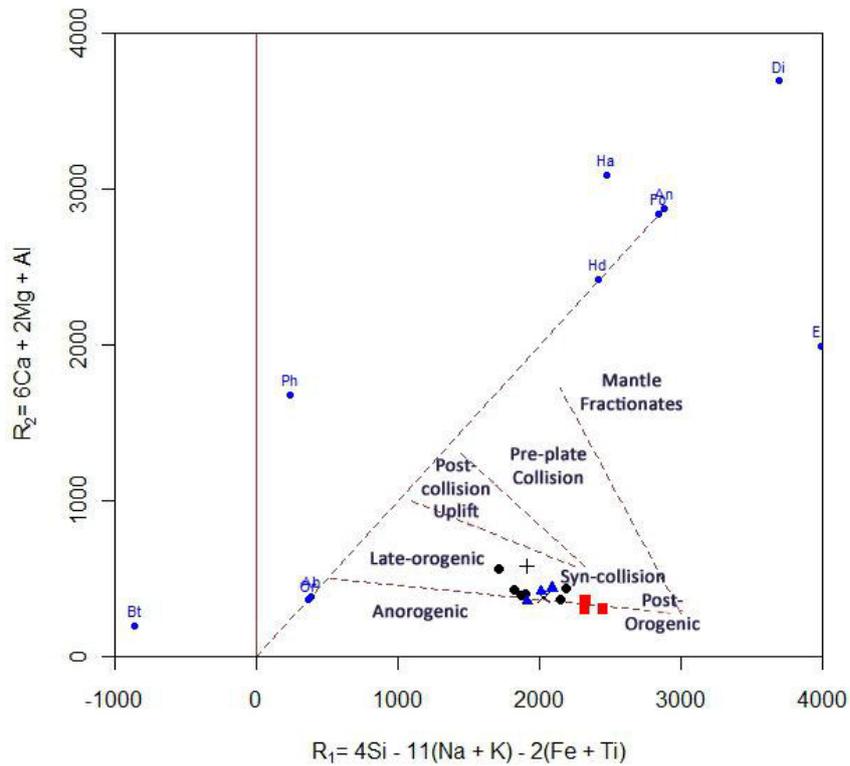


Figura 33. Diagrama R1-R2 de Batchelor y Bowden (1985) aplicado a las muestras estudiadas.

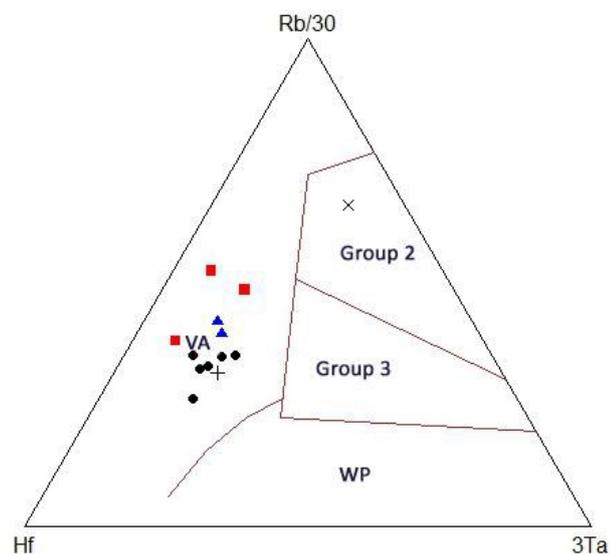


Figura 34. Diagrama propuesto por Harris et al. (1986). (Hf – Rb/30 – 3Ta). Granitos Guazunambí ▲, Policlínica ■, Yermal ●, facies de leucogranito blanco × y variación de la facies de monzogranito rosado +

Santiago Fort

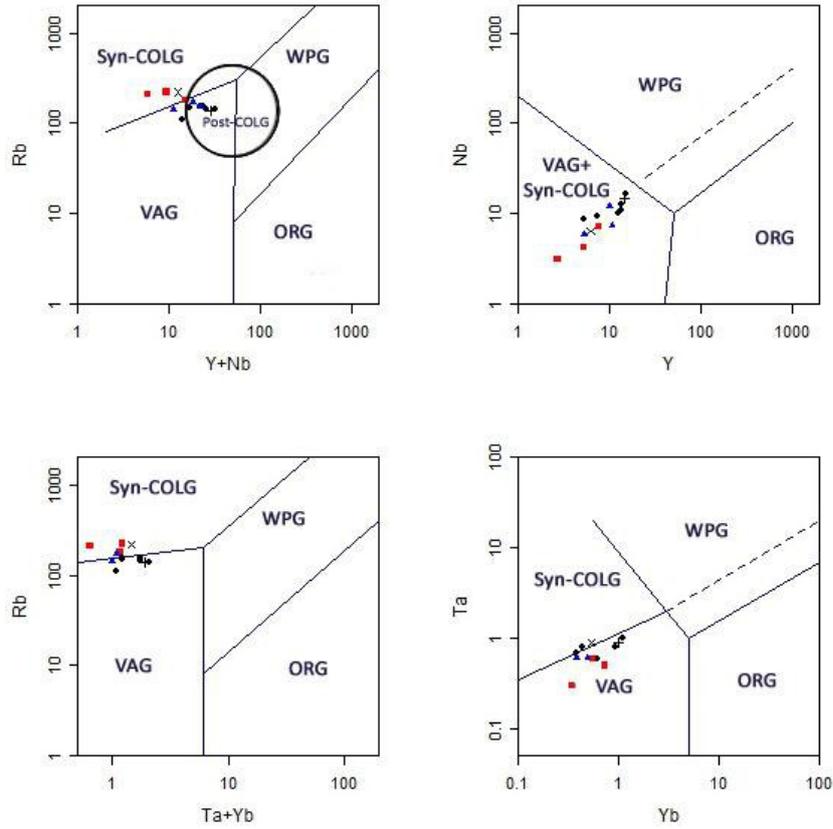


Figura 35. Diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984) y Pearce (1995). (a) Diagrama Rb vs Y+Nb. (b) Diagrama Nb vs Y. (c) Diagrama Rb vs Ta+Yb. (d) Diagrama Ta vs Yb.

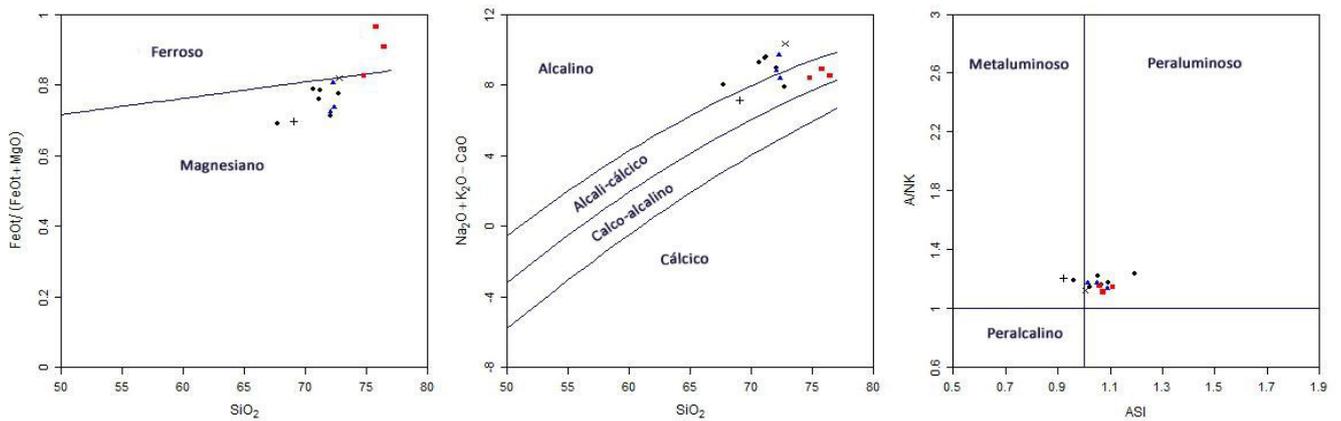


Figura 36. Diagrama de discriminación tectónica de Frost et al. (2001). (a) Diagrama FeOt/(FeOt+MgO) vs SiO₂. (b) Diagrama Na₂O + K₂O - CaO vs SiO₂. (c) Diagrama A/NK vs ASI. Granitos Guazunambí ▲, Policlínica ■, Yerbal ●, facies de leucogranito blanco x y variación de la facies de monzogranito rosado +.

DISCUSIÓN

Caracterización de Campo y Petrográfica

El área donde se han emplazado los granitos Guazunambí, Policlínica y Yermal es un sector del Cinturón Dom Feliciano que se encuentra muy próximo a la zona de cizalla de Sierra Ballena, incluso los granitos Guazunambí y Yermal se encuentran en contacto con ella.

De acuerdo con Cobbing (2000), se ha vuelto cada vez más claro que algunos granitos de gran tamaño se han emplazado a lo largo de zonas de cizallas dúctiles que penetran la corteza por completo. Asimismo, se asume que estas zonas de falla promueven la producción de fundidos graníticos en la corteza inferior por descompresión adiabática, y que los magmas suben a través de la zona de falla para ser emplazados como plutones a lo largo de fallas activas (Leake 1990). En esos casos, los granitos pueden ser deformados sin-plutónicamente (durante el emplazamiento) y post-plutónicamente (después del emplazamiento), entendiéndose que son sin-tectónicos con respecto a la estructura local (Cobbing 2000).

Se observa claramente en la disposición de los granitos Guazunambí y Yermal que el control estructural de la zona de cizalla sobre ambos cuerpos fue importante. Ambos presentan una geometría elíptica, donde su eje mayor es paralela a la dirección de Sierra Ballena y muestran fracturamiento y deformación también en esas direcciones, siendo el granito Guazunambí el cuerpo que parece haber registrado el mayor control por esta estructura. Por otro lado el granito Policlínica, muestra una geometría elíptica menor, y presenta la dirección de su eje mayor perpendicular a la dirección de la zona de cizalla Sierra Ballena.

De acuerdo con Cobbing (2000) estas observaciones indicarían, en principio, que los granitos Guazunambí y Yermal fueron emplazados de forma sintectónica tardía o post-tectónica temprana respecto a la zona de cizalla, y posiblemente con edades cercanas entre ellos. Por otra parte, el granito Policlínica podría ser francamente postectónico a la zona de cizalla, por lo que no se vió afectado por la misma durante su emplazamiento. De esta forma la intrusión del granito Policlínica sería posterior a la intrusión de los granitos Guazunambí y Yermal.

Las evidencias petrográficas indican varias diferencias entre los tres cuerpos graníticos. Sobre el granito Guazunambí es posible determinar diferentes eventos de deformación. Se observa

deformación plástica sobre plagioclasas y cuarzos, indicando posiblemente que esta deformación superó temperaturas de 450°C, ya que a esta temperatura las dislocaciones comienzan a ser posibles y la recristalización empieza a ser importante sobre plagioclasas (Borges y White 1980; Gapais 1989; Gates y Glover 1989; Tullis y Yund 1991). A su vez, es posible observar elevada fracturación presente en toda la roca; fracturas que se encuentran generalmente rellenas por biotita y magnetita.

