



UNIVERSIDAD INDUSTRIAL
DE SANTANDER
-UIS-

INSTITUTO COLOMBIANO DE
GEOLOGÍA Y MINERÍA
-INGEOMINAS-



**ESTUDIO PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO PRELIMINAR DEL CONJUNTO
GRANITOIDE DE SAN LUCAS, PLANCHA 64: SECTOR PUEBLITO MEJÍA –
SAN ANTONIO (SUR DE BOLÍVAR, SERRANÍA DE SAN LUCAS)**

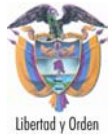
RAFAEL ALBERTO CASAS PLATA

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2006**



UNIVERSIDAD INDUSTRIAL
DE SANTANDER
-UIS-

INSTITUTO COLOMBIANO DE
GEOLOGÍA Y MINERÍA
-INGEOMINAS-



**ESTUDIO PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO PRELIMINAR DEL CONJUNTO
GRANITOIDE DE SAN LUCAS, PLANCHA 64: SECTOR PUEBLITO MEJÍA –
SAN ANTONIO (SUR DE BOLÍVAR, SERRANÍA DE SAN LUCAS)**

RAFAEL ALBERTO CASAS PLATA

Tesis De Grado Para Optar Al Título De Geólogo

DIRECTOR:

LUÍS CARLOS MANTILLA FIGUEROA
Geólogo Ph.D.

CODIRECTOR:

OSCAR MAURICIO CASTELLANOS ALARCON
Geólogo M.Sc.

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2006**



DEDICATORIA

A mi madre Ana Victoria, porque todo triunfo mío será para ella.

A pesar de todas las dificultades siempre creyó en mí, y gracias a su amor y comprensión he llegado hasta aquí.

A mi padre José Alberto va esta dedicatoria póstuma, aunque sé que desde el cielo me observa, estoy seguro que le hubiera encantado estar aquí.

A mi hermano Mauricio por su existencia, apoyo y compañía en todo este trayecto y ojalá en el que viene.

A Sandra Juliana quien encendió la luz que faltaba para ver el final del camino.

A todas las personas que siempre creyeron en mí.

Gracias.



UNIVERSIDAD INDUSTRIAL
DE SANTANDER
-UIS-

INSTITUTO COLOMBIANO DE
GEOLOGIA Y MINERÍA
-INGEOMINAS-



AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer a Dios por permitirme llegar hasta aquí rodeado de mi familia y de las personas que amo, por darme a mi madre, a mi hermano y a mi padre quien seguramente está junto a Él.

A la Universidad Industrial de Santander por brindarme la ayuda para adquirir el conocimiento del que ahora disfruto y por el préstamo de sus instalaciones, necesarias para el desarrollo de este trabajo.

Al profesor Luis Carlos Mantilla Figueroa, Director del Proyecto, por la confianza que depositó en mí para este trabajo; su dirección, dedicación y orientación fueron indispensables para el éxito de la investigación.

A Oscar Mauricio Castellanos Alarcón, Co-director del Proyecto, por sus consejos siempre oportunos y necesarios para el perfeccionamiento de este libro.

Al Grupo de Investigación MINPETGEO, especialmente al grupo de trabajo del Proyecto San Lucas de la UIS e INGEOMINAS, así como a todas las personas que pusieron su granito de arena para que esta Tesis de Grado terminara con éxito.



CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	1
1. OBJETIVOS	3
2. METODOLOGÍA	5
2.1 FASE 1: REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO	5
2.2 FASE 2: LABORATORIO	5
2.3 FASE 3: INTERPRETACIÓN DE DATOS Y ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL	8
3. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO	9
4. ANTECEDENTES	11
4.1 GEOLOGÍA DE LA SERRANIA DE SAN LUCAS	11
4.2 ESTRATIGRAFÍA	13
4.2.1 Precámbrico	14
4.2.2 Paleozoico	14
4.2.3 Triásico – Jurásico	14



4.2.4	Terciario	15
4.2.5	Cuaternario	16
4.3	PALEOTECTÓNICA Y PALEOGEODINÁMICA	16
5.	GENERALIDADES DE LOS CINTURONES GRANITICOS EN COLOMBIA	19
5.1	Plutonismo Triásico (248-215 Ma)	19
5.2	Plutonismo Jurásico (210-214 Ma)	20
5.3	Plutonismo Cretácico (131-64 Ma)	21
5.4	Plutonismo Paleógeno (60-30 Ma)	21
5.5	Plutonismo Neógeno (30-0 Ma)	21
6.	PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS DEL CONJUNTO GRANITOIDE DE SAN LUCAS (Jgsl)	24
6.1	LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS ESTUDIADAS	24
6.2	CONSIDERACIONES PETROGRÁFICAS PRELIMINARES	28
6.3	RESULTADOS DEL ESTUDIO PETROGRÁFICO	30



6.3.1	Clasificación Litológica	31
6.3.2	Rasgos Mineralógicos de las distintas litologías del Conjunto Granitoide de San Lucas	35
7.	GEOQUÍMICA DEL CONJUNTO GRANITOIDE DE SAN LUCAS	46
7.1	LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS	46
7.2	CONSIDERACIONES GEOQUÍMICAS PRELIMINARES	46
7.3	RESULTADOS DEL ESTUDIO GEOQUÍMICO	51
7.3.1	Clasificación Geoquímica, Tipológica y Tectono-geoquímica	56
8.	SIGNIFICADO PETROGENÉTICO	67
9.	IMPLICACIONES METALOGENÉTICAS	71
	CONCLUSIONES	75
	RECOMENDACIONES	76
	BIBLIOGRAFÍA	77



ABREVIATURAS

Los simbología utilizada fue tomada de Kretz (1983).

Apatito.....	Ap
Augita.....	Aug
Biotita.....	Bt
Calcita.....	Cal
Circón.....	Zrn
Clinzoisita.....	Czo
Clorita.....	Chl
Cuarzo.....	Qtz
Epidota.....	Ep
Esfena.....	Spn
Feldespato potásico....	Fd-K
Hornblenda.....	Hbl
Plagioclasa.....	Pl
*Opacos.....	Op
*Sericita.....	Ser

* Estas abreviaturas son sugeridas por el autor.



LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1 Aspecto del espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X de Energía Dispersa <i>Shimadzu EDX 800HS</i> (localizado en las instalaciones del CDP de Joyería, en la ciudad de Bucaramanga) el cual fue utilizado en el presente estudio para determinar la composición química elemental de las rocas estudiadas.	7
Figura 2 Esquema geológico del área de estudio. La litología sombreada en color rosado, representa la franja con afloramientos del Conjunto Granitoide de San Lucas.	11
Figura 3 Esquema estructural (deformación transpresiva) de la Serranía de San Lucas y su relación con la Falla Palestina. Modificado de Barrero (2001).	17
Figura 4 Cinturones magmáticos Mesozoicos a Cenozoicos de los Andes Colombianos. (Modificado de Sillitoe <i>et al.</i> , 1982 y Aspden <i>et al.</i> , 1987). En Ordóñez (2003).	22
Figura 5 Imagen satelital con la distribución espacial de los afloramientos de rocas ígneas que conforman el Conjunto Granitoide de San Lucas (señaladas en color rojo intenso).	25
Figura 6 Localización geográfica de las 14 muestras escogidas para análisis petrográficos y geoquímicos. La base cartográfica geológica es tomada del informe preliminar INGEOMINAS-UIS (2005). Los colores son los mismos que se pueden encontrar en la Figura 1.	27



- Figura 7 Aspecto de los afloramientos de las rocas ígneas que conforman el Conjunto Granitoide de San Lucas. a. Ciénaga Matatigres, caserío San Antonio, cerros redondeados que representan la morfología del Granitoide de San Lucas; b. Caserío San Antonio, Quebrada Los Ajizal. Fracturamiento de rocas ígneas graníticas pertenecientes al Conjunto Granitoide de San Lucas; c. Afloramiento del Granitoide. Quebrada Honda (Altos del Rosario). 31
- Figura 8 Diagrama QAP mostrando la clasificación modal del Conjunto Granitoide de San Lucas. Modificado de Streckeisen (1976). 33
- Figura 9 Clasificación por linajes graníticos para las muestras del Conjunto Granitoide de San Lucas basado en el diagrama de Streckeisen (1976). Modificado de Bowden *et al.*, (1984). CAT: calco alcalino tonalítico o trondhjemítico, CAG: calco alcalino granodiorítico, SAM: monzonítico subalcalino, ALK: potásico aluminoso y ANA: soda alcalina. 34
- Figura 10 Cristales de plagioclasa con zonación de variable espesor y alteración, típicos de los granitos de baja temperatura. Fotografías tomadas en nícoles cruzados con aumento de 8X. 35
- Figura 11 Textura alotriomórfica inequigranular del monzogranito. Nícoles cruzados. Aumento 5X. 36
- Figura 12 a. Cuarzo anhedral asociada a plagioclasa y feldespato potásico. Nícoles cruzados. Aumento 5X b. Cuarzo anhedral e intersticial. Nícoles cruzados. Aumento 8X. 36



- Figura 13 Feldespato potásico con textura perfitica. Nícoles cruzados. 37
Aumento 5X.
- Figura 14 a. Plagioclasa con alteración sectorial y macla de Carlsbad. 37
Nícoles cruzados. Aumento 5X; b. Plagioclasa con zonación
y macla polisintética. Nícoles cruzados. Aumento 8X; c.
Plagioclasa zonada con alteración sectorial. Nícoles
cruzados. Aumento 10X.
- Figura 15 Biotita con alteración a clinozoisita y epídota rodeada por 38
grupos opacos. Aumento 10X. a. Nícoles paralelos; b.
Nícoles cruzados.
- Figura 16 Hornblenda con núcleo alterado a clinozoisita. Aumento 10X. 39
a. Nícoles paralelos; b. Nícoles cruzados.
- Figura 17 Esfena subhedral junto al cuarzo y clinozoisita. Aumento 8X. 39
a. Nícoles paralelos; b. Nícoles cruzados.
- Figura 18 Textura hipidiomórfica inequigranular de las granodioritas. 40
Aumento 8X. a. Nícoles paralelos; b. Nícoles cruzados.
- Figura 19 a. Plagioclasa con macla polisintética y alteración 41
clinozoisita. Nícoles cruzados. Aumento 10X; b. Plagioclasa
zonada y con alteración sectorial a sericita. Nícoles
cruzados. Aumento 8X.
- Figura 20 a. Feldespato potásico con textura gráfica; en el centro circón 41
redondeado (Textura Poiquilitica). Nícoles cruzados.
Aumento 10X; b. Textura antiperfitica. Nícoles cruzados.
Aumento 10X.
- Figura 21 Biotita alterada a clinozoisita. Aumento 10X. a. Nícoles 42
paralelos; b. Nícoles cruzados.



- Figura 22 Augita con macla polisintética y textura coronítica debido a la 42
presencia de clorita y biotita en los bordes de los cristales.
Aumento 8X. a. Nícoles paralelos; b. Nícoles cruzados.
- Figura 23 Augita con textura coronítica debido a la alteración a biotita, 43
clinozoisita y clorita en los bordes. Aumento 20X. a. Nícoles
paralelos; b. Nícoles cruzados.
- Figura 24 Fotografías superiores: Textura hipidiomórfica inequigular, 44
en el centro, biotita alterada a clinozoisita. Aumento 8X. a.
Nícoles paralelos; b. Nícoles cruzados. Fotografías inferiores:
Anfíbol epidotizado. Aumento 8X. c. Nícoles paralelos. d.
Nícoles cruzados.
- Figura 25 Textura porfídica y localmente granofídica en el sienogranito. 45
Aumento 8X. a. Nícoles paralelos; b. Nícoles cruzados.
- Figura 26 Clasificación SIAM (en alusión a los tipos S, I, A y M de 49
granitos) de los granitoides de White y Chapell (1983),
Clarke (1992) y Whalen (1985). $*molar Al_2O_3 / (CaO+Na_2O+K_2O)$.
- Figura 27 Tipología de rocas graníticas y contexto geodinámico de su 51
emplazamiento. Tomado de Winter (2001).
- Figura 28 Diagrama TAS para SiO_2 vs $(Na_2O + K_2O)$, modificado de 56
Rollinson (1993).
- Figura 29 Índice de Shand (en Maniar y Piccoli, 1989). 57
- Figura 30 Diagrama trivariante Ab-An-Or, según la clasificación de 58
Barker (1979), basado en el contenido de albita-anortita-
ortoclasa obtenido de la norma CIPW.



- Figura 31 Diagrama AFM según Irvine y Baragar (1971). Se observa 59
que las rocas son principalmente calco-alcalin. $FeO^* = FeO + Fe_2O_3$.
- Figura 32 Diagrama de Irvine y Baragar (1971) confirmando la calco- 60
alcalinidad de las muestras.
- Figura 33 Proyección de las muestras analizadas, en el diagrama 61
Álcalis Vs. Sílice de Irvine y Baragar (1971).
- Figura 34 Diagrama discriminante de K_2O Vs. SiO_2 propuesto por 61
Peccerillo y Taylor (1976), para la clasificación de rocas
subalcalinas.
- Figura 35 Diagrama trivariante Ab-An-Or Irvine y Baragar (1971), 62
subdivisión de las rocas subalcalinas.
- Figura 36 Subdivisión de rocas subalcalinas, Irvine y Baragar (1971). 63
- Figura 37 Diagrama QF-ANOR, Streckeisen y Le Maitre (1979). Los 64
números son los mismos que los usados en los diagramas
QAPF de Streckeisen (1976); 3b = Monzogranito, 4 =
Granodiorita, 5^a = Tonalita.
- Figura 38 Composición de rocas y minerales proyectada en el 65
diagrama $P = [K - (N+C)]$ Vs. $B = Fe + Mg + Ti$, Debon y Le
Fort (1983). La línea recta representa la regresión lineal para
estas rocas que muestra el tren evolutivo de las mismas.
- Figura 39 Modelo de ambiente geodinámico de emplazamiento para el 70
Conjunto Granitoide de San Lucas. Modificado de Winter
(2001).



LISTA DE TABLAS

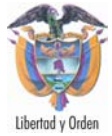
		Pág.
Tabla 1	Localización geográfica de las 14 muestras escogidas para análisis petrográfico.	26
Tabla 2	Análisis modal de las diferentes litologías que conforman el Conjunto Granitoide de San Lucas. Las abreviaturas usadas para los minerales son tomadas de Kretz (1983).	32
Tabla 3	Listado de los 10 principales elementos mayores y menores (% en peso) encontrados a partir de la Difracción Rayos X para 14 muestras del Conjunto Granitoide de San Lucas. La tabla completa puede ser vista en el anexo 2.	54
Tabla 4	Norma CIPW para las muestras del Conjunto Granitoide de San Lucas calculada por medio del software Igp05.	54
Tabla 5	Compilación de las principales características químicas y tipológicas de las muestras analizadas del Conjunto Granitoide de San Lucas.	66
Tabla 6	Principales yacimientos a nivel mundial asociados a intrusiones graníticas. Tomado de Sillitoe (1996).	74



LISTA DE ANEXOS

Anexo 1. Formatos de petrografía para 14 muestras del Conjunto Granitoide de San Lucas.

Anexo 2. Tabla con análisis geoquímicos para 14 muestras del Conjunto Granitoide de San Lucas.



RESUMEN

***TITULO: ESTUDIO PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO PRELIMINAR DEL CONJUNTO GRANITOIDE DE SAN LUCAS PLANCHA 64: SECTOR PUEBLITO MEJÍA – SAN ANTONIO (SUR DE BOLÍVAR, SERRANÍA DE SAN LUCAS)**

AUTOR: RAFAEL ALBERTO CASAS PLATA**

Palabras Claves: Granito, petrografía, geoquímica, magmatismo calco-alcalino, peraluminico, Conjunto Granitoide de San Lucas, Serranía de San Lucas.

En el presente trabajo se estudian las rocas ígneas plutónicas de la Serranía de San Lucas ubicadas en la plancha 64 del IGAC, en la cual aflora el Conjunto Granitoide de San Lucas (CGSL). El CGSL consiste de una serie granítica compuesta en su mayoría de monzogranitos, granodioritas subordinadas y localmente sienita y cuarzomonzonita, estos últimos no habían sido identificados en trabajos anteriores. El CGSL esta constituido por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, hornblenda y cantidades menores de esfena, circón y apatito.

Las características geoquímicas del Conjunto Granitoide de San Lucas muestran una serie calco-alcalina rica en potasio de carácter peraluminico correspondientes a granitos tipo I. Este cuerpo se formo en un ambiente tectónico orogénico de tipo arco continental en zonas de subducción de margen activa.

El evento magmático que generó el Conjunto Granitoide de San Lucas por sus relaciones de campo parecen estar relacionadas con un magmatismo Mesozoico, posiblemente de edad Jurásica; este cuerpo presenta las mismas características geoquímicas que lo reportado en trabajos anteriores para el plutonismo granítico en los Andes Colombianos, donde las rocas también son de series magmáticas calco-alcalinas y los granitos son de tipo I. Esto permite decir que el Conjunto Granítico de San Lucas es la continuidad hacia el norte del desarrollo del arco magmático, que igualmente se reconoce en distintos sectores de la Cordillera Central, constituyente del Cinturón Plutónico Jurásico Occidental (*Western Jurassic Plutonic Belt*).

* Trabajo de investigación

** Facultad de Fisicoquímicas, Escuela de Geología, Director: Ph D. Luís Carlos Mantilla Figueroa



ABSTRACT

***TITLE: PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY STUDY PRELIMINARY OF THE CONJUNTO GRANITOIDE DE SAN LUCAS, TOPOGRAPHIC MAP 64: SECTOR PUEBLITO MEJIA – SAN ANTONIO (BOLIVAR’S SOUTH, SAN LUCAS RIDGE)**

AUTHOR: RAFAEL ALBERTO CASAS PLATA**

Key words: Granite, petrography, geochemistry, calco-alkaline magmatism, peraluminous, Conjunto Granitoide de San Lucas, San Lucas Ridge.

In this work are studied the igneous plutonic rocks of the San Lucas Ridge which are located in the topographic map 64 of the IGAC, where outcrops the Conjunto Granitoide de San Lucas (CGSL). The CGSL consists of granitic suites composed principally by monzogranites, granodiorites subordinate and locally syenogranite and quartz-monzonite. The CGSL is composed mainly of quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, hornblende, augite and subordinate sphene, zircon and apatite.

The Conjunto Granitoide de San Lucas has a calc-alkaline granitic suite enriched in K with peraluminous compositions, correspondence to I type granite. This body was formed in an orogenic tectonic environment continental arc type over subduction zone in active margin because of the partial melting of the mantle edge by their own hydration.

The magmatic event that formed the Conjunto Granitoide de San Lucas, by its field relations, shows a Mesozoic magmatism and may be Jurassic age; this body has the same geochemistry characteristics that the granitic plutonism in the Colombian Andean, where the rocks are of calc-alkaline magmatic suite and I type granite too. This allows us to say that the Conjunto Granitoide de San Lucas is the continuity northward of the magmatic arc, recognized in different places over the Cordillera Central, constituent of the Western Jurassic Plutonic Belt (WJPB).

* Investigation

** Faculty of Physic-Chemistry, School of Geology, Director: Ph D. Luis Carlos Mantilla Figueroa.



INTRODUCCIÓN

El presente trabajo de tesis de pregrado 'Modalidad Investigación' se desarrolló en el marco del Convenio Específico de Cooperación Científica No. 004, suscrito a finales del año 2005, entre el Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS) y la Universidad Industrial de Santander (UIS). El objetivo principal del convenio ha sido estudiar la geología de un área de la Serranía de San Lucas equivalente a unos 9.600 Km², con el propósito de generar su mapa geológico a Escala 1:100.000 y establecer preliminarmente algunos aspectos relacionados con su evolución geológica. Esto ha permitido a varios estudiantes de la Escuela de Geología de la UIS, desarrollar proyectos de grado modalidad investigación, como es el caso del presente trabajo.

La zona de estudio se encuentra ubicada hacia la parte nororiental de la Serranía de San Lucas con límites definidos por la Plancha 64, en territorio perteneciente a los departamentos de Bolívar y Sucre, justo allí donde termina la zona montañosa de la Serranía y empiezan las ciénagas, brazos y caños de los ríos Magdalena y Cauca (Depresión Momposina). El área de interés para este proyecto se ubica en el costado oriental de la plancha en inmediaciones de las inspecciones de Policía de Pueblito Mejía y San Antonio.

El objeto de estudio son las rocas ígneas plutónicas aflorantes conocidas con el nombre de Conjunto Granitoide de San Lucas. Mediante análisis petrográficos y geoquímicos se determinará su composición mineralógica (composición modal y normativa), sus características químicas (serie, alcalinidad, aluminicidad, etc.), entre otros rasgos petroquímicos. La necesidad de realizar este estudio parte de la



falta de información acerca de la petrogénesis de estas rocas, y evidentemente el desconocimiento de su importancia metalogenética.

Las rocas del Conjunto Granitoide de San Lucas forman una franja con una dirección aproximada de N15E, con afloramientos cada vez más pequeños hacia el norte (a manera de Cerros aislados), debido a que estas rocas son cubiertas cada vez más por sedimentos cuaternarios de la depresión Momposina.

Las rocas que constituyen el Conjunto Granitoide de San Lucas aparecen como cerros redondeados con meteorización esferoidal. En su mayoría, estas rocas ígneas corresponden a granitos calcoalcalinos, peralumínicos, los cuales mineralógicamente se clasifican como monzogranitos y en menor cantidad como granodioritas. Sus rasgos petrográficos y geoquímicos, parecen indicar que su formación ha tenido lugar en un ambiente de margen continental activo, relacionado con el desarrollo de una zona de subducción.