Esta elevada fracturación en la roca se presume pueda deberse a dos motivos:

- a) Su emplazamiento respecto a la zona de cizalla de Sierra Ballena;
- b) Por procesos de descompresión durante la exhumación y fracturación en la etapa de enfriamiento del cuerpo granítico. Esta última hipótesis es propuesta por Bossi y Navarro (2000) para la fracturación de este cuerpo.

Es posible observar la combinación de estos fenómenos a lo largo de todo el borde este del granito Guazunambí, donde se encuentra en contacto con la zona de cizalla Sierra Ballena. Allí aparecen fracturas y diaclasas con la misma dirección, y a su vez también se desarrollan lineaciones subparalelas a la cizalla.

La fracturación debida a la exhumación del cuerpo y su enfriamiento se evidencia en la cantidad, espaciamiento, y distribución de las diaclasas presentes. Un número mayor de fracturas y un espaciamiento reducido hacia los bordes del granito concuerdan con un enfriamiento más abrupto y desperejo del cuerpo producto del contraste térmico con la roca caja. Por otro lado, una disminución del número de diaclasas y un aumento en su espaciamiento hacia el centro del cuerpo concuerda con un enfriamiento más lento y homogéneo del granito, donde el contraste térmico es menor.

La acción de estos dos fenómenos se observa también microscópicamente en los minerales que rellenan las fracturas. Estos minerales debieron formarse en fracturas preexistentes indicando por tanto la acción de fluidos que circularon a través de las diaclasas, propiciando el crecimiento de opacos y parte de la biotita en la roca. Estos fluidos podrían deberse a fenómenos asociados a la etapa final de la cristalización magmática.

Si bien Kawashita *et al.* (1999) obtuvieron una edad Rb/Sr de 532 ± 11 Ma para este granito, en función del estudio petrográfico realizado aquí, en donde en zonas se observa deformación vinculada a temperaturas en el entorno de 450°C , se plantea la posibilidad de que esta edad sea más joven que la real de cristalización, producto de la apertura del sistema Rb/Sr.

Por otro lado, el granito Guazunambí a diferencia de los otros dos cuerpos, presenta epidotos en cristales automorfos incrustados entre los cristales de cuarzo y feldespato. Mineralógicamente algunas particularidades son consideradas características típicas de epidotos de origen magmático y se utilizan como evidencia textural para identificarlos (Zen y Hammarstrom 1984; Moench 1986; Tulloch 1986; Zen y Hammarstrom 1986; Zen 1988). Algunas de las características mencionadas por los autores anteriores son:

- Epidotos magmáticos pueden estar incrustados como cristales euhedrales individuales en una matriz cuarzo-feldespática que muestra intercrecimiento gráfico.
- La falta de alteración de biotita a clorita, y la apariencia fresca de la plagioclasa excluye un metamorfismo retrogrado de facies esquistos verdes, o reacciones hidrotermales sobreimpuestas, y que hacen poco probable que el epidoto se haya formado a través de una reacción subsolidus.

En base a estas características se puede inferir un origen ígneo para los epidotos presentes en este granito.

El epidoto cristaliza de magmas intermedios a valores de presiones superiores a 0,3 - 0,7 GPa (Schmidt y Poli 2004) en función de la composición y la fugacidad de oxígeno. Crawford y Hollister (1982) predijeron que epidotos magmáticos ocurrían a un mínimo de presión de aproximadamente 0,6 GPa. Zen y Hammarstrom (1984) establecieron que el epidoto ígneo aparece en intrusiones de alta presión y estimaron un mínimo de presión para la cristalización de epidoto magmático entre 0,6 y 0,8 GPa. El límite inferior de presión para epidotos magmáticos (de entre 0,6 y 0,8 GPa) fue cuestionado por Moench (1986), quien describió varias intrusiones donde la presión estimada para aureolas de contacto indicaba valores de 0,4 GPa.

Experimentos realizados por Naney (1983) demostraron que el epidoto es estable por encima del solidus del granito y granodiorita. A 0,8 GPa, en granodiorita sintética, se encontró epidoto cristalizado por encima de los 700°C bajo condiciones saturadas de fluidos (>12 wt% H₂O). En

granitos sintéticos fue encontrado epidoto presente a aproximadamente 610°C, 20°C por encima del solidus.

Experimentos con composiciones naturales han confirmado que el epidoto es estable por encima del solidus húmedo del granito en presiones que varían en 0,5 a 3,0 GPa (Poli y Schmidt 1995; Schmidt y Poli 2004). De esta forma es posible estimar que la intrusión del granito Guazunambí estuvo sometida a presiones de por lo menos 0,5 GPa.

Todas estas evidencias concuerdan con una intrusión sin-tectónica tardía o post-tectónica temprana para el granito Guazunambí. Sin embargo, el hecho de no encontrar lineaciones minerales así como deformación sin-magmática, descartaría el ambiente sin-tectónico tardío.

El granito Yermal también se encuentra afectado por la zona de cizalla de Sierra Ballena, lo que aumenta su fracturación y deformación cuanto más cercano nos encontramos respecto a esta cizalla (principalmente hacia la zona noreste). La mineralogía muestra deformación como extinción ondulante y recristalización de cuarzo, pero no muestra signos de deformación de media-alta temperatura. Este es el único granito en el que se distinguieron variaciones mineralógicas y litoquímicas. Por un lado, sobre el borde sureste ocurre una facies leucogranítica caracterizada por su color gris blanquecino, un mayor contenido de cuarzo y feldespato, y apareciendo también turmalina (mineral que no se encuentra presente en el resto del granito Yermal). Este leucogranito se lo encuentra asociado a las rocas del basamento.

Por otro lado, se describió la facies de monzogranito rosado que es la de mayor desarrollo en el granito Yermal. Se caracteriza por presentar una textura isótropa, fanerítica, hipidiomórfica, holocristalina, equigranular, de tamaño medio, compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Además, dentro de esta facies monzogranítica se determinó una variación con mayor contenido de minerales máficos que se caracteriza principalmente por mayor alteración, mayor fracturación, y un aumento en el contenido de biotita, pero no sin variar la mineralogía con respecto a la encontrada en el resto de Yermal. Por este motivo, estas características no lo determinan como una facies del cuerpo granítico, sino es simplemente una variación local producto de un mayor diaclasado, y donde aprovechando la fracturación elevada se ha desarrollado biotita que le da ese tono verde a la roca.

Al sur del granito Yermal ocurre un pequeño macizo granítico ovoidal también con una dirección NS de su eje mayor. Preciozzi *et al.* (1985) afirman que en términos generales sería similar al granito definido como Yermal, a pesar de lo cual se lo ha cartografiado independientemente ya que se encuentra separado del mismo por una faja de metamorfitos. La muestra SF-01 corresponde a un punto muestreado sobre este pequeño cuerpo granítico, el cual no muestra diferencias geoquímicas, mineralógicas o texturales que permitan diferenciarlo del granito definido como Yermal.

Finalmente, el granito Policlínica muestra menor deformación, aunque en la roca aparece un mayor número de diques graníticos aplíticos y diques cuarzosos en comparación con los otros dos cuerpos graníticos. En su mineralogía no se aprecia deformación elevada, aunque se observa fracturación.

Caracterización Geoquímica

Geoquímicamente los tres granitos estudiados en términos generales muestran diferencias y similitudes en cuanto a los elementos mayores, menores y trazas. En los diagramas de Harker de elementos mayores es posible observar tendencias y correlaciones que se manifiestan en conjunto. Todas las muestras son ácidas aunque muestran un rango amplio de contenido en sílice, desde 66% hasta 75%.

Las muestras de rocas se clasifican, tanto por la norma CIPW como por la moda, en *Monzogranitos* mostrando un amplio rango composicional dentro del diagrama QAPF (Streckeisen 1974), y según el diagrama de De La Roche (1980) se trata de *Granitos a Granitos Alcalinos*. Desde el punto de vista geoquímico se trata de granitos peraluminosos pertenecientes a la serie calcoalcalina de alto potasio/shoshonítica.

Claramente es posible observar que el granito Policlínica tiene características que lo diferencian de los otros dos cuerpos. Mayor enriquecimiento en Na_2O y un empobrecimiento respecto al K_2O , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO y TiO , la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ apenas supera 1,09 mientras que para los otros dos cuerpos supera 1,45.

Tarney y Jones (1994) proponen clasificar a los granitos como *granitos de alto Ba-Sr* cuando los valores de Ba y Sr superan las 500ppm de Ba y las 300ppm de Sr. A su vez, estos autores afirman

que estos granitos muestran un enriquecimiento en álcalis, alta relación LREE/HREE, y no muestran anomalía significativa de Eu, pero si una anomalía negativa importante en Nb y Ta. Además, Qian *et al.* (2003) añaden que poseen altos valores de LREE, bajo Y (entre 4 – 30 ppm), bajos valores de HREE, y alta relación tanto Sr/Y (entre 16 - 170 ppm) como La/Yb (entre 10 – 115 ppm).

Estas características descritas por Tarney y Jones (1994) y Qian *et al.* (2003) son concordantes con el comportamiento observado para los granitos Guazunambí y Yermal. Los mismos muestran todas las características descritas por Tarney y Jones (1994) para considerarse *granitos de alto Ba-Sr*, y concuerdan con los valores propuestos por Qian *et al.* (2003), mostrando bajos valores de Y (entre 5,3 – 15,1) y alta relación tanto de Sr/Y (entre 65,33 – 223,04 ppm) como La/Yb (entre 83,8 – 208,23 ppm), siendo observada una gran relación LREE/HREE en el diagrama spider de Boynton (1984) para TTRR (el rango de La/Lu para estos granitos se encuentra entre 514 y 1613).

Por otra parte, el granito Policlínica no concuerda con lo propuesto por Tarney y Jones (1994) ni por Qian *et al.* (2003), ya que tanto los valores de Ba-Sr son bajos para considerarse como granito de alto Ba-Sr (sólo una muestra supera los límites propuestos por ellos) y dos de sus muestras no poseen una relación elevada de La/Yb (5,56 y 7,35 ppm).

Según Qian *et al.* (2003) los granitos de alto Ba-Sr muestran características elementales (alto Sr, Ba y LREE, bajo Y y HREE, relaciones La/Yb y Sr/Yb elevadas, y falta de anomalía negativa de Eu) que son típicas de adakitas y suites TTG arqueanas -Trondjemitas, Tonalitas, Granodioritas- (Martin 1986, Drummond y Defand 1990, Martin 1999, y otros). Asimismo, estos autores explican que fueron observadas algunas diferencias respecto a las adakitas, como ser mayor relación K_2O/Na_2O (superior a 0,7) y mayor variabilidad de Al_2O_3 (entre 11,5% y 19,5%), indicando la participación de más de una fuente, o la contaminación de la misma. A su vez, en Uruguay, ya han sido descritos granitos de alto Ba-Sr para la zona centro sur del país asociados al cinturón Dom Feliciano (Pablo Lara *et al.* 2015), con similares características a las encontradas para estos tres granitos.