1. OBJETIVOS

Para tratar de entender el origen y emplazamiento de los distintos cuerpos ígneos plutónicos que conforman el Conjunto Granitoide de San Lucas, este trabajo se centró principalmente en estudiar los rasgos mineralógicos, petrográficos y geoquímicos de estas rocas. En este contexto, se formularon los siguientes objetivos:

- **OBJETIVO GENERAL**

Realizar el estudio petrográfico y geoquímico de las rocas ígneas del Conjunto Granitoide de San Lucas, aflorante en la plancha 64, para fines de clasificar sus distintas variedades litológicas e interpretar la posible procedencia de los fundidos y su ambiente tectónico de emplazamiento.

- **OBJETIVOS ESPECIFICOS**

- Compilar y analizar la información bibliográfica existente sobre la Serranía de San Lucas y en especial sobre las rocas ígneas plutónicas aflorantes en la zona.
- Identificar las características mineralógicas y petrográficas del Conjunto Granitoide de San Lucas a partir del análisis macroscópico de muestras de campo recolectadas por el grupo de geólogos de la UIS y del INGEOMINAS (localizadas en la litoteca del INGEOMINAS-Bucaramanga. Campañas de campo realizadas en el año 2005); y el análisis microscópico de 14 secciones delgadas.



- Realizar el análisis geoquímico de elementos mayores para 14 muestras del conjunto granitoide de San Lucas, distribuidas a lo largo de la franja granítica antes mencionada.
- A partir de los datos petrográficos y geoquímicos clasificar las rocas graníticas (con base en su quimismo, composición modal y normativa), siguiendo metodologías propuestas en la bibliografía especializada.
- Establecer a la luz de los nuevos datos, un modelo preliminar que sugiera la fuente de los fundidos silicatados y su ambiente tectónico de emplazamiento.



2. METODOLOGÍA

Este trabajo de investigación no cuenta con fase campo, debido a que el muestreo fue realizado previamente por personal del INGEOMINAS y la UIS, durante las campañas de campo realizadas en el año 2005, en el marco del convenio 004, ya mencionado. Por esta razón, el presente estudio se desarrolló siguiendo básicamente tres fases: 1) Revisión bibliográfica del área de estudio; 2) fase de laboratorio, la cual consistió en la selección, preparación y análisis petrográficos y geoquímicos de las muestras seleccionadas y; 3) interpretación de los datos y edición del informe final.

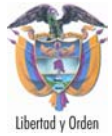
2.1 FASE 1: REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Esta actividad consistió en reunir y revisar toda la información geológica disponible (documental y gráfica) sobre el área de trabajo y realizar un análisis detallado con el fin de generar una base de datos bibliográfica.

2.2 FASE 2: LABORATORIO

Esta actividad empezó con la selección de 14 muestras de granitoides obtenidas del muestreo realizado en previas expediciones a campo por investigadores de la UIS e INGEOMINAS. Las muestras fueron seleccionadas de la litoteca localizada en las instalaciones del INGEOMINAS sede Bucaramanga, en donde se almacenaron para su conservación y posteriores consultas.

❖ **Descripción Macroscópica de Muestras:** Esta descripción se realizó utilizando una lupa biocular (Marca Stemi DV4. Zeiss), ubicado dentro de las Instalaciones de la Escuela de Geología. Las descripciones corresponden a la

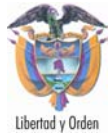


❖ identificación de las diferentes características macroscópicas presentadas en la roca (color, textura, estructura, composición y clasificación).

❖ **Elaboración y Descripción Petrográfica de Muestras:** Las secciones delgadas se realizaron en un laboratorio particular del señor Adrián Delgado Guarguati a cargo de técnicos con amplia trayectoria en éste tipo de trabajos, quienes siguieron el procedimiento conocido para tal fin. Los estudios mineralógicos, texturales y modales se realizaron utilizando un microscopio de luz transmitida marca Nikon Eclipse E200 y Nikon Alphaphot.YS2-T localizados en los laboratorios de Microscopía Óptica de la Escuela de Geología de la UIS sede Principal y sede Guatiguará. Un total de 500 puntos fueron contados por cada sección delgada utilizando el contador de puntos PRIOR Model G, localizado igualmente en el laboratorio de Geología de la UIS, Sede Guatiguará.

❖ **Análisis Geoquímicos:** Las principales técnicas analíticas usadas en esta investigación incluyen estudios geoquímicos de elementos mayores y menores, los cuales se llevaron a cabo en las instalaciones del Centro de Desarrollo Productivo de Joyería (CDP de Joyería), aplicando el siguiente procedimiento:

Inicialmente, las muestras fueron trituradas, pulverizadas y homogenizadas para analizar una porción representativa de cada una de ellas. Cada muestra fue depositada en un portamuestra desechable de polipropileno, provisto con una película polimérica de $C_8H_{10}O_8$. El análisis fue realizado por duplicado. Los análisis geoquímicos fueron realizados en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Centro de Desarrollo Productivo de Joyería (CDP Joyería) en un Espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X de Energía Dispersa *Shimadzu EDX 800 HS* (Figura 2), compuesto por un detector en estado sólido Si (Li), un tubo de Rodio como fuente de rayos X, un colimador de 10 mm y sin filtro. Para los elementos livianos se utilizó un canal de Na-Sc con una presión menor de 30 Pa, voltaje del tubo 15KV – 100 μ A y tiempo de transición de 100 s; mientras que para elementos pesados se



utilizó una canal de Ti-U a una presión menor de 30 Pa, voltaje del tubo 50KV – 100 μ A y un tiempo de transición de 100s. La cuantificación de los elementos presentes se realizó empleando el método de los Parámetros Fundamentales (FP) mediante el software DXP-700E Versión 1.00 Rel. 014.

El análisis es propenso a sufrir algunas interferencias como la determinación de plata (Ag) que en muestras de roca por EDX, en concentraciones menores al 0.1%, es interferida por la radiación base generada por el tubo de rayos x con cátodo de rodio, tendiendo a aumentar la intensidad de la señal y por tanto su concentración. Además, la determinación de oro (Au) en muestras de roca por EDX, en concentraciones menores al 0.05%, es interferida por la presencia de wolframio (W), tendiendo a aumentar la intensidad de la señal.

Figura 1. Aspecto del espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X de Energía Dispersa *Shimadzu EDX 800HS* (localizado en las instalaciones del CDP de Joyería, en la ciudad de Bucaramanga) el cual fue utilizado en el presente estudio para determinar la composición química elemental de las rocas.





2.3 FASE 3: INTERPRETACIÓN DE DATOS Y ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL

Luego de recolectar y analizar la información geológica sobre el área de estudio, y de realizar los estudios mineralógicos, petrográficos y geoquímicos (datos tratados con ayuda del software *Igpet05*, disponible en la Escuela de Geología de la UIS), se integraron los datos para plantear la procedencia de los fundidos graníticos y el contexto tectónico de su emplazamiento. Finalmente se procedió a la redacción del informe final de este trabajo de investigación.



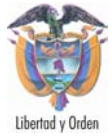
3. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO

El extremo norte de la Cordillera Central, del cual hace parte la plancha 64, lo conforman las unidades fisiográficas integradas por: a) el área sur de la Depresión Momposina, la región más inundable y cenagosa del país por la gran cantidad de brazos, caños y ciénagas que forman los ríos Magdalena y Cauca, y; b) la unidad fisiográfica correspondiente a las estribaciones más septentrionales de la Cordillera Central, conocida como la Serranía de San Lucas.

En el área de la llanura aluvial (Depresión Momposina) el piso térmico es cálido, con temperatura media anual superior a los 27 grados centígrados. Esta es un área colectora de aguas con ciénagas navegables por pequeñas embarcaciones y apta para la pesca que constituye la base de la actividad económica de las poblaciones que habitan en sus alrededores.

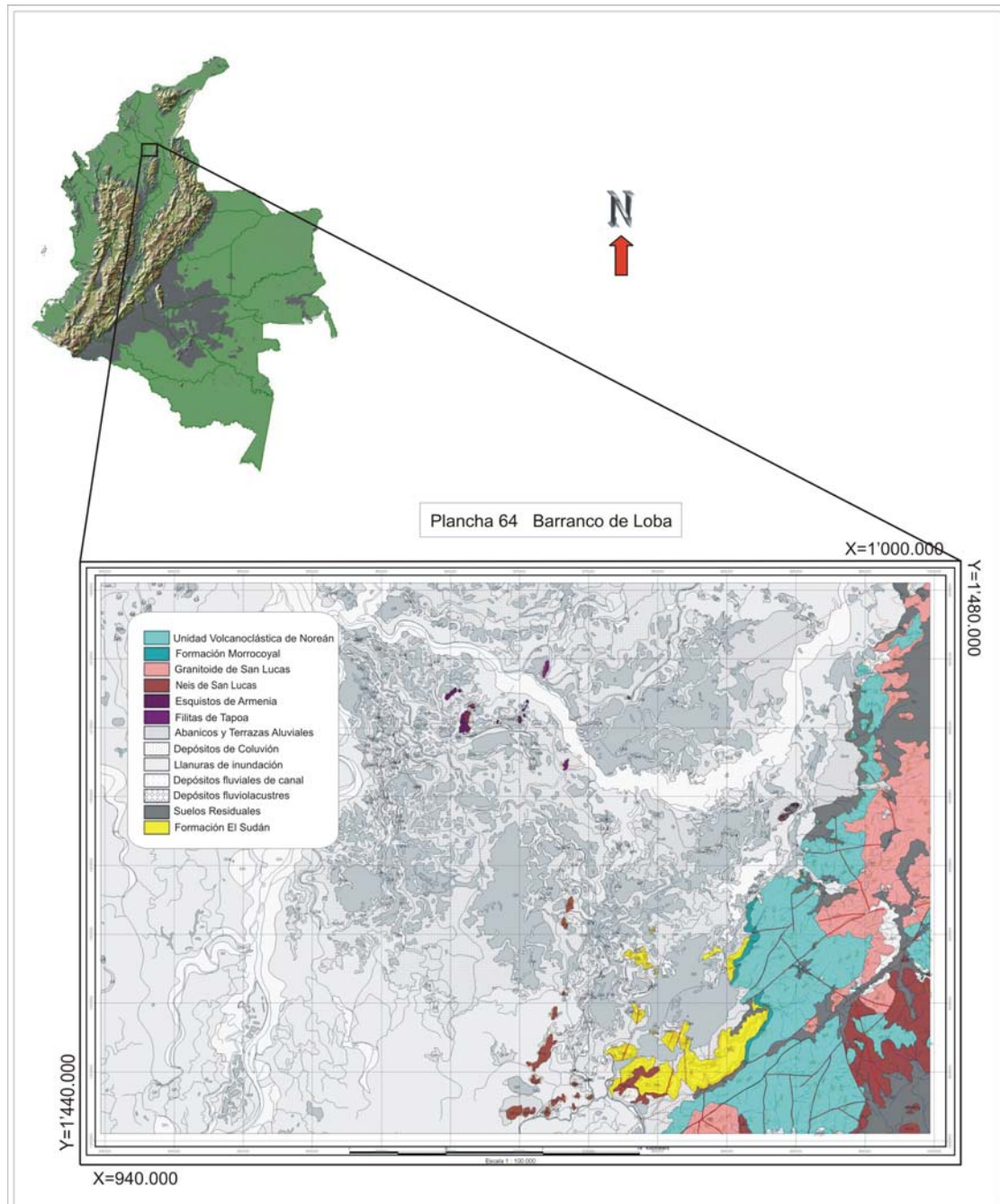
La Serranía de San Lucas, en cuyas estribaciones nororientales se localiza la plancha 64, presenta en sus partes altas un clima cálido con elevaciones máximas de 700 msnm. Las precipitaciones pueden llegar hasta los 2500 mm anuales con dos temporadas secas: diciembre y marzo (minambiente.gov.co).

La principal vía de acceso es fluvial, surcando los ríos Cauca y Magdalena y sus tributarios es posible llegar a cualquier parte de la plancha. El desarrollo de carretables es incipiente por lo que la vía fluvial se transforma en el centro de comercio y transporte de los habitantes. La población urbana, tiene como principales recursos los servicios (turismo y comercio), entre sus principales actividades económicas. Sin embargo, en la parte rural, destaca la actividad agropecuaria y especialmente la minera. Esta última, se desarrolla en la región con un alto índice de producción de oro y plata en los últimos años. Por otro lado,



existen igualmente otras explotaciones menores, de materiales de construcción como agregados pétreos a partir de arenas y gravas.

Figura 2. Esquema geológico del área de estudio. La litología sombreada en color rosado, representa la franja con afloramientos del Conjunto Granitoide de San Lucas.





4. ANTECEDENTES

4.1 GEOLOGÍA DE LA SERRANÍA DE SAN LUCAS

Los trabajos geológicos realizados en la Serranía de San Lucas son muy escasos y en particular en el conjunto granítico objeto de este estudio. A continuación se presenta un resumen de los aspectos más importantes que se han encontrado en los trabajos geológicos desarrollados en la Serranía, y que de alguna manera guardan relación con el objetivo general del presente trabajo:

- De La Espriella (1960), realiza los primeros aportes sobre las mineralizaciones de hierro, yeso y oro en el municipio de Barranco de Loba, El Banco y al sur de San Martín de Loba, respectivamente. En este informe, realizado para el Servicio Geológico Nacional, también reporta la existencia de cuerpos granodioríticos al sur del río Magdalena; compuestos principalmente por cuarzo, feldespatos, biotita, augita y hornblenda, intruidos por diques basálticos. El autor relaciona estas rocas con las estribaciones norte de la Cordillera Central, por lo cual las supone Paleozoicas.
- En 1977 Kassem y Arango realizaron el Mapa Fotogeológico de la Serranía de San Lucas. Los autores reconocieron y cartografiaron complejos ígneo-metamórficos donde reconocieron dioritas y cuarzodioritas de edad Jurásica. También identifican ambientes geológicos aptos para la explotación de minerales radiactivos y el potencial uranífero en áreas cercanas.
- Leutsh *et al.* (1980) en un informe inédito presenta los resultados de un estudio de los rasgos estructurales de La Serranía de San Lucas mediante el uso de fotos aéreas, imágenes satelitales y complementado con trabajos de campo.



Como resultado del estudio el autor presenta un mapa estructural a escala 1:500.000 de la Serranía, junto con un catalogo de muestras analizadas petrográficamente de las unidades reconocidas.

- Bogotá y Aluja (1981) durante la exploración de recursos minerales, como el Uranio, efectuaron reconocimientos regionales, para luego publicar el primer estudio regional de la Serranía de San Lucas. Según estos autores, las rocas intrusivas que reconocieron corresponden a un evento magmático que sucedió durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior. Estas rocas son divididas en el Batolito Occidental cuya composición varía de diorita a cuarzomonzonita y en el Batolito de Norosí de composición diorítica a cuarzodiorítica. Estos cuerpos intruyen las rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico y en menor proporción algunas rocas metamórficas.
- Galvis y De La Espriella (1992), reconocen rocas graníticas y neises migmatíticos de edad Precámbrica, como la unidad más antigua presente en la plancha 55. Estas rocas se encuentra expuestas alrededor de las poblaciones de San Martín de Loba y Barranco de Loba.
- Clavijo (1996) en la “Memoria Explicativa de la Plancha 75” reportó cuerpos intrusivos de edad Jurásico Superior. Estos cuerpos son de composición granítica y granodiorítica.
- Royero (1997), definió los cuerpos intrusivos del Jurásico Superior, como granodioritas y granitos. Estos plutones afloran en la parte oriental de la plancha 65 como apófisis del Batolito de Ocaña y Batolito de Ríonegro, y en el área occidental (cerca al área de estudio de este trabajo) como parte del Batolito de Norosí. El autor menciona un evento magmático ocurrido durante el



Jurásico que dio lugar a mineralizaciones encajantes de Au, Ag, Pb, Zn y Cu, las cuales están relacionadas con el Batolito de Segovia.

- Cañon *et al.* (1997), encontraron cerca de San Martín de Loba rocas principalmente ígneas plutónicas de composición granodiorítica. Los autores identificaron estas rocas como apófisis del Batolito de Norosí de edad Jurásico Superior.
- Royero y Clavijo (2000), en el mapa geológico del Departamento de Bolívar a escala 1:400.000, reconocen nuevamente rocas ígneas plutónicas a las cuales han llamado por su composición mineral como Granodiorita y Granito. Estas rocas ígneas son de nuevo correlacionadas con el Batolito de Norosí, lo cual coincide con lo interpretado en algunos estudios anteriores.
- En el trabajo de cartografía geológica generador de la primera plancha a escala 1:100.000 (plancha 64), realizado conjuntamente por geólogos del INGEOMINAS y la UIS en el año 2005, se reconoce nuevamente y se delimitan los contactos de las rocas ígneas plutónicas presente en el área. Estas rocas, fueron interpretadas como diferentes a lo anteriormente incluido como Batolito de Norosí, razón por la cual le asignan un nombre nuevo: Conjunto Granitoide de San Lucas. La franja de rocas que conforman esta unidad, se compone de cuerpos intrusivos de composición variable; generalmente cuarzdiorita, granito y monzogranito; y se encuentra intruyendo al Neis de San Lucas y La Formación Noreán.

4.2 ESTRATIGRAFÍA

En la plancha 64 se reconoce un registro de rocas que van desde el Proterozoico Superior hasta el Cuaternario, representadas en materiales sedimentarios,



volcanoclásticos, ígneos plutónicos y subvolcánicos; y metamórficos. Este registro de rocas, según INGEOMINAS-UIS (2005), ha sido dividido, según afinidad litológica, en las unidades estratigráficas abajo descritas. Una descripción más detallada de las unidades litoestratigráficas de la plancha en estudio, se reporta en la memoria de la plancha geológica 55 y 64 INGEOMINAS-UIS (2005).

4.2.1 Precámbrico

Neis de San Lucas (NPsl): Es una unidad metamórfica de alto grado con protolitos ígneos y sedimentarios que conforman el basamento cristalino de la Serranía de San Lucas. Está compuesta por neises cuarzo-feldespático hornbléndicos, cuarzo-feldespáticos con biotita, cuarcítico-magnetíticos, cuarcíticos y anfibólitos. Aflora hacia el área suroriental de la plancha siendo intruido por el Conjunto Granitoide de San Lucas.

4.2.2 Paleozoico

Unidad Metamórfica del Rosario (Pzr): Esta unidad fue propuesta por INGEOMINAS-UIS (2005) para definir una secuencia de rocas metamórficas de bajo grado de metamorfismo. Hacia la base se presentan los Esquistos de Armenia (Pzea) reportados por Bogotá y Aluja (1981) consistente de esquistos grafitosos intercalados por niveles más silíceos; hacia el techo se encuentran las Filitas de Tapoa (Pzft) que como su nombre lo indica son filitas gris verdosas y rojas por alteración y sedosas por desarrollo de sericita.

4.2.3 Triásico – Jurásico

Formación El Sudán (T3s): Secuencia sedimentaria compuesta de base a techo por sedimentos predominantemente de color rojo que presentan fuertes contrastes morfológicos con las formaciones infra- y suprayacentes (Neis de San Lucas y



Morrocoyal respectivamente). Son areniscas y conglomerados rojos con intercalaciones de evaporitas y vulcanitas.

Formación Morrocoyal (J1m): Este nombre fue utilizado para referirse a una sucesión de arcillolitas, limonitas y calizas oscuras bien laminadas, ricas en amonitas y bivalvos en la región de la Ciénaga El Morrocoyal. El nombre y la edad fueron asignados por Trumpy (1943, en INGEOMINAS-UIS 2005).

Unidad Volcanoclástica de Noreán (J1-2n): Esta unidad tomo su nombre a partir de Clavijo (1996) para relacionar una secuencia volcanoclástica que consta de tobas y aglomerados cristalinolíticos de color gris verdoso a rosado y composición dacítica a riolítica. En el sector de Pueblito Mejía se encuentra en contacto fallado con el Neis de San Lucas y en contacto intrusivo con el Granitoide de San Lucas.

Conjunto Granitoide de San Lucas (JgsI): Tal como se mencionó anteriormente, el nombre de esta unidad fue propuesto por Ingeominas-UIS en las Memorias Geológicas Preliminares de la Planchas 55 y 64 (INGEOMINAS-UIS, 2005) para designar un conjunto de rocas ígneas plutónicas de composición granítica que afloran al oriente de la plancha 64, intruyendo rocas de la Formación Noreán, la Formación La Virgen y el Neis de San Lucas. Estos cuerpos ígneos se caracterizan por formar cerros redondeados con meteorización esferoidal de composición granodiorítica gris a gris rosada, con textura fanerítica, de grano medio a grueso, constituida por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita.

4.2.4 Terciario

Enjambre de Diques de Mejía (Ndm): Nombre acuñado por INGEOMINAS-UIS (2005) para definir un enjambre de diques de composición variable desde dacitas, traquitas, riolitas hasta andesito-basaltos que cortan al Neis de San Lucas, la



Formación Sudán, la Unidad Volcanoclástica de Noreán y al Conjunto Granitoide de San Lucas.

4.2.5 Cuaternario

El cuaternario está representado por depósitos sedimentarios originados por la dinámica fluvial y de acumulación de la red de drenajes y ciénagas que baña la zona; existen abanicos aluviales (QCal), llanuras de inundación (Qfal), depósitos fluvio-lacustres (Qfl), depósitos de colusión (Qco) y depósitos de canal (Qfc).