Siguiendo a Qian *et al.* (2003) que proponen que los granitos de *alto Ba-Sr*, cuyas fuentes serían de tipo adakítico-TTG típicas de ambiente de subducción, permitirían concluir que los granitos Guazunambí y Yermal poseerían fuentes de este tipo.

Por otro lado, ha sido propuesto por varios autores en diferentes orógenos en el mundo (Tarney y Jones 1994, Fowler *et al.* 2001, Qian *et al.* 2002, Li *et al.* 2002, entre otros) que la petrogénesis de estos cuerpos graníticos involucra, además de una contaminación cortical importante, la participación de magmas máficos derivados del manto enriquecido sublitosférico, indicando una gran contribución del manto en la generación de estos granitos. Esta componente mantélica en la fuente podría explicar las bajas razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinadas por Kawashita *et al.* (1999) para el granito Guazunambí. Su razón inicial de 0,70624 indicaría también la participación de una componente máfica en la generación de este granito (Faure 1986).

El comportamiento de los elementos traza también muestran diferencias entre el granito Policlínica y los otros dos granitos. Existen diferencias importantes entre los contenidos de las tierras raras en los diferentes cuerpos. Los tres granitos muestran relaciones de elementos LIL/HSF positivas elevadas, aunque los granitos Yerbal y Guazunambí presentan claramente las relaciones más altas y muestran patrones de alto fraccionamiento de TTRR. Esto se puede explicar por diversos motivos:

- bajo porcentaje de fusión parcial de la roca madre
- participación de H_2O en la génesis del magma que los formó
- segregación de los elementos HSF del magma
- fusión de un material parental empobrecido en elementos HSF

En el caso de estos granitos es probable que esta elevada relación de elementos LIL/HSF se deba a la participación de los cuatro fenómenos en conjunto. Estas características son comunes en ambientes relacionados a zonas de subducción donde la participación de fluidos ricos en H_2O debido a que la deshidratación de la losa oceánica es mayor y donde a su vez al alcanzarse espesores corticales mayores, la posibilidad de fundir rocas menos profundas y más empobrecidas en elementos HSF aumenta. Esto concuerda con el patrón descrito por las muestras en el diagrama spider multielemento normalizado-NMORB de Sun y McDonough (1989). Allí se observa para todas las muestras una relación LIL/HSF alta, una anomalía negativa pronunciada para el Nb (y Ta), característica que se considera firma "típica" de rocas asociadas a márgenes continentales activas. A su vez, esto concuerda con lo obtenido en el diagrama araña normalizado-ORG de Pearce *et al.* (1984) donde los tres granitos muestran patrones relacionados a zonas de subducción, particularmente también para etapas post-colisionales.

El hecho de que el granito Policlínica muestre relaciones LIL/HSF menores que los otros dos granitos puede deberse a que se alcanzó un mayor porcentaje de fusión parcial de la roca madre, o que el protolito poseía un contenido diferente de elementos HSF. Si esta fuese la causa, los tres granitos podrían poseer una misma fuente pero el porcentaje de fusión parcial del protolito sería distinto; de no ser así, los granitos Guazunambí y Yermal tendrían en principio una fuente diferente que el granito Policlínica. Es preciso aclarar que el granito Policlínica muestra un comportamiento variado en los diagramas araña, y que sólo se contó con tres muestras analizadas. Un mayor número de análisis sobre este cuerpo permitiría mejorar su interpretación.

En relación al ambiente tectónico de generación de estos cuerpos graníticos, Green (1980) propone que series magmáticas relacionadas a actividad magmática de placas convergentes muestran valores altos en K_2O y Al_2O_3 , y valores bajos de TiO_2 , estas características son semejantes a la de los granitos estudiados, los cuales presentan valores de K_2O entre 3,80% y 6,94%, valores de Al_2O_3 de entre 13,83% y 15,20% y valores bajos de TiO_2 de entre 0,02% y 0,40%.

Según el diagrama de Pearce (1995) los granitos grafican sobre el campo de ambiente *post-colisional*, (ver figura 38) lo que concuerda con lo propuesto anteriormente. Por más que en los campos utilizados por Pearce *et al.* (1984) no se designa un campo particular para los granitos característicos de ambientes post-colisionales, estos autores explican que la zona donde estos granitos son típicamente graficados no permiten su clara discriminación tectónica. Esto es debido a que este tipo de granitos son comúnmente encontrados sobre los límites de campos, como se observa en la figura 37.

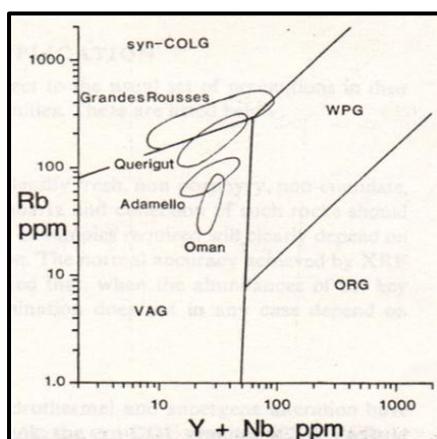


Figura 37. Diagrama Y+Nb vs Rb de Pearce *et al.* (1984) donde se observan las zonas donde son graficados diferentes granitoides post-colisionales.

Posteriormente, Pearce *et al.* (1995) modifica el diagrama de discriminación y agrega un campo extra en la zona donde se ubican granitoides post-colisionales (figura 38).

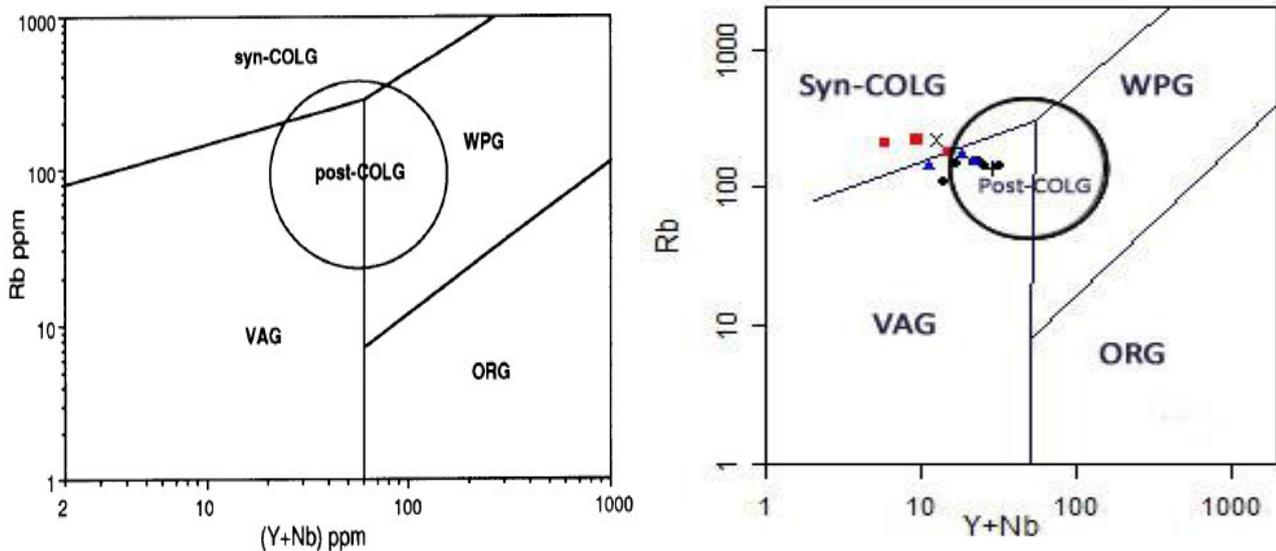


Figura 38. Derecha: Diagrama propuesto por Pearce (1995), obsérvese el campo post-COLG en la unión triple de los campos syn-COLG, WPG y VAG. Izquierda: Granitos Guazunambí ▲, Policlínica ■, Yermal ●, facies de leucogranito blanco x y variación de la facies de monzogranito rosado +.

Según el diagrama de Batchelor y Bowden (1985) los granitos Guazunambí y Yermal se ubican como granitos de ambiente tardi-orogénicos a sin-colisionales, mientras que el granito Policlínica se ubica sobre el campo sin-colisional a post-orogénico (ver figura 33). Como fue observado antes, la mayoría de las muestras siguen un patrón lineal, o patrón de nube de puntos alargada, esto según Batchelor y Bowden podría sugerir (en principio) que la serie se encuentra dominada por una mezcla de magmas. A su vez, también afirman que cuando el patrón se observa como una nube de puntos alargada se podría interpretar como productos de fusión parcial de rocas corticales, o como productos de fraccionamiento prolongado de magmas.

Estos fenómenos (mezcla de magmas, fusión parcial de rocas corticales y fraccionamiento) son comúnmente relacionados a magmatismo en ambientes de subducción-colisión. Es de esperarse que el patrón que se observa de los puntos muestreados sea producto de la participación de estos fenómenos durante su formación.

En la figura 39 se observan datos (áreas en colores azul, verde y violeta) de monzogranitos del Complejo Etive de Escocia graficados por Batchelor y Bowden (1985) y los datos correspondientes

a los monzogranitos muestreados en este trabajo. La flecha indica el orden de intrusión (del más antiguo al más moderno) de los cuerpos graficados por Batchelor y Bowden (1985). En esta figura 39 se puede observar que los monzogranitos del Complejo Etive describen un patrón similar al marcado por los puntos muestreados, particularmente con los que intruyeron más tardíamente.