4.3 PALEOTECTÓNICA Y PALEOGEODINÁMICA

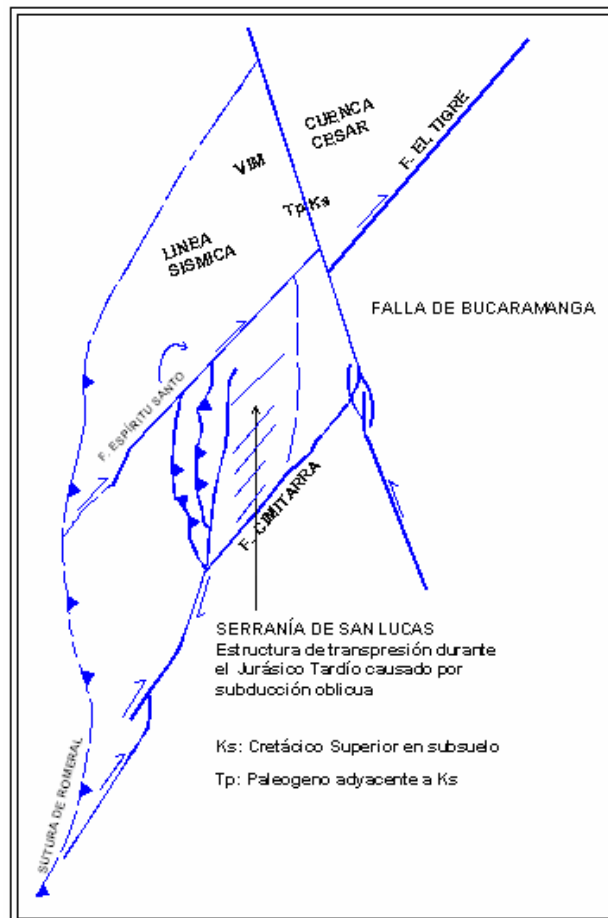
El territorio que conforma La Serranía de San Lucas hace parte de un relieve emergido del basamento de la Cordillera Central, durante la terminación transpresiva del sistema de Falla Palestina, ocurrida en su fase principal durante el Jurásico Tardío (Barrero, 2001).

La fase de acreción del bloque Panamá – Choco, que empezó durante el Eoceno, actualmente continúa activo y condiciona los actuales mecanismos de deformación en todo el territorio propuesto por Orozco y Osorio (2004). Estos mecanismos de deformación se particionan y además de ser progresivos, aparecen de manera diferencial produciendo complicadas relaciones de reactivación en los sistemas Pre-Eoceno e intensos mecanismos de deformación reciente de tipo transpresivo y transtensivo controlado por grandes fallas transversales NE a las cordilleras principalmente de tipo transcurrente.

Osorio *et al.*, (2004), sugiere que la Serranía de San Lucas en el proceso actual representa un bloque aislado desprendido cinemáticamente del sistema maestro de Palestina, que se desplaza en dirección NEE controlado en sus límites por

fallas transcurrentes mayores, como la Falla Espíritu Santo al norte y la Falla Cimitarra al sur, ambas de carácter dextral principalmente (Figura 3). En este proceso la velocidad diferencial entre estas fallas mayores genera al interior del bloque, deformaciones asociadas a rotaciones de bloques menores en un claro sistema de cizalla simple. De esta manera, sobresalen estructuras dextrales que al interior particionan el sistema deformativo controlando específicamente zonas de influencia mas pequeñas. En este proceso es posible entonces encontrar zonas donde los campos de esfuerzo local cambian desde transcurencia a transpresión o transtensión, induciendo características deformativas particulares.

Figura 3. Esquema estructural (deformación transpresiva) de la Serranía de San Lucas y su relación con la Falla Palestina. Modificado de Barrero (2001).





Por otro lado haciendo un análisis más detallado INGEOMINAS – UIS (2005), proponen para esta región dos eventos de deformación asociados a sistemas de fallas mayores presentes en la zona como son Bucaramanga-Santa Marta y Espíritu Santo. La primera fase deformativa está relacionada a la actividad de la falla de Bucaramanga–Santa Marta, en donde de un forma asimétrica distribuye las diferentes fases deformativas desde alto grado al occidente cerca de la falla principal, hasta sistemas de cizalla cataclástica que pasan a fracturas y pliegues menores en rocas más al occidente.

Sobrepuesto estructuralmente al sistema deformativo de la Falla Bucaramanga – Santa Marta, se encuentra un sistema de falla de dirección NE que corresponde a la terminación en relevo a la izquierda de la falla dextral de Espíritu Santo, el cual corresponde a un claro proceso penetrativo de bloques en dirección NEE, INGEOMINAS – UIS (2005).

La geometría de este sistema penetrativo NE tiene las siguientes características:

- a) fallas mayores controladoras de la deformación en dirección NE (entre 30 a 80 grados de azimut);
- b) estructuras conjugadas de penetración de dirección NW-SE de tipo sinistral;
- c) fallas ortogonales al sistema conjugado que desplazan bloques en dirección E, permitiendo el avance del sistema;
- d) rampas de cabalgamiento por despegue de las unidades Jurásicas de vergencia W;
- e) neoformación del sistema Bucaramanga – Santa Marta.



5. GENERALIDADES DE LOS CINTURONES GRANITICOS EN COLOMBIA

El plutonismo granítico en los Andes Colombianos pertenece a series magmáticas calco-alcalinas y consiste en granitos tipo I definidos por Chappell y White (1974), y a la serie de la magnetita propuesta por Ishihara (1977) (Aspden *et al.*, 1987). Las edades isotópicas para los plutones graníticos en los Andes Colombianos comprendidas por McCourt *et al.* (1984) y Aspden *et al.* (1987) sugiere que la actividad plutónica en los Andes Colombianos ha continuado en los últimos 250 Ma.

En este periodo los eventos plutónicos en los Andes Colombianos fueron descritos de acuerdo a McCourt *et al.* (1984) y Aspden *et al.* (1987). Sin embargo la edad de los diferentes episodios plutónicos han sido actualizadas teniendo en cuenta nuevas edades geocronológicas y algunas edades no consideradas por estos autores. De acuerdo con lo anterior, los cinco episodios de plutonismo granítico pueden ser reconocidos desde el Triásico al Neógeno. Así, tres episodios plutónicos reconocidos durante el Mesozoico, y dos durante el Cenozoico.

5.1 PLUTONISMO TRIÁSICO (248-215 Ma)

Está restringido al flanco occidental de la Cordillera Central, al este de la Falla de Romeral (Figura 4). El rango composicional va desde diorita, monzonita a tonalita (Alvarez, 1983). Aunque este magmatismo no está bien definido en términos de datos isotópicos, relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales son altamente variables. Así el Batolito de Santa Barbara ha dado relaciones iniciales alrededor de 0.7047 sugiriendo una fuente derivada del manto (Brook, 1984). En contraste las Tonalitas de Puquí, calco-alcalinas que contienen granate, tienen relaciones iniciales



alrededor de 0.70748 y su origen ha sido interpretado como un magma derivado del manto contaminado con material cortical (Ordóñez y Pimentel, 2002).

5.2 PLUTONISMO JURÁSICO (210-114 Ma)

Este es el episodio plutónico más extenso en los Andes Colombianos. El Plutonismo Jurásico formó dos cinturones: un Cinturón Plutónico Jurásico Oriental (Eastern Jurassic Plutonic Belt, EJPB) en la Cordillera Oriental, expuesto a lo largo del flanco occidental y el Macizo de Santander, y un Cinturón Plutónico Jurásico Occidental (Western Jurassic Plutonic Belt, WJPB) a lo largo de la margen occidental de la Cordillera Central, que se extiende hacia el norte dentro del Macizo de Santa Marta (Figura. 4).

El EJPB registra el magmatismo Jurásico más temprano en los Andes Colombianos, entre 210 y 172 Ma. Los plutones graníticos de estos cinturones son principalmente cuarzomonzonitas calco-alcalinas, granodioritas, tonalitas y granitos (Goldsmith *et al.*, 1971; Irving, 1975; Dorr *et al.*, 1995). Sin embargo, los datos isotópicos Rb/Sr y Sm/Nd aun no han sido reportados, y los datos geoquímicos son escasos.

El WJPB abarca los plutones graníticos intruidos durante el principal evento magmático Jurásico entre 183 y 142 Ma (Aspden *et al.*, 1987). Los plutones son tonalitas que contienen hornblenda y granodioritas (Alvarez, 1983). Aunque pocos estudios geoquímicos se han realizado, probablemente muchos plutones fueron derivados a partir de una fuente primaria, esto fue interpretado para el enorme Batolito de Ibagué (Aspden *et al.*, 1987), en el cual las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ van entre 0.7034 y 0.7038 (Brook, 1984).



5.3 PLUTONISMO CRETÁCICO (131-64 Ma)

Este evento magmático está registrado principalmente en el sector norte de la Cordillera Central al este del WJPB. Los intrusivos Cretácicos son dioritas, cuarzo-dioritas y tonalitas (Aspden *et al.*, 1987). Geoquímica isotópica realizada por Ordóñez *et al.* (2001), en varios intrusivos Cretácicos, principalmente en los Batolitos de Antioquia y Sonson dieron bajas relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ alrededor de 0.7045. Estas características han sido interpretadas como el reflejo parental derivado del manto que dio lugar a la mayoría de plutones Cretácicos (Ordóñez *et al.*, 2001).

5.4 PLUTONISMO PALEÓGENO (60-30 Ma)

Este evento magmático está restringido a la margen occidental de la Cordillera Occidental, norte de 5°N y extendiéndose dentro de Panamá (Aspden *et al.*, 1987). Sin embargo el plutonismo Paleógeno también aparece en la Cordillera Central y en el Macizo de Santa Marta. La composición de este cinturón magmático es principalmente tonalítico a granodiorítico (Alvarez, 1983).

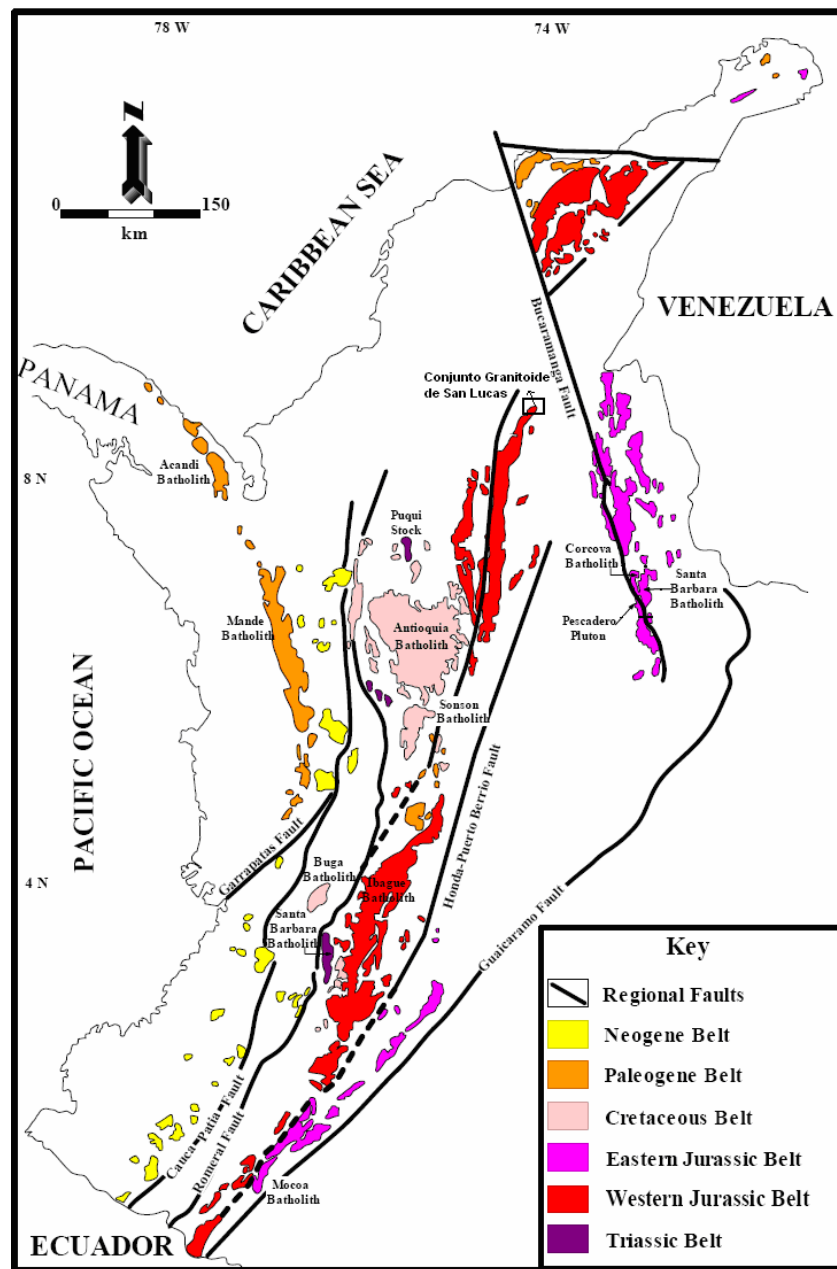
5.5 PLUTONISMO NEÓGENO (30-0 Ma)

Este episodio está expuesto a través del flanco oriental de la Cordillera Occidental. Plutones menores aparecen en el flanco occidental de la Cordillera Central. La composición de estos batolitos es de diorita a cuarzo-diorita. Hoy en día la actividad volcánica calco-alcalina a lo largo de la Cordillera Central es la expresión de este episodio magmático Terciario (Aspden *et al.*, 1987).

El magmatismo Mesozoico-Cenozoico en los Andes Colombianos muestra un modelo de migración general hacia el oeste, con migración local hacia el este

dentro de cada cinturón magmático (Toussaint y Restrepo 1982; Aspden *et al.*, 1987). Consecuentemente los cinturones magmáticos Colombianos más jóvenes están al oeste (Figura 4).

Figura 4. Cinturones magmáticos Mesozoicos a Cenozoicos de los Andes Colombianos. (Modificado de Sillitoe *et al.*, 1982 y Aspden *et al.*, 1987). En Ordóñez (2003).





Recíprocamente, en el centro y al sur de los Andes Suramericanos en Perú y Chile, se observa un modelo de migración al oeste. Los cambios abruptos en el occidente han sido interpretados como consecuencia de la acreción de terrenos oceánicos al oeste de la Falla de Romeral (Toussaint y Restrepo, 1982; McCourt *et al.*, 1984; Aspden *et al.*, 1987). Así, la colisión de terrenos oceánicos a la Cordillera Central en el límite Jurásico – Cretáceo hizo saltar la zona de subducción Jurásica más al oeste, y subsecuentemente movió el arco magmático al este durante el Cretáceo. La recién formada zona de subducción Cretácica fue estable hasta el límite Cretáceo – Paleógeno, cuando la acreción de terrenos oceánicos al límite entre La Cordillera Occidental – Costa Pacífica causó que la zona de subducción saltará nuevamente al oeste, resultando en la formación del cinturón magmático Paleógeno más occidental.

Desde el Paleógeno, el magmatismo fue movido progresivamente al oeste, aumentando el cinturón magmático Neógeno, y culminando con la presente actividad volcánica a lo largo del eje de La Cordillera Central. Esta migración hacia el oeste esta relacionada a una zona de subducción más estable (Toussaint y Restrepo 1982; Aspden *et al.*, 1987). De acuerdo a lo anterior los cinturones magmáticos de los Andes Colombianos fueron emplazados *in situ*, relacionado con la distribución geográfica actual.

En general, la mayoría de los cinturones magmáticos han sido pobremente estudiados y el magmatismo de la Serranía de San Lucas no es la excepción, además la falta de estudios geoquímicos e isotópicos es evidente; por lo tanto, los modelos propuestos por los investigadores citados arriba para explicar el magmatismo de los Andes Colombianos ofrece poca información para explicar el magmatismo de la Serranía de San Lucas.



6. PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS DEL CONJUNTO GRANITOIDE DE SAN LUCAS (Jgsl)

El estudio petrográfico se realizó con el propósito de identificar las diferentes variedades litológicas que hacen parte del Conjunto Granitoide de San Lucas bajo los parámetros que se definirán más adelante. Esta caracterización “*a grosso modo*” servirá como base para que, en el futuro, se realicen nuevos estudios que permitan conocer mayores detalles de estas rocas como la posible zonación interna que pueda presentar el cuerpo intrusivo o su geocronología, ampliando el conocimiento que se tiene de estas rocas ígneas intrusivas.

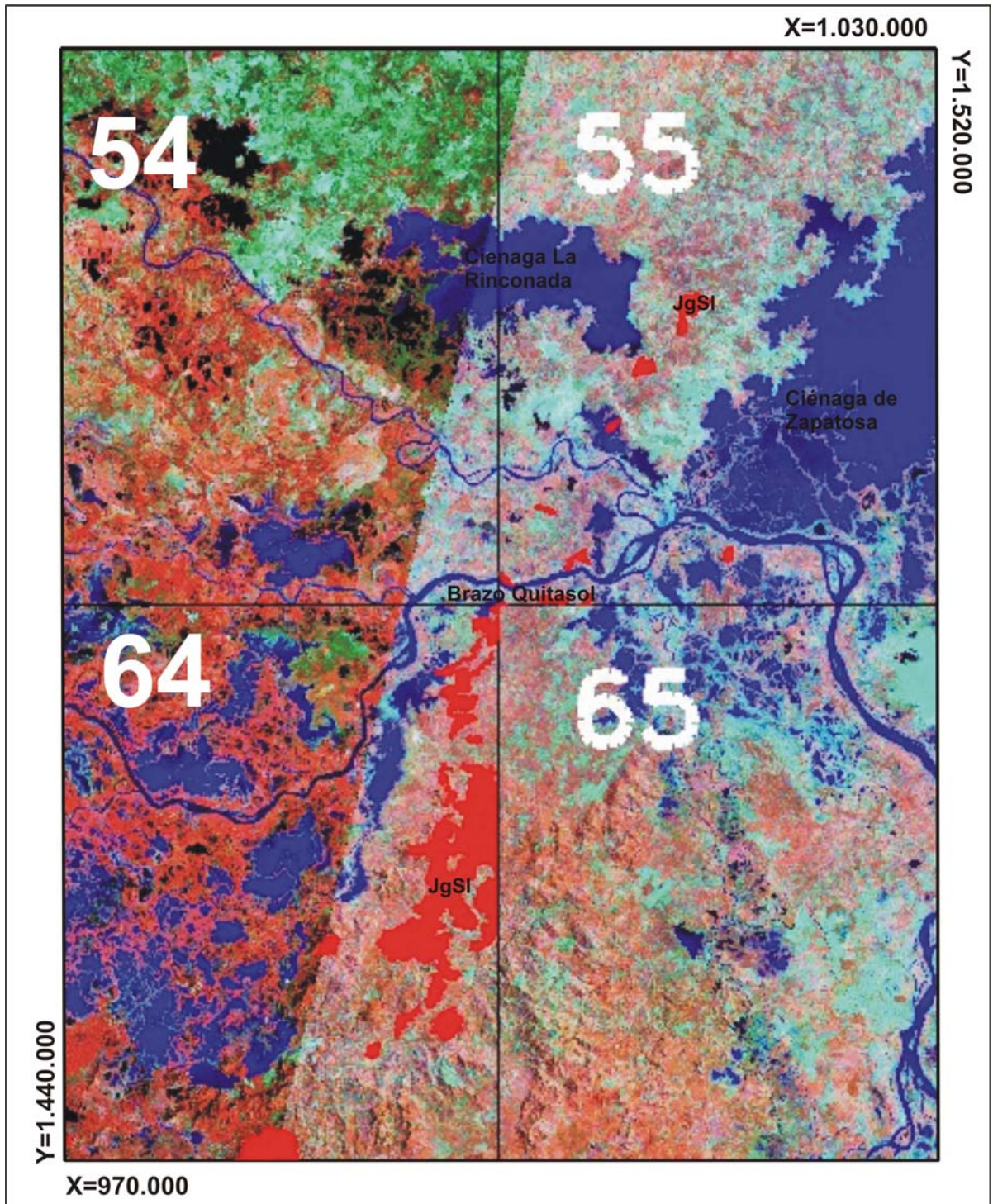
6.1 LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS ESTUDIADAS

Toda el área que se seleccionó inicialmente para el presente estudio, abarca aproximadamente 2.400 Km² (área total de la plancha 64), aunque el sector donde afloran las rocas ígneas objeto del presente estudio, no sobrepasa el 15% del área total de la plancha. En general, la plancha incluye áreas de los departamentos de Bolívar y Sucre. Fisiográficamente el Conjunto Granitoide de San Lucas es un cuerpo elongado en dirección noreste, casi perpendicular a las estructuras regionales de este sector de La Cordillera Central y se extiende dentro de las Planchas 64 (Bolívar) y 55 (El Banco, Magdalena) (Figura 5).

El Conjunto Granitoide de San Lucas se encuentra ubicado en la parte oriental de la Plancha 64 con una tendencia noreste, se encuentra conformando parte de las zonas elevadas hacia el sur del Brazo de Loba del Río Magdalena.



Figura 5. Imagen satelital con la distribución espacial de los afloramientos de rocas ígneas que conforman el Conjunto Granitoide de San Lucas (señaladas en color rojo intenso).