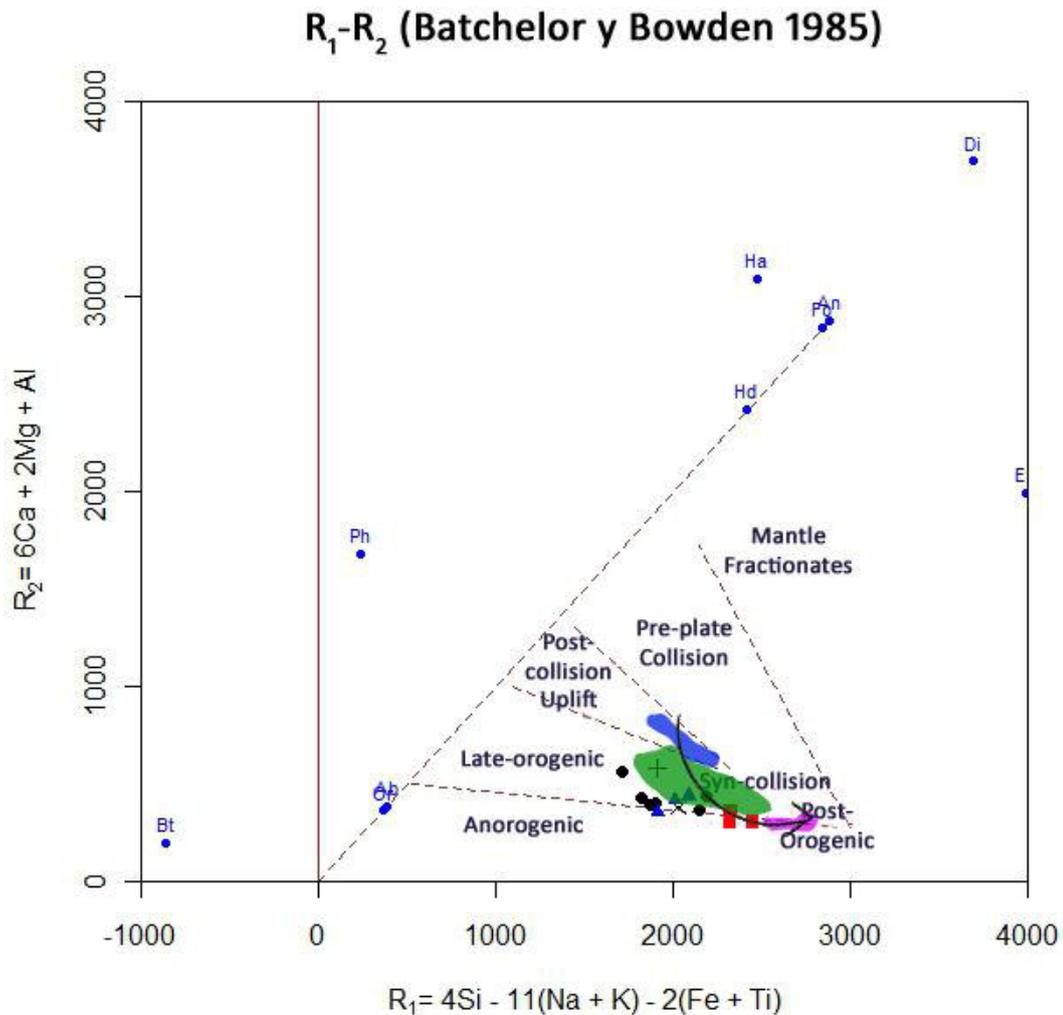


Figura 39. Comparación de los Monzogranitos estudiados en este trabajo con monzogranitos del complejo Etive de Escocia graficados por Batchelor y Bowden (1985). La flecha indica el orden de intrusión de los cuerpos.

El parámetro Fe^* de Frost *et al.* (2001) se encuentra fuertemente afectado por la tendencia de diferenciación que siguen los magmas. Ha sido postulado que la cristalización de silicatos anhidros lleva a los magmas a alcanzar razones $Fe/(Fe+Mg)$ mayores, mientras la cristalización temprana de magnetita inhibe el enriquecimiento en Fe durante la diferenciación (Osborn 1959). Esto sugiere que los fundidos derivados de fuentes reducidas (sean toleíticas o medianamente alcalinas) hacen una contribución importante a granitoides ferrosos (Frost y Frost, 1997). Mientras que por otro

lado, los granitoides magnesianos son relacionados a magmas de arcos volcánicos, los cuales siguen tendencias de diferenciación relativamente oxidantes (Frost *et al.* 2001).

Aplicando el diagrama de Frost *et al.* (2001), los granitos Guazunambí y Yermal son clasificados como granitos magnesianos, y el granito Policlínica como levemente ferroso. Según estos autores, los granitos se clasifican como granitos de alto potasio correspondientes a plutones de batolitos Cordilleranos, plutones asociados con delaminación de corteza espesa, así como también plutones caledonianos post-colisionales.

El diagrama de Harris *et al.* (1986) ofrece un resultado diferente al presentado por los diagramas anteriormente nombrados (ver figura 34), aquí son clasificados como granitos de arco volcánico. Harris *et al.* (1986) afirman que generalmente se trata de granitos post-colisionales (grupo 3 del diagrama) estos deberían mostrar mayor contenido de Ta, aunque destacan que no todos los granitos post-colisionales muestran enriquecimiento en Ta, y que las intrusiones post-colisionales muestran características similares con las propias intrusiones de arco volcánico. Esto es porque se cree que se forman (al igual que los magmas de arco volcánico) con materiales fundidos en la cuña mantélica por encima de la litósfera oceánica subducida, y que probablemente ha sido modificada por contaminación de materiales de la corteza. La figura 40a muestra como los granitos pertenecientes a ambientes post-colisionales muestran enriquecimiento en Ta comparadas con las muestras pertenecientes a ambientes de arco volcánico. La figura 40b en cambio muestra como granitos post-colisionales pueden solaparse en el campo de ambiente de arco volcánico, mostrando que no siempre tienen un enriquecimiento en Ta suficiente como para ser clasificadas dentro del campo post-colisional.

Es posible que en el diagrama de Harris *et al.* (1984) los granitos aún conserven firmas elementales típicas de arco volcánico, como son los valores muy bajos de Nb y de Ta, lo que aparta las muestras del campo post-colisional (figura 41), tal como lo sugiere el diagrama spider normalizado a ORG (Pearce *et al.* 1984) para los granitos Guazunambí y Yermal.

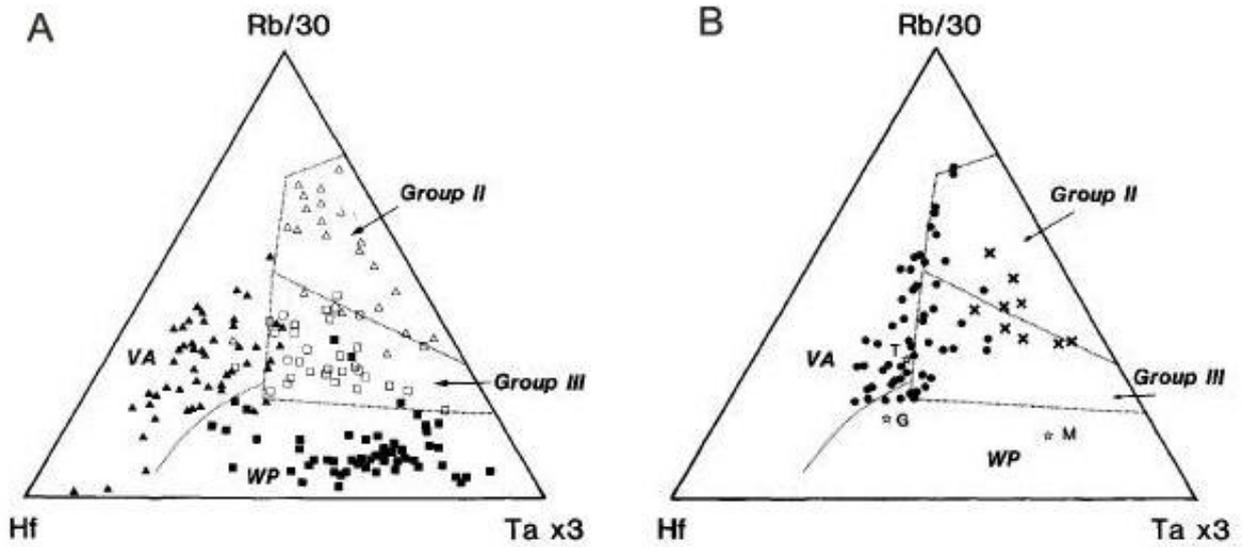


Figura 40. VA = Arco volcánico. Group II = Sin-colisional. Group III = Tardi- a Post-colisional. WP = Intraplaca. (a) - Se muestran rocas de ambiente tardi- a post-colisional (Cuadrados blancos) mostrando enriquecimiento en Ta. (b) - Se muestran rocas de ambiente tardi- a post-colisional (Círculos negros) solapándose hacia el campo VA. Extraído de Harris et al. (1986)

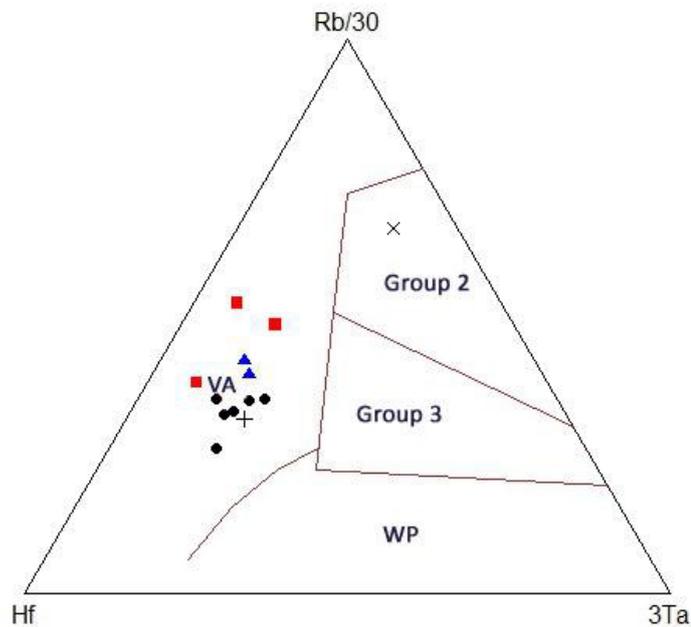


Figura 41. Diagrama propuesto por Harris et al. 1986. (Hf–Rb/30 – 3Ta). Granitos Guazunambí ▲, Policlínica ■, Yermal ●, facies de leucogranito blanco × y variación de la facies de monzogranito rosado +.

CONSIDERACIONES FINALES

A continuación se presentan las consideraciones finales obtenidas en función del análisis efectuado. Primeramente se señalarán las observaciones propias de cada cuerpo, y posteriormente se presentarán las conclusiones globales acerca de los tres granitos.

Granito Guazunambí

- Se trata de un granito leucócrata rosado, con signos leve de alteración y mostrando fracturación en todo el cuerpo, siendo más abundante en la zona norte, cercana a la zona de cizalla de Sierra Ballena, y disminuyendo hacia el centro del cuerpo.
- Presenta una textura isótropa, fanerítica, inequigranular, hipidiomórfica, holocristalina, de tamaño medio a grueso, que está compuesta principalmente por feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasa y biotita.
- El granito en toda su extensión no presenta cambios faciológicos destacables.
- El granito Guazunambí se emplazó en condiciones de presión superiores a 0,5 GPa y sufrió al menos un episodio de deformación que alcanzó una temperatura mayor de 450°C.
- Se plantea la posibilidad de que la edad presentada por Kawashita *et al.* (1999) para el granito Guazunambí sea más joven que la edad real de cristalización.

Granito Policlínica

- Se trata de un granito leucócrata de color rosado claro, con textura isótropa, fanerítica, inequigranular, hipidiomórfica, holocristalina, de grano medio a grueso, compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita.
- La fracturación del granito no es elevada y en este macizo no se observan cambios faciológicos para destacar.
- Presenta una química diferente a los restantes cuerpos estudiados, mostrando rasgos ambiguos que no permitieron clasificarlo ni como granito de alto Ba-Sr, ni como de bajo Ba-Sr.