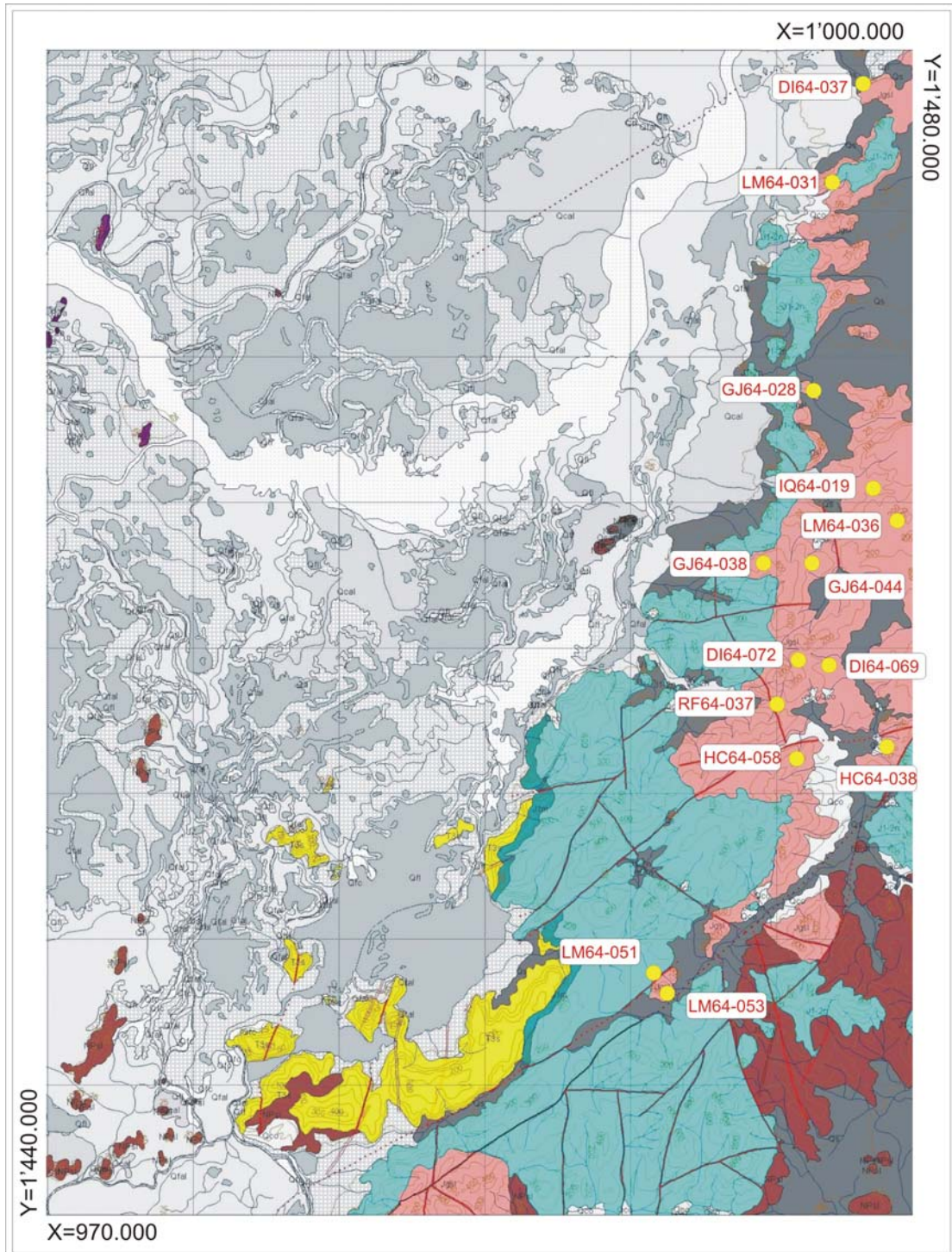
En total fueron escogidas 14 muestras (Figura 6) a partir de la recolección en campo que se hizo previamente en campo por parte de UIS-INGEOMINAS (2005), en la Tabla 1 se presenta una relación de las muestras escogidas con su respectiva ubicación geográfica.

Tabla 1. Localización geográfica de las 14 muestras escogidas para análisis petrográfico.

Muestra	Lugar de Recolección	Plancha	Coordenadas	
			X	Y
LM64-031	Loma El Mico, Sector San Antonio	64-II-B	1'475.283	997.140
DI64-037	Suroccidente de la Ciénaga El Mico	64-II-B	1'478.982	998.239
DI64-069	Quebrada oriente al Cerro Espinazo del Diablo	64-IV-B	1'458.816	997.162
DI64-072	Quebrada oriente al Cerro Espinazo del Diablo	64-IV-B	1'458.769	996.520
HC64-038	Loma al oriente de la Quebrada La Soledad	64-IV-B	1'456.294	999.249
HC64-058	Quebrada San Exposito	64-IV-B	1'455.943	996.086
RF64-037	Via Canabate-La Pacha, Quebrada el Rosario	64-IV-B	1'457.385	995.266
LM64-036	Quebrada Las Marías, Mina Las Marías	64-II-D	1'463.604	999.866
GJ64-028	Cerro Paola, vía Pto. Rosario – San Antonio	64-II-D	1'468.187	996.630
GJ64-038	Cerro Los Patios, Vereda El Rosario	64-II-D	1'462.263	994.762
GJ64-044	Cerro Los Patios, Vereda El Rosario	64-II-D	1'462.307	996.164
IQ64-019	Quebrada Nigoa, Vereda Portugal Caserío Nigoa	64-II-D	1'464.906	999.214
LM64-051	Quebrada La Mocha, Vereda La Mocha	64-IV-D	1'488.303	991.427
LM64-053	Quebrada La Mocha, Vereda La Mocha	64-IV-D	1'447.777	991.731



Figura 6. Localización geográfica de las 14 muestras escogidas para análisis petrográficos y geoquímicos. La base cartográfica geológica es tomada del informe preliminar INGEOMINAS-UIS (2005). Los colores son los mismos que se pueden encontrar en la Figura 1.





6.2 CONSIDERACIONES PETROGRÁFICAS PRELIMINARES

Los granitoides son rocas ígneas granulares que generalmente contienen cuarzo y dos feldespatos. Es posible encontrar una gran diversidad de granitoides debido a la variedad de su origen, fuente, evolución y a la posibilidad de emplazamiento en diferentes niveles estructurales bajo diferentes regímenes tectónicos, en distintos ambientes geodinámicos (Barbarín *et al.*, 1999).

La clasificación petrográfica de las rocas ígneas estudiadas se realizó con base en las propuestas de diferentes autores empezando por Streckeisen (1976), la cual es una clasificación que se fundamenta en su composición modal, que se determina mediante el conteo de los minerales presentes. En nuestros análisis, se hizo un conteo de 500 puntos por sección delgada.

Una vez hecha la clasificación de las rocas estudiadas con base en el análisis modal, éstas se clasificaron utilizando la metodología propuesta por Bowden *et al.*, (1984), quienes distinguieron cinco linajes graníticos aprovechando la versatilidad del diagrama triangular QAP de Streckeisen (1976). Estos linajes corresponden a poblaciones de granitos que presentan características similares y fueron divididos así: calcoalcalino tonalítico o trondhjemítico (CAT), calcoalcalino granodiorítico (CAG), monzonítico subalcalino (SAM), potásico aluminoso (ALK) y soda alcalina (ANA).

Por otro lado, los granitos se suelen clasificar igualmente con base en sus rasgos texturales definidos por White y Chappell (2004), tal como lo sugirieron estos autores en los estudios petrológicos realizados en el Cinturón Plegado Lachlan en Australia. Según este criterio, se diferencian dos grupos de granitos tipo I: aquellos formados en temperaturas altas y los que cristalizaron a temperaturas más bajas. La distinción petrográfica más clara entre granitos de alta y baja temperatura es



observada en los cristales de plagioclasa. En los granitos de baja temperatura estos cristales son siempre zonados y comúnmente tienen núcleos corroídos, que pueden ser tan cálcicos como An_{80} . La composición de los núcleos es bastante uniforme en comparación con la composición de la parte más externa, la cual muestra zonas normales y oscilatorias de ancho variable. En los granitos de alta temperatura los cristales de plagioclasa están generalmente mejor formados con una composición uniforme, además están ausentes los núcleos corroídos que se observan en los granitos de baja temperatura. Estas diferencias son debidas al hecho de que la homogenización de la plagioclasa procede muy lentamente a bajas temperaturas magmáticas.

Otra forma de clasificar las rocas graníticas, se fundamenta en la textura de los feldespatos, ya sea o no que hayan cristalizado bajo condiciones de baja presión relativamente seca o en condiciones de mayor presión y húmedas. Los granitos que contienen solo cristales de feldespato pueden presentar textura perfitica y se denominan granitos hipersolvus (granitos de alta temperatura). Contrariamente, aquellos granitos que presentan cristales separados de albita y feldespato potásico (aunque estos desarrollen perfitas durante el enfriamiento) se denominan granitos subsolvus. Estos últimos se presentan cuando el contenido de agua es alto. Este esquema de clasificación es útil para distinguir entre granitos que cristalizaron a altas y bajas presiones (Mantilla, 2003).

Existen otras clasificaciones petrográficas, por ejemplo, aquellas que utilizan la morfología de los zircones (Pupin, 1980). Según esta clasificación, se diferencian: granitos de origen cortical o principalmente cortical [granitos aluminosos y (sub) autóctonos]; granitos de origen mixto (cortical + mantélico) o granitos híbridos (granitos de series calcoalcalina y subalcalina) y granitos de origen mantélico o principalmente mantélico (granitos de series alcalina y toleítica).



La clasificación propuesta por Ishihara (1977), conocida como serie ilmenita – magnetita, divide los granitos en dos clases basado en su contenido de minerales opacos que designó como granitos de serie magnetita y granitos de serie ilmenita. Los óxidos (opacos) son controlados por la fugacidad del oxígeno del magma cristalizante, los granitos de serie magnetita son afectados por la oxidación y los granitos de serie ilmenita por la reducción. Ishihara consideró que los granitos de serie ilmenita son reducidos como resultado de una incorporación de material grafitico de la región fuente dentro del magma cristalizante, sugiriendo que eran equivalentes a los granitos tipo S de Chappell y White (1974). Por otro lado, en este sentido, los granitos de serie magnetita corresponderían a los granitos de tipo I. Estas dos últimas clasificaciones no son tenidas en cuenta en este estudio debido a las limitaciones que se presentaron durante el proceso.

En éste trabajo, por razones de disponibilidad de datos, entre todas las clasificaciones anteriormente señaladas, se utilizaron aquellas propuestas en los trabajos de Streckeisen (1976), Bowden *et al.*, (1984) y White y Chappell (2004).

6.3 RESULTADOS DEL ESTUDIO PETROGRÁFICO

Tal como se ha mencionado en varias oportunidades, el Conjunto Granitoide de San Lucas (Jgsl) es un cuerpo ígneo plutónico elongado en dirección noreste, casi perpendicular a las estructuras regionales, se encuentra localizado en el costado oriental de la Plancha 64 y se extiende hacia la Plancha 65 (Bolívar) y 55 (El Banco, Magdalena). Su manifestación en campo puede ser verificada a partir de las siguientes fotografías.

Figura 7. Aspecto de los afloramientos de las rocas ígneas que conforman el Conjunto Granitoide de San Lucas. **a.** Ciénaga Matatigres, caserío San Antonio, cerros redondeados que representan la morfología del Granitoide de San Lucas; **b.** Caserío San Antonio, Quebrada Los Ajizal. Fracturamiento de rocas ígneas graníticas pertenecientes al Conjunto Granitoide de San Lucas; **c.** Afloramiento del Granitoide. Quebrada Honda (Altos del Rosario).