Granito Yermal

- Se reconocen dos facies dentro de este cuerpo. La más abundante es la llamada facies de monzogranito leucócrata rosado, y asociada al contacto con el basamento gneísico-anfibólico se desarrolla una facies de leucogranito blanco.
- La facies de monzogranito rosado presenta una textura isótropa, fanerítica, hipidiomórfica, holocristalina, equigranular de tamaño medio, compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita.
- La facies de leucogranito blanco se caracteriza por presentar textura fanerítica gruesa, holocristalina, hipidiomórfica, compuesta por cristales de feldespatos, cuarzo de gran tamaño, poca biotita y turmalina como accesorio principal.
- Estas dos facies presentan características geoquímicas diferentes a nivel de elementos trazas, particularmente tierras raras.
- El pequeño macizo granítico ovoidal desarrollado al sur no muestra diferencias geoquímicas, mineralógicas, o texturales que permitan diferenciarlo del granito Yermal.

Conclusiones Generales

Aunque los tres cuerpos se diferencian en su geoquímica, es posible observar algunas características que son comunes a los tres granitos. Por un lado, los tres cuerpos se clasifican como peraluminosos, pertenecen a la serie calcoalcalina de alto K, y son clasificados como monzogranitos. Por otro lado, es claro que las diferencias más importantes se encuentran entre el granito Policlínica y los otros dos cuerpos. En la tabla IX se resumen las características obtenidas para cada granito.

Los granitos Guazunambí y Yermal exhiben características que muestran que su emplazamiento fue controlado fuertemente por la zona de cizalla Sierra Ballena. En este trabajo se propone que el emplazamiento de los granitos Guazunambí y Yermal es post-tectónico temprano respecto a la zona de cizalla Sierra Ballena, siendo el granito Yermal el más joven de ambos. Se descarta el hecho de un emplazamiento *sin-tectónico* respecto a la zona de cizalla, debido a la falta de deformación sin-magmática. Por otro lado, el granito Policlínica muestra características que permiten determinar que su emplazamiento no se encontró controlado por la zona de cizalla Sierra Ballena, por lo que se propone que su emplazamiento es francamente post-tectónico respecto a la misma.

De esta forma se sugiere que cronológicamente el emplazamiento de los cuerpos graníticos debió comenzar con el granito Guazunambí, siendo seguido por el granito Yermal, y por último el emplazamiento del granito Policlínica.

Otra diferencia notoria se destaca al clasificar los granitos como *granitos de alto Ba-Sr* o como *granitos de bajo Ba-Sr*. En este trabajo se clasifica a los granitos Guazunambí y Yermal como *granitos de alto Ba-Sr*, y se propone como material fuente de estos a rocas de tipo adakítico-TTG, así como también la participación de una componente máfica en su generación. Por otro lado, el granito Policlínica no es clasificable ni como *granito de alto Ba-Sr* ni como *granito de bajo Ba-Sr*, mostrando características geoquímicas diferentes, por lo que su material fuente posiblemente sea diferente.

En cuanto al ambiente tectónico de emplazamiento de los cuerpos graníticos, tanto los diagramas de TTRR como los diagramas de discriminación de ambiente tectónico coinciden, determinándose que los tres granitos pertenecen a un ambiente de post-colisión.

Santiago Fort

Tabla IX. Tabla resumen de características de los granitos estudiados

Granito	Características particulares	Clasificaciones		
Guazunambí	<ul style="list-style-type: none"> - Textura isótropa fanerítica inequigranular hipidiomórfica holocristalina de tamaño medio a grueso. - No presenta cambios faciológicos destacables - Condiciones de emplazamiento bajo presiones superiores a 0.5GPa. - Episodio de deformación a temperaturas superiores de 450°C 	<ul style="list-style-type: none"> - Serie calcoalcalina de alto K - Peraluminoso - Monzogranito - Granito de alto Ba-Sr 	Condición respecto a Sierra Ballena	- Post-tectónico temprano
			Ambiente de emplazamiento	- Post-Colisional
Policlínica	<ul style="list-style-type: none"> - Textura isótropa, fanerítica inequigranular hipidiomórfica, holocristalina de grano medio a grueso. - La fracturación no es elevada. - No se observan cambios faciológicos para destacar 	<ul style="list-style-type: none"> - Serie calcoalcalina de alto K - Peraluminoso - Monzogranito - No es posible clasificar como granito de alto Ba-Sr o bajo Ba-Sr 	Condición respecto a Sierra Ballena	- Post-tectónico tardío
			Ambiente de emplazamiento	- Post-Colisional
Yermal	<ul style="list-style-type: none"> - Se reconocen dos facies dentro de este cuerpo. - Facies de monzogranito rosado - Textura isótropa, fanerítica hipidiomórfica holocristalina, equigranular de tamaño medio. - Facies de leucogranito blanco - Textura fanerítica gruesa, holocristalina hipidiomórfica. - Pequeño cuerpo ovoidal al S del granito es parte del granito. 	<ul style="list-style-type: none"> - Serie calcoalcalina de alto K - Peraluminoso - Monzogranito - Granito de alto Ba-Sr 	Condición respecto a Sierra Ballena	- Post-tectónico temprano (posterior al granito Guazunambí)
			Ambiente de emplazamiento	- Post-Colisional

BIBLIOGRAFÍA

- Almeida, F.F.M., Amaral, G., Cordani, U.G.m, and Kawashita, K., 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin, South of Amazona, in Nairn, A.C.M., Kanes, W.H., and Stehli, F.G., eds., *The ocean basins and margins*: New York, Plenum, p. 411–446.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*,46(3), 605-626.
- Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* 48: 43-55.
- Basei, M.A.S., Siga J.R.O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozzi, F., 2000. The Dom Feliciano Belt (Brazil-Uruguay) and its Foreland (Río de La Plata Craton): Framework, tectonic evolution and correlations with similar terranes of southwestern Africa, in Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A., and Campos, D., eds., *Tectonic evolution of South America*, International Geological Congress, p. 311–334.
- Basei, M.A.S.; Frimmel, H.E.; Nutman, A.P.; Preciozzi, F.; Jacob, J. (2005). A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts– evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research*, 139: 195-221.
- Basei, M.A.S., Sanchez Bettucci, L., Peel, E., Muzio, R., 2013. Complejo Granítico Santa Teresa, nuevas edades un aporte a la evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano. Congreso Uruguayo de Geología.
- Borges, F.S., White, S.H., 1980. Microstructural and chemical studies of sheared anorthosites, Roneval, South Harris. *J Struct Geol* 2:273–280
- Bossi J., 1966. Geología del Uruguay. II. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 411 p.
- Bossi, J., y Campal, N., 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay, in Gutiérrez, J., Saavedra, J., and Rábano, I., eds., *Paleozoico Inferior de Ibero-América*: Alicante, Universidad de Extremadura, p. 343–356.
- Bossi, J. y Ferrando, L., 2001. Carta geológica del Uruguay. Escala 1:500.000. Edición Geoeditores SRL (CD-ROM). Montevideo.
- Bossi, J., y Navarro, R., 2001. Recursos Minerales del Uruguay; versión digital, 418 pp; ISBN 9974-39 –281-0, Ed. Rojobona, Montevideo.

- Bossi, J., Preciozzi, F., and Campal, N., 1993. Predevoniano en el Uruguay I: Terreno Piedra Alta: Montevideo, Dirección Nacional de Minería y Geología, v. 1, p. 1–50.
- Bossi, J., Cingolani, C., Llambias, E., Varela, R., and Campal, N., 1993. Características del magmatismo post-orogénico finibrasiliano en el Uruguay: Formaciones Sierra de Ríos y Sierra de Animas: Revista Brasileira de Geociencias, v. 23, p. 282–288.
- Bossi, J., Piñeriro, D., Cingolani, C.A., 2005. El límite sur del Terreno Piedra Alta (Uruguay). Importancia de la faja milonítica sinistral de Colonia. Actas XVI Congreso Geológico Argentino, 1, 173-180.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed.) Rare earth element geochemistry. Elsevier, New York. pp 63-114.
- Brown, G.C., 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: Thorpe, R.S. (ed.) Orogenic Andesites and Related Rocks. J. Wiley. pp: 437-461.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S. and Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. Jour. Geol. Soc. London 141: 413-426.
- Campal, N., and Gancio, F., 1993. Asociación volcanitas – piroclastitas de los cerros Aguirre (departamento de Rocha): una nueva Formación y sus implicancias en la evolución del ciclo Brasiliano en el Uruguay: Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata: Uruguay, La Paloma, v. 2, p. 133–139.
- Campal, N. and Schipilov, A., 1995. The Illescas bluish quartz rapakivi granite (Uruguay – South America): some geological features: Symposium of Rapakivi Granites and Related rocks. Belem, Brazil, Proceedings, 18.
- Cingolani, C., Basei, M.A.S., Bossi, J., Piñeriro, D., Uriz, N.J., 2012. U-Pb (LA-ICP-MS) zircón age of the La Paz granite (Pando Belt, Uruguay); An upper Neoproterozoic magmatic event in the Río de la Plata Cratón. 8º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI). Medellin, Colombia.
- Cobbing, J., 2000. The Geology and Mapping of Granite Batholiths. *Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg*, 96, 147.
- Coward, M. P. and Potgieter, R., 1983. Thrust zones and shear zones of the margin of the Namaqua and Kheis mobile belts, Southern Africa. *Precambrian Research*, 21:39-54, Amsterdam.

- Crawford, M.L. and Hollister, L.S., 1982. Contrast of metamorphic and structural histories across the Work Channel lineament, Coast Plutonic Complex, British Columbia. *J Geophys Res* 87:3849-3860.
- Cross, W., Iddings, J.P., Pirsson, L.V. and Washington, H.S., 1902. The quantitative classification of igneous rocks. *J. Geol.*, 10, 555--690.
- Cullers, R.L., and Graf, J.L., 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis. En: *Rare earth element geochemistry* (Vol. 2, pp. 275-316). Elsevier Amsterdam.
- Debon, F., and Le Fort, P., 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bulletin de Minéralogie* 111: 493-510.
- De La Roche, H., Leterrier, P., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 diagram and major element analysis – its relationship with current nomenclature. *Chem. Geol.* 29: 183-210.
- de Santa Ana, H. y Veroslavsky, G., 2004. La tectosecuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Norte de Uruguay. Edad Jurásico – Cretácico Temprano. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M., Martínez, S., de Santa Ana, H., Goso, C., Montañó, J., Piñeiro, G., Muzio, R., Rossello, E., Perea, D., Ucha, N., Cuencas Sedimentarias del Uruguay, Geología, paleontología y recursos naturales. Montevideo, Uruguay. DIRAC-SUG. Pp 53-79.
- Douce, P., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?. *Geological Society, London, Special Publications*, 168(1), 55-75.
- Drummond, M.S. and Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95, 21503–21521.
- Fantin, M., 2003. Geología de la Sierra de Aguirre, Departamento de Rocha, Uruguay. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 92 pp.
- Fantin, M., Sánchez Bettucci, L., y Rapalini, A., 2007. Resultados Paleomagnéticos Negativos De La Formación Sierra de Aguirre, Departamento de Rocha, Uruguay: Congreso Uruguayo de Geología. (CD version).

- Faure, G., 1976. Principles of Isotope Geology, Second Edition. New York, United States. John Wiley and Sons, Inc.,
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., and Porcher, C.C., 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas, região de Quitéria-Capivarita: Acta Geologica Leopoldensia, v. 30, p. 117–138.
- Ferrando, L., and Fernández, A., 1971. Esquema tectónico – cronoestatigráfico del predevoniano en Uruguay, in XXV Congreso Brasileiro de Geología: Brazil, San Paulo, v. 1, p. 199–210.
- Fowler, M.B., Henney, P.J., Darbyshire, D.P.F. and Greenwood, P.B., 2001. Petrogenesis of high Ba–Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. J. Geol. Soc. London, 158, 521–534.
- Fragoso Cesar, A.R.S., 1980. O Cráton do rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia: Camboriú, v. 5, p. 2879–2892.
- Fragoso Cesar, A.R.S., 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as Orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. PhD. Thesis IG-Universidade São Paulo, 467 p.
- Fragoso Cesar, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., and Soliani, E., Jr., 1986. O Batólito Pelotas (Proterozoico superior-Eopaleozoico) no Escudo Rio Grande do Sul: XXXIV. Congresso Brasileiro de Geología: Goias, v. 1, p. 1322–1343.
- Fragoso Cesar, A.R.S., Machado, R., y Gomez Rifas, C., 1987. Observações sobre o cinturao Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o escudo do R.G do Sul: Curitiba, III Simposium Sul-Brasileiro de Geologia, v. 2, p. 791–809.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. J. Petrol., 42, 2033–2048.
- Frost, C.D. and Frost, B.R., 1997. High-K, iron-enriched rapakivi tipe granites: the tholeiite connection. Geology 25, 647-650.
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indications. Geology 17:1144–1147
- Gates, A.E. and Glover, L., 1989. Alleghanian tectono-thermal evolution of the dextral transcurrent hylas zone, Virginia Piedmont, USA. J Struct Geol 11:407–419.
- Gaucher, C., 2000. Sedimentology, Paleontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay): Beringeria, Würzburg, 120 p.

- Gaucher, C. y Sprechmann, P., 1998. Grupo Arroyo del Soldado: Paleontología, edad y correlaciones (Vendiano – Cámbrico inferior, Uruguay). Actas II congreso Uruguayo de Geología 189-187pp. Punta del Este Uruguay.
- Gaucher, C., Sprechmann, P., Schipilov, A., 1996. Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. *Neue Jahrb. Geol. Palaont. Abh.*, 199:339-367.
- Gaucher, C., Frei, R., Bossi, J., Schmid, R.S., 2011a. Arachania, a key block in Gondwana amalgamation: New ages support African affinity and independent late Neoproterozoic evolution. *Gondwana 14*, Abstracts: p.89, Buzios.
- Gaucher, C., Frei, R., Chemale Jr.F., Bossi, J., Martinez, G., Chinglino, L., Cernuschi, F., 2011b. Mesoproterozoic evolution of the Río de la Plata Craton in Uruguay: At the heart of Rodinia?. *International Journal of Earth Sciences*, 100:273-288.
- Germis, G.J.B., 1972. New shelly fossils from Nama group, South West Africa – *American Journal of Science* 272: 752 – 761 Washington D.C.
- Green, T.H., 1980. Island arc and continent-building magmatism: A review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 63, 367-385.
- Harris, N. and Marriner, G., 1980. Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia. *Lithos*, 13: 325-337.
- Hartmann, L.A., Piñeyro, D., Bossi, J., Leite, J.A.D., and Mcnaughton, N.J., 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Palaeoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Rio de la Plata Craton, Uruguay: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 105–113.
- Hartmann, L.A., Campal, N., Santos, J.O.S., Mcnaughton, N.J., Bossi, J., Schipilov, A., and Lafon, J.M., 2001. Archean crust in the Rio de la Plata craton, Uruguay-SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 557–570.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., and Mcnaughton, N.J., 2002. Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay: *Journal of South American Earth Science*, v. 15, p. 229–236.

- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., & Mitchell, S. F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12), 2341-2357.
- Hasui, J., Carneiro, C., and Coimbra, A., 1975. The Ribeira Folded belt: *Revista Brasileira de Geociencias*, v. 5, p. 257–266.
- Hibbard, M. J., 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall. Englewood Cliffs, NJ.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth. Sci.* 8: 523-548.
- Janoušek, V., Farrow, C. M. & Erban, V., 2006. Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *J. Petrology*, 47 (6):1255-1259.
- Joubert, O., 1974. The gneisses of Namaqualand and their deformation. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 77:339-345.
- Kawashita, K., Gaucher, C., Sprechmann, P., Teixeira, W., Victória, R, 1999. Preliminary chemostratigraphic insights on carbonate rocks from Nico Pérez Terrane (Uruguay). II South American Symposium of Isotope Geology, Córdoba (Abstract Volume), pp. 399-402.
- Lara, P., Oyhantcabal, P., Dadd, K., 2015. Post-collisional late neoproterozoic high Ba-Sr granitic magmatism of adakitic affinity from the Dom Feliciano belt and its cratonic foreland, Uruguay. 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis (Abstract), pt 116.
- Leake, B. E., 1990. Granite magmas: their sources, initiation and consequences of emplacement. *Journal of the Geological Society of London* 147: 570-589.
- Li, W.P., Li, X.H., Lu, F.X., Zhou, Y.Q. and Zhang, D.G., 2002. Geological characteristics and its setting for volcanic rocks of early Cretaceous Yixian Formation in western Liaoning province, eastern China. *Acta Petrol. Sinica*, 18, 193–204 (in Chinese with English abstract).
- Loureiro, J., Sánchez Bettucci, L., Pazos, P., Sánchez, G., and Stareczek, S., 2006. Hyaloclastic rocks at the Playa Hermosa Formation: V South American Symposium on Isotope Geology: Punta del Este, Uruguay, p. 397–398.
- Mallmann, G., Chemale, F., Jr., Ávila, J.N., Kawashita, K., and Armstrong, R.A., 2007. Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay: *Gondwana Research*, v. 12, p. 489–508.

- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14, 753–756.
- Martin, H., 1999. Adakite magmas: modern analogues of Archean granitoides. *Lithos*, 46, 411–429.
- Masquelin, H. (2002). Evolução estrutural e metamórfica do Complexo Gnáissico Cerro Olivo, Sudeste do Uruguai. Tese de Doutorado, 2 tomos, 344 pp. UFRGS, Porto Alegre.
- Masquelin, H., 2004. Estratigrafía de rocas ‘no estratificadas’ en Uruguay: Hacia un modelo dinámico para su explicación geológica: *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, III Época, Special Number, CD version. Montevideo.
- Masquelin, H., and Morales, E., 2003. El Terreno Punta del Este: Estructura, trayectoria P-T-t, geocronología y su relación con terrenos adyacentes in Fernandes, L.A.D., and Vujovich G.I., eds., *Simpósio Internacional ‘Acreção Do Microcontinente Cuyania A Proto-Margem Do Gondwana’*, Porto Alegre (RS), p. 10.
- Masquelin, H., y Tabó, F., 1988. Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay, Hoja Chafalote, Escala 1:100.000: DI.NA.MI.GE/Fac. de Agron. Fac. de H. y Ciencias, p. 1–20.
- Masquelin, H., Silva, M., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., 2001. Geología y geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, Basamento Prebrasiliano, Sureste del Uruguay: XI Congreso Latinoamericano de Geología. (CD), Montevideo.
- Masquelin, H., Fernandes, L.A.D., Lenz, C., Porcher, C., McNaughton, N., 2011. The Cerro Olivo Complex a pre-collisional Neoproterozoic Magmatic Arc in Eastern Uruguay, *International Geology Review*. 1-23.
- McCulloch, M.T. and Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, 358-374.
- Midot, D., 1984. Etude Géologique et Diagnostic Metallegénique pour l’Exploration du Sector de Minas (Uruguay): PhD. Thesis: París, Université de Paris IV, 175 p.
- Moench, R. H., 1986. Comment on “Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America” and “Magmatic epidote and its petrologic significance”. *Geology* 14: 187-188.
- Morales Demarco, M., 2012. Mineralogical, Petrophysical and Economical Characterization of the Dimensional Stones of Uruguay; Implications for Deposit Exploration (Doctoral dissertation, Niedersächsische Staats-und Universitätsbibliothek Göttingen).

- Morris, J.D. and Hart, S.R., 1983. Isotopic and incompatible trace element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutians, and implications for mantle structure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47,2051-2030.
- Naney, M.T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Am J Sci* 283:993-1033
- Osborn, E.F., 1959. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *American Journal of Science* 257, 609-647.
- Oyhantçabal, P., and Vaz, N., 1990. Una asociación de cuarcitas y rocas máficas y ultramáficas en los alrededores de Isla Patrulla, Treinta y Tres, Uruguay: Primer Congreso Uruguayo de Geología, v. 1, p. 137–144.
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Aubet, N., Cazaux, S., and Huelmo, S., 2003. Proterozoico del suroeste del Uruguay: nueva propuesta estratigráfica para la Formación Montevideo y el magmatismo asociado: *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, v. 1, p. 38–48.
- Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Siegesmund, S., and Spoturno, J., 2006. K/Ar Geochronology of the Mosquitos Shear Zone (Piedra Alta Terrane -Río de La Plata Craton – Uruguay): V South American Symposium on Isotope Geology, v. 1, p. 149.
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Loureiro, J., 2007. Caracterización Geológica de las rocas Paleoproterozoicas de la región centro-sur del Uruguay (Terreno Piedra Alta – Cratón del Río de La plata): V Congreso Uruguayo de Geología, T113, 18 p.
- Oyhantçabal P Siegesmund S, Wemmer K, Presnyakov S, Layer P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay) *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 166:1075–1084. DOI: 10.1144/0016-76492008-122.
- Oyhantçabal P, Siegesmund S, Wemmer K., 2010. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Science*, Volume 100(2-3):201-220 DOI: 10.1007/s00531-010-0580-8.
- Oyhantçabal P, Siegesmund S, Wemmer K., 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Science*, Volume 100, Numbers 2-3, 201-220 DOI: 10.1007/s00531-010-0580-8.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4): 120-125.
- Pearce, J.A., Harris, N.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.* 25: 956-983.

- Peccerillo, R. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib Mineral Petrol.* 58: 63-81.
- Peel, E., 2012. Petrografía, Geoquímica e Geocronologia do Complexo Paso del Dragon (NE do Uruguai): implicações geotectônica na evolução do Cinturão Dom Feliciano. Tesis de doctorado. Universidad de San Pablo, Brasil. 198 pp.
- Peel, E., and Preciozzi, F., 2006. Geochronologic Synthesis of the Piedra Alta Terrane, Uruguay: V South American Symposium on Isotope Geology, v. 1, p. 234–237.
- Philipp, R.P., 1998. A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. São Paulo, Ph.D. Thesis: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 255 p.
- Philipp R.P., and Machado, R., 2005. The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, p. 461–478.
- Poli, S. and Schmidt, M. W., 1995. H₂O transport and release in subduction zones: experimental constraints on basaltic and andesitic systems. *J Geophys Res* 100:22299-22314.
- Poli, S. and Schmidt, M. W., 2004. Experimental subsolidus studies on epidote minerals. *Rev Mineral Geochem* 56: 171-195.
- Porada, H. 1979. The Damara-Ribeira Orogen of Pan-African-Brasiliano Cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics* 57: 237–268.
- Preciozzi, F., 1989, Aspectos petrográficos del complejo intrusivo de Arroyo Marincho y granodiorita de Arroyo Grande. *Contribución a la geología del Uruguay: Dirección Nacional de Minería y Geología*, v. 7, p. 1–18.
- Preciozzi, F., Basei, M.A.S., and Masquelin, H., 1999. New geochronological data from the Piedra Alta Terrane (Rio de La Plata Craton): II South American Symposium on Isotope Geology, v. 1, p. 341–343.
- Preciozzi, F., Masquelin, H., and Basei, M.A.S., 1999. The Namaqua/Grenville Terrane of eastern Uruguay: II South American Symposium on Isotope Geology, Argentina, p. 338–340.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., and Heinzen, W., 1979. Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1/2.000.000: Instituto Geológico Ing. Terra Arocena, p. 1–62.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., and Rossi, P., 1985. Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000: Dirección Nacional de Minería y Geología, p. 92.

- Preciozzi, F., Masquelin, H., and Sánchez Bettucci, L., 1993. Geología de la Porción sur del Cinturón Cuchilla de Dionisio, in Preciozzi, F., Masquelin, H., and Sánchez Bettucci, L., eds. Guía de Excursión del Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, Dirección Nacional de Minería y Geología: Montevideo, p. 1–39.
- Preciozzi, F., Peel, E., Muzio, R., Ledesma, J.J., and Guerequiz, R., 2001. Western cratonic domains in Uruguay: Geochronology: III South American Symposium on Isotope Geology, v. 1, p. 222–225.
- Qian, Q., Chung, S.L., Lee, T.Y. and Wen, D.J., 2002. Geochemical characteristics and petrogenesis of the Badaling high Ba–Sr granitoids: a comparison of igneous rocks from North China and the Dabie–Sulu Orogen. *Acta Petrol. Sinica*, 18, 275–292 (in Chinese with English Abstract).
- Qian, Q., Chung, S. L., Lee, T. Y., and Wen, D. J., 2003. Mesozoic high Ba–Sr granitoids from North China: Geochemical characteristics and geological implications. *Terra Nova* 15, 272–78.
- Rapalini, A., Tohver, E., Sánchez Bettucci, L., Barcelona, H., 2011. The Sierra de las Animas Magmatic Complex, Southern Uruguay, revised: new paleomagnetic and precise geochronologic data. *Latinmag Letters*. Tandil, Argentina. Special Issue.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman/Wyllie. Harlow/New York.
- Rossello, E. A., de Santa Ana, H., Veroslasky, G., 1999. El lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): un rifting transtensivo mesozoico abortado durante la apertura Atlántica?. *Boletín V Simposio sobre o Cretáceo do Brasil - I Simposio sobre Cretácico de Sudamérica*. Serra Negra, pp. 443-448.
- Rossello, E. A., de Santa Ana, H., Veroslasky, G., 2000. El lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): un corredor extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura Atlántica. *Revista Brasileira de Geociencias* 30(4): 749-756.
- Rossini, C., and Legrand, J.M., 2003. Eventos Tecto-metamórficos del Grupo Carapé: un modelo para su evolución Neoproterozoica: *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, Special Publication, v. 1, p. 49–67. CD-ROM version.
- Schmidt, M. W. and Poli, S., 2004. Physical and Chemical Properties of the Epidote Minerals. En: Liebscher, A. and Franz, G., *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Vol. 56, Mineralogical Society of America. pp. 399-430, 2004

- Sánchez Bettucci, L., 1998. Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas – Piriápolis, Uruguay. PhD. Thesis: Universidad de Buenos Aires, 344 p.
- Sánchez Bettucci, L., and Mezzano, A., 1993. Análisis Sedimentológico y faciológico de la Formación Rocha (Ex-Grupo Rocha): *Revista Brasileira de Geociencias*, v. 23, p. 323–329.
- Sánchez Bettucci, L., and Ramos, V.A., 1999. Aspectos Geológicos de las rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Grupo Lavallega, Sudeste de Uruguay: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 557–570.
- Sánchez Bettucci, L., and Rapalini, A.E., 2002. Paleomagnetism of the Sierra de Las Animas Complex, Southern Uruguay: Its Implications in the assembly of western Gondwana: *Precambrian Research*, v. 118, p. 243–265.
- Sánchez Bettucci, L., Cosarinsky, M., and Ramos, V.A., 2001. Tectonic setting of the Late Proterozoic Lavallega Group (Dom Feliciano Belt), Uruguay: *Gondwana Research*, v. 4, p. 395–407.
- Sánchez Bettucci, L., Oyhançabal, P., Page, S., Ramos V.A., 2003a. Petrography and Geochemistry of the Carapé Complex, Southeastern Uruguay: *Gondwana Research*, v. 6, p. 89–105.
- Sánchez Bettucci, L., Preciozzi, F., Basei, M. A. S., Oyhançabal, P., Peel, E., and Loureiro, J. 2003b. Campanero Unit: A Probable Paleoproterozoic Basement and its Correlation to Other Units of Southeastern Uruguay: IV South -American Symposium on Isotope Geology: Bahia. CD-room.
- Sánchez Bettucci L., Oyhançabal, P., Preciozzi, F., Loureiro, J., Ramos, V.A., and Basei, M.A.S., 2004. Mineralizations of The Lavallega Group (Uruguay), A Neoproterozoic Volcano – Sedimentary Sequence: *Gondwana Research*, v. 7, p. 745–751.
- Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Masquelin, E., 2010. Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *International Geology Review* 52, 51-78.
- Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Oyhançabal, P., 2010. Precambrian geotectonic units of the Río de la Plata craton, *International Geology Review*, 52:1, 32-50.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D., and Mcnaughton, N.J., 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay: *International Geology Review*, v. 45, p. 27–48.

- Saunders, A. D., Norry, M. J. and Tarney, J., 1991. Fluid influence on the trace element composition of subduction zone magmas. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 335,377-392.
- Shand, H. S., 1943. *Eruptive Rocks*. John Wiley and Sons.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sciences Review* 12, 1-33.
- Sun, S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (A. D. Saunders and M. J. Norry, eds). *Geol. Soc. [London] Spec. Publ.*, 42, 313–345.
- Tarney, J. and Jones, C.E., 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *J. Geol. Soc. London*, 151, 855–868.
- Teixeira, W., Renne, P.R., Bossi, J., Campal, N., D'Agrella Filho, M.S., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb/Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Precambrian Res.* 93, 153-180.
- Tullis, J., and Yund, R. A., 1991. Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *J Struct Geol* 13:987–1000.
- Tullis, J., and Yund, R. A., 1992. The brittle-ductile transition in feldspar aggregates: an experimental study. In: Evans B, Wong TF (eds) *Fault mechanics and transport properties of rocks: a festschrift in honour of W. F. Brace*, pp 89–117
- Tulloch, A. J., 1986. Comment on “Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America” and “Magmatic epidote and its petrologic significance”. *Geology* 14:187-188.
- Umpierre, M., and Halpern, M., 1971. Edades estroncio-rubidio en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 25,138–151.
- Van der Plas, L. y Tobi, A.C., 1965. A chart for Judging the Reliability of Point Counting Results. *American Journal of Science*, Vol 263. Pp 87-90.
- Villaseca, C., Barbero, L., Rogers, G., 1998. Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain: Petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constrains. *Lithos* 43, 55-79.
- Winter, J.D., 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall Upper Saddle River, New Jersey

- Zen, E., 1988. Tectonic significance of high-pressure plutonic rocks in the western cordillera of North America. In: *Metamorphism and Crustal Evolution of the Western United States*. Rubey Vol.VII. W.G.Ernst (ed) Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, p 41-67.
- Zen, E., 1985. Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North-America. *Geology* 13:266-269.
- Zen, E., and Hammarstrom, J.M., 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology* 12:515-518.
- Zen, E., and Hammarstrom, J. M., 1986. Reply on the comments on “Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America” and “Magmatic epidote and its petrologic significance” by AJ Tulloch and by RH Moench. *Geology* 14:187-188.

ANEXO 1**Coordenadas de puntos muestreados para litoquímica**

Muestra	Abscisa - Km	Norte - Km	Hoja
SF-01	734,162 E	6334,901 S	21H
SF-02	736,875 E	6346,182 S	21H
SF-03	736,878 E	6338,023 S	21H
SF-04	741,236 E	6344,929 S	21H
SF-05	746,218 E	6367,829 S	21H
SF-06	746,218 E	6367,829 S	21H
SF-07	734,781 E	6337,216 S	21H
SF-08	738,249 E	6338,260 S	21H
SF-09	739,082 E	6360,011 S	21H
SF-10	739,142 E	6360,602 S	21H
SF-11	738,472 E	6345,285 S	21H
SF-12	753,970 E	6382,833 S	21H
SF-13	739,291 E	6360,489 S	21H

ANEXO 2**Resultados analíticos de los granitos Guazunambí, Policlínica y Yermal**

Muestra	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Sc	LOI	Total
SF-01	69,56	14,71	2,11	0,51	0,95	3,57	6,47	0,38	0,16	0,03	<0.002	2	0,8	99,23
SF-02	69,98	14,65	1,89	0,54	0,71	3,12	6,94	0,41	0,18	0,02	0,002	3	0,9	99,33
SF-03	66,37	14,62	3,13	1,27	1,85	3,09	6,63	0,62	0,36	0,04	0,006	5	1,2	99,22
SF-04	68,09	14,34	2,82	1,10	2,19	3,34	5,90	0,55	0,27	0,05	0,004	4	0,6	99,25
SF-05	71,37	14,80	1,60	0,35	0,37	4,04	5,91	0,25	0,10	<0.01	<0.002	2	0,7	99,47
SF-06	71,72	14,57	1,52	0,40	1,13	4,08	4,83	0,25	0,13	0,02	<0.002	2	0,8	99,42
SF-07	70,31	15,20	1,61	0,40	0,64	3,46	6,66	0,33	0,14	0,02	<0.002	2	0,6	99,37
SF-08	72,09	14,40	0,50	0,10	0,82	1,65	9,38	0,07	0,02	0,02	<0.002	2	0,4	99,47
SF-09	74,08	13,90	1,11	0,21	0,63	4,26	4,65	0,15	0,06	<0.01	<0.002	2	0,7	99,72
SF-10	75,74	13,85	0,54	0,05	0,21	4,84	3,80	0,02	<0.01	<0.01	<0.002	<1	0,8	99,87
SF-11	70,79	14,60	2,04	0,74	0,32	3,39	5,74	0,43	0,13	0,02	0,004	3	1,3	99,48
SF-12	71,22	14,68	1,59	0,55	0,88	3,89	5,67	0,27	0,11	0,03	<0.002	2	0,6	99,48
SF-13	75,26	13,83	0,88	0,03	0,24	4,74	4,30	0,02	<0.01	<0.01	<0.002	<1	0,6	99,87
MM-01	71,30	14,41	1,45	0,47	1,15	3,71	5,69	0,27	0,10	0,02			0,5	99,41

Santiago Fort

Muestra	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	W
SF-01	3807	2	63,7	1,8	21,4	7,7	10,1	153,4	1387,0	0,6	19,1	2,4	26	539,5
SF-02	3243	3	51,9	1,6	20,3	8,5	10,9	155,4	1144,1	0,8	18,2	2,8	19	480,4
SF-03	3713	5	63,9	2,0	21,3	10,3	16,7	140,8	1416,4	1,0	16,3	1,7	39	402,6
SF-04	3159	7	74,1	1,4	21,4	7,4	14,6	139,1	1645,1	0,9	14,0	2,3	40	567,3
SF-05	2406	5	68,2	1,3	21,3	5,4	6,0	140,2	968,2	0,6	18,9	1,7	22	619,0
SF-06	2789	3	79,3	1,0	22,0	4,8	8,8	111,7	1182,1	0,7	8,5	2,0	14	589,1
SF-07	3170	4	42,3	1,3	22,1	7,6	9,5	146,4	1260,7	0,8	19,0	3,0	13	372,0
SF-08	3059	<1	66,6	1,6	14,4	1,1	6,4	220,7	757,7	0,9	3,2	1,2	11	610,5
SF-09	999	12	69,4	2,1	25,7	4,5	7,3	177,7	475,7	0,6	9,4	2,5	11	602,4
SF-10	120	4	75,7	1,0	38,0	5,4	3,1	207,9	95,4	0,3	27,2	2,2	17	672,7
SF-11	2529	6	51,1	2,0	21,1	6,6	12,6	144,9	882,0	0,8	15,3	2,0	23	310,0
SF-12	2181	6	72,0	1,9	22,1	6,1	7,5	170,8	976,6	0,6	19,2	3,2	20	544,2
SF-13	73	6	62,5	1,4	39,7	10,5	4,2	221,1	97,7	0,5	50,7	3,1	15	587,5
MM-01	2238				22,0		12,0	151,0	1002,0				20	190,0

Santiago Fort

Muestra	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Yb	Lu
SF-01	302,0	12,3	129,1	213,3	22,93	77,6	10,18	2,16	6,10	0,61	2,35	0,35	0,62	0,08
SF-02	321,6	13,3	105,0	183,3	23,12	81,7	12,00	2,59	7,02	0,71	2,95	0,48	0,93	0,12
SF-03	399,4	15,1	115,1	199,4	21,49	76,0	10,52	2,36	6,57	0,74	3,24	0,51	1,10	0,16
SF-04	298,2	14,4	126,0	212,6	21,86	74,9	10,22	2,23	6,24	0,70	3,24	0,48	0,98	0,15
SF-05	186,0	5,3	61,7	107,3	11,57	39,9	5,53	1,18	3,18	0,29	1,15	0,16	0,38	0,04
SF-06	152,7	5,3	46,1	78,5	8,28	26,3	3,80	0,82	2,27	0,23	1,04	0,15	0,38	0,05
SF-07	270,8	7,4	68,5	108,1	12,65	43,0	6,09	1,33	3,80	0,39	1,58	0,22	0,43	0,05
SF-08	23,9	6,2	9,3	13,6	1,88	7,0	1,62	0,35	1,39	0,22	1,13	0,24	0,54	0,08
SF-09	110,7	7,6	20,7	43,1	4,11	14,6	2,50	0,52	1,81	0,23	1,24	0,21	0,56	0,10
SF-10	65,2	2,7	2,5	4,5	0,36	1,6	0,25	0,09	0,35	0,05	0,26	0,06	0,34	0,06
SF-11	233,7	13,5	77,1	123,4	14,32	50,5	7,53	1,66	4,90	0,57	2,56	0,42	0,92	0,15
SF-12	193,4	10,6	101,5	143,3	16,59	56,4	7,51	1,79	4,70	0,46	1,71	0,27	0,49	0,07
SF-13	127,3	5,2	4,0	5,6	0,70	2,7	0,56	0,16	0,60	0,08	0,58	0,13	0,72	0,15
MM-01	10,0													

Santiago Fort

Muestra	Sn	Tm	Er	TOT/C	TOT/S	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi
SF-01	2	0,11	0,84	0,02	<0.02	0,2	7,5	15,8	58	5,9	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
SF-02	2	0,14	0,98	<0.02	<0.02	0,1	2,0	13,9	46	6,1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
SF-03	3	0,17	1,28	0,05	<0.02	0,1	10,1	9,0	45	15,7	0,6	<0.1	<0.1	<0.1
SF-04	2	0,17	1,13	<0.02	<0.02	0,1	2,9	22,3	58	17,2	0,5	<0.1	<0.1	<0.1
SF-05	2	0,05	0,32	0,02	<0.02	0,2	4,2	7,8	27	3,5	0,5	<0.1	<0.1	<0.1
SF-06	1	0,05	0,41	<0.02	<0.02	0,1	1,9	12,7	50	2,0	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
SF-07	2	0,07	0,46	<0.02	<0.02	<0.1	1,3	8,6	51	2,5	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
SF-08	<1	0,08	0,60	<0.02	<0.02	<0.1	3,6	5,7	2	2,0	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
SF-09	1	0,09	0,65	0,02	<0.02	0,2	3,0	16,4	27	3,9	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
SF-10	<1	0,03	0,21	<0.02	<0.02	0,2	3,6	13,0	3	1,0	0,6	<0.1	<0.1	<0.1
SF-11	2	0,16	1,02	<0.02	<0.02	0,1	3,7	19,9	36	11,1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
SF-12	2	0,08	0,63	0,03	<0.02	0,2	3,2	10,4	47	7,7	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1
SF-13	<1	0,08	0,41	0,02	<0.02	0,1	3,3	11,0	4	0,9	0,6	<0.1	<0.1	0,4
MM-01							35	19,0						

Santiago Fort

Muestra	Ag	Au	Hg	Tl	Se	LaN	CeN	PrN	NdN	SmN	EuN	GdN	TbN	DyN	HoN
SF-01	<0.1	<0.5	<0.01	0,2	<0.5	416,4516	263,9851	187,9508	129,3333	52,20513	29,38776	23,55212	12,8692	7,298137	4,874652
SF-02	<0.1	4,6	<0.01	0,2	<0.5	338,7097	226,8564	189,5082	136,1667	61,53846	35,2381	27,10425	14,9789	9,161491	6,685237
SF-03	<0.1	1,1	<0.01	0,2	<0.5	371,2903	246,7822	176,1475	126,6667	53,94872	32,10884	25,3668	15,61181	10,06211	7,103064
SF-04	<0.1	<0.5	<0.01	0,3	<0.5	406,4516	263,1188	179,1803	124,8333	52,41026	30,34014	24,09266	14,76793	10,06211	6,685237
SF-05	<0.1	<0.5	<0.01	0,1	<0.5	199,0323	132,797	94,83607	66,5	28,35897	16,05442	12,27799	6,118143	3,571429	2,228412
SF-06	<0.1	3,3	<0.01	0,2	<0.5	148,7097	97,15347	67,86885	43,83333	19,48718	11,15646	8,764479	4,852321	3,229814	2,089137
SF-07	<0.1	2,5	<0.01	0,1	<0.5	220,9677	133,7871	103,6885	71,66667	31,23077	18,09524	14,67182	8,227848	4,906832	3,064067
SF-08	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5	30	16,83168	15,40984	11,66667	8,307692	4,761905	5,366795	4,64135	3,509317	3,342618
SF-09	<0.1	<0.5	<0.01	0,1	<0.5	66,77419	53,34158	33,68853	24,33333	12,82051	7,07483	6,988417	4,852321	3,850932	2,924791
SF-10	<0.1	<0.5	<0.01	<0.1	<0.5	8,064516	5,569307	2,95082	2,666667	1,282051	1,22449	1,351351	1,054852	0,807453	0,835655
SF-11	<0.1	<0.5	<0.01	0,3	<0.5	248,7097	152,7228	117,377	84,16667	38,61539	22,58503	18,91892	12,02532	7,950311	5,849582
SF-12	<0.1	<0.5	<0.01	0,2	<0.5	327,4194	177,3515	135,9836	94	38,51282	24,35374	18,14672	9,704641	5,310559	3,760446
SF-13	<0.1	0,6	<0.01	<0.1	<0.5	12,90323	6,930693	5,737705	4,5	2,871795	2,176871	2,316602	1,687764	1,801242	1,810585

MM-01

Santiago Fort

Muestra	ErN	TmN	YbN	LuN	Muestra	Granito
SF-01	4	3,395062	2,966507	2,484472	SF-01	Yermal
SF-02	4,666667	4,320988	4,449761	3,726708	SF-02	Yermal
SF-03	6,095238	5,246914	5,263158	4,968944	SF-03	Yermal
SF-04	5,380952	5,246914	4,688995	4,658385	SF-04	Yermal
SF-05	1,52381	1,54321	1,818182	1,242236	SF-05	Guazunambí
SF-06	1,952381	1,54321	1,818182	1,552795	SF-06	Yermal
SF-07	2,190476	2,160494	2,057416	1,552795	SF-07	Yermal
SF-08	2,857143	2,469136	2,583732	2,484472	SF-08	Leucogranito
SF-09	3,095238	2,777778	2,679426	3,10559	SF-09	Policlínica
SF-10	1	0,925926	1,626794	1,863354	SF-10	Policlínica
SF-11	4,857143	4,938272	4,401914	4,658385	SF-11	Yermal
SF-12	3	2,469136	2,344498	2,173913	SF-12	Guazunambí
SF-13	1,952381	2,469136	3,444976	4,658385	SF-13	Policlínica
MM-01					MM-01	Guazunambí

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar estoy muy agradecido a mi familia, quienes me ayudaron e impulsaron a involucrarme en el mundo de las ciencias, particularmente en el de la geología.

Eternamente agradecido a Elena Peel, por ayudarme a crecer académicamente, por todos los consejos, la confianza, la dedicación y la ayuda. Dedicación que significó un esfuerzo que diariamente te restó tiempo.

Agradecer a Pati, por compartir momentos y largas charlas de box, particularmente a esos intercambios de ideas y papers entorno a nuestras tesis que ayudaron a mejorar el trabajo sustancialmente.

Agradecer a todos los AMIGOS y amistades que hice en Facultad, que ayudaron a hacer el tiempo y estudio más ameno y entretenido.

Y por último agradecer a la Facultad de Ciencias por la oportunidad de formarme.

¡Gracias!