6.3.1 Clasificación Litológica:

Con base en el análisis modal:

Después de estudiar macro- y microscópicamente las muestras, se encontró que existen cuatro variedades de rocas ígneas plutónicas, la roca más común dentro del Conjunto Granitoide de San Lucas es el monzogranito y en menor cantidad la granodiorita, localmente se encuentran variaciones a sienogranito y cuarzomonzonita. El contenido de cuarzo modal varía entre 23,0 y 36,2%, a excepción de la cuarzomonzonita cuyo contenido de cuarzo es mucho menor



llegando solo hasta 5.4%; la plagioclasa presenta un rango de variación entre 17,6 y 26,7 % sin tener en cuenta el sienogranito ni la cuarzomonzonita ya que para ellas la plagioclasa se presenta con valores de 11,8 y 32,4% respectivamente. El feldespató potásico presenta la mayor variación modal ya que va desde 5,8 hasta 33%. La biotita puede presentarse como mineral menor o principal desde 3,8 hasta 14,6%

Tabla 2. Análisis modal de las diferentes litologías que conforman el Conjunto Granitoide de San Lucas. Las abreviaturas usadas para los minerales son tomadas de Kretz (1983).

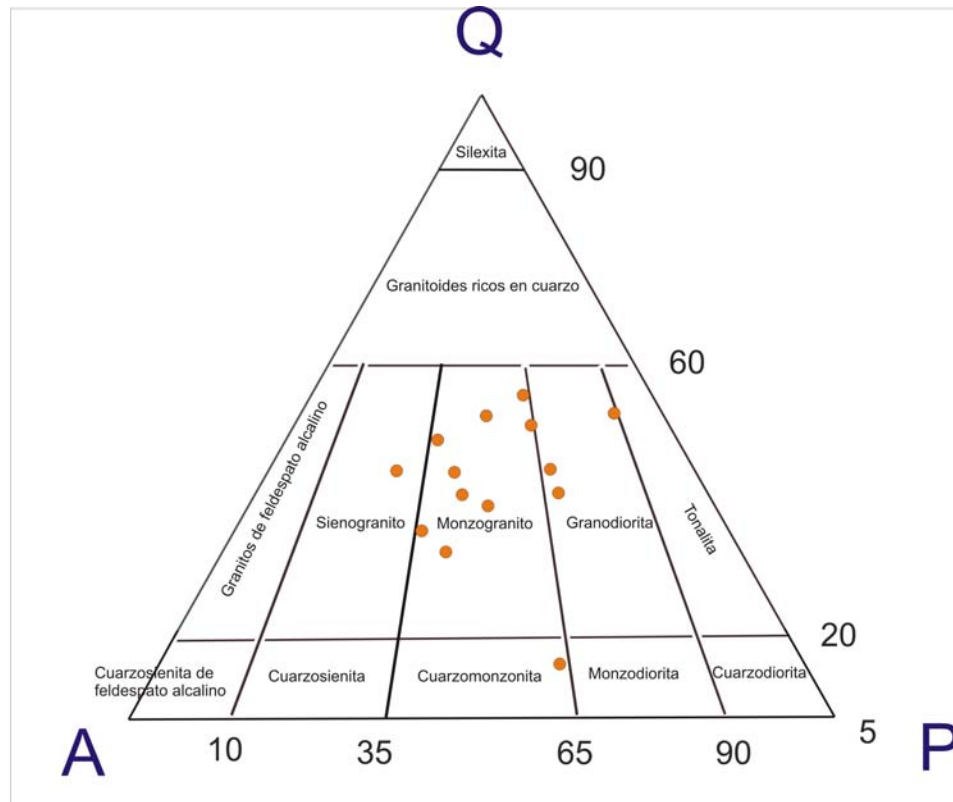
Muestra	Qtz	Pl	Fd-K	Bt	Hrb	Ag	Zrn	Ep	Op	Ap	Cl	Czo	Spn	Cal	Nombre de la roca
DI64-069	34.7	22.4	13.8	5.8		4.5	1.4	5.2	10.8	0.6		0.8			Monzogranito
RF64-037	31.2	21.6	26.4	10.8			0.6	3.2	4.2	1.6	0.4				Monzogranito
GJ64-038	29.8	24.2	13.6	10.2	4.4		0.4	2.8	10.4	0.4	0.6	3.2			Monzogranito
GJ64-044	26.6	17.6	30.4	13.4	2.5		1.3		4.5	1.6		2.1			Monzogranito
HC64-058	25.4	26.3	24.0	8.0	6.0	1.0	0.6	0.4	5.9	0.4	0.8	1.2			Monzogranito
IQ64-019	36.2	20.4	17.6	13.8			0.4	1.4	9.2	0.4	0.6				Monzogranito
LM64-031	29.4	17.8	26.9	3.0		7.6	0.6	0.3	11.4	1.2	1.0		0.8		Monzogranito
LM64-036	28.5	24.2	34.2				4.4		2.9	1.4	1.6			2.8	Monzogranito
LM64-051	32.4	26.2	5.8	10.4		19.0	0.4	0.4	4.4	0.4		0.6			Granodiorita
DI64-072	27.2	26.7	13.0	12.1		3.2	1.4	1.8	11.3	1.6		1.7			Granodiorita
GJ64-028	23.0	21.0	11.4	14.6	10.8		0.2	2.4	8.6	1.6	2.4	2.8	1.2		Granodiorita
DI64-037	31.2	25.0	15.4	8.2		11.2	1.2	0.8	3.4	1.8		1.8			Granodiorita
HC64-038	29.4	11.8	32.2	3.8	2.2	0.4	0.4	9.8	4.6	0.6	3.2	1.6			Sienogranito
LM64-053	5.4	32.2	18.5	14.6	12.3		0.6	2.4	11.4	0.8	1.8				Cuarzomonzonita

Qtz: Cuarzo
Pl: Plagioclasa
Fd-K: Feldespató potásico
Bt: Biotita.
Cal: Calcita

Hrb: Hornblenda
Ag: Augita
Spn: Esfena
Zrn: Circón
Cl: Clorita

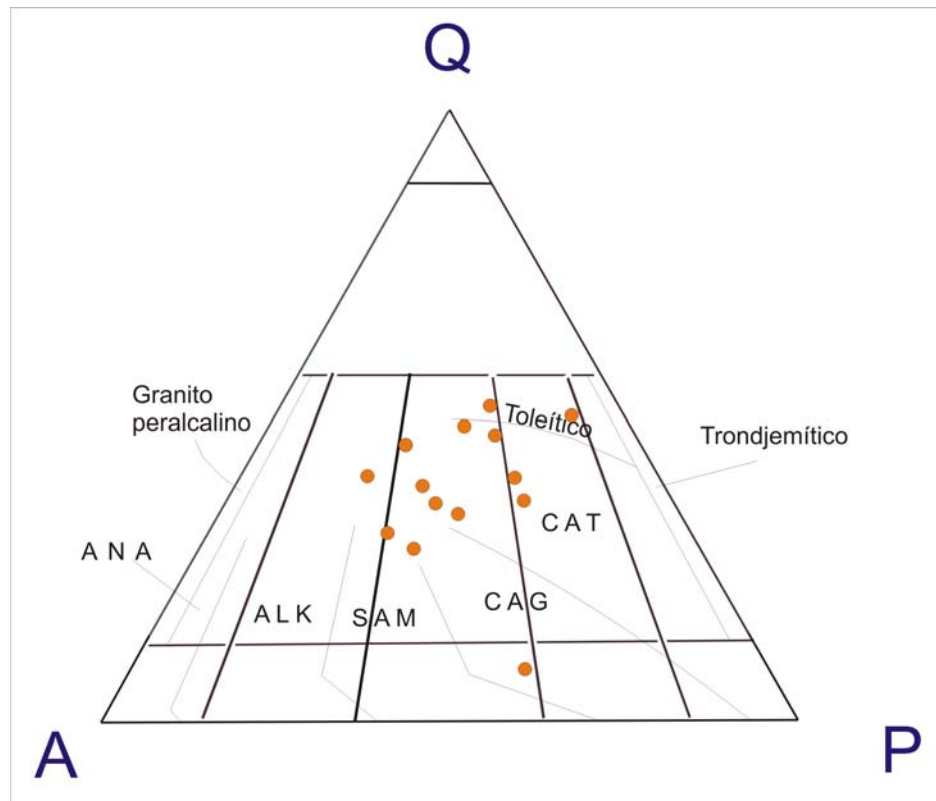
Ep: Epidota
Op: Opacos
Czo: clinozoisita
Ap: Apatito

Figura 8. Diagrama QAP mostrando la clasificación modal del Conjunto Granitoide de San Lucas. Modificado de Streckeisen (1976).



De acuerdo a la propuesta de Bowden *et al.*, (1984) las rocas estudiadas pertenecen, en su mayoría, al linaje CAT (calco alcalino tonalítico), mientras que unas pocas se ubican en el campo SAM (monzonítico subalcalino) y solo dos muestras reflejan un linaje toleítico (Figura 9).

Figura 9. Clasificación por linajes graníticos para las muestras del Conjunto Granitoide de San Lucas basado en el diagrama de Streckeisen (1976). Modificado de Bowden *et al.*, (1984). **CAT:** calco alcalino tonalítico o trondjemítico, **CAG:** calco alcalino granodiorítico, **SAM:** monzonítico subalcalino, **ALK:** potásico aluminoso y **ANA:** soda alcalina.

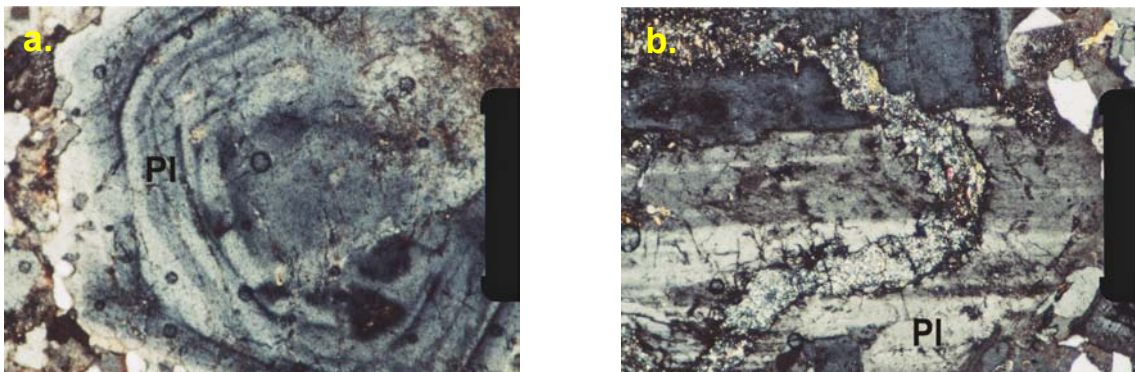


Con base en la textura de la plagioclasa:

Probablemente la mejor distinción petrográfica más clara entre granitos de alta y baja temperatura es ofrecida por las plagioclasas. En las muestras estudiadas las plagioclasas presentan zonación concéntrica lo cual es un referente inmediato para llamar a estas rocas como granitos de baja temperatura (White y Chappell, 2004). Los cristales de plagioclasa en las muestras analizadas en éste trabajo, son complejos y tiene núcleos alterados la composición de estos núcleos no es uniforme comparados con las partes externas del cristal, las cuales muestran

zonas oscilatorias y normales que varían en grosor. Estas características de los cristales de plagioclasa son rasgos típicos de los granitos de bajas temperaturas (White and Chappell, 2004), y granitos tipo-I (White and Chappell, 1983).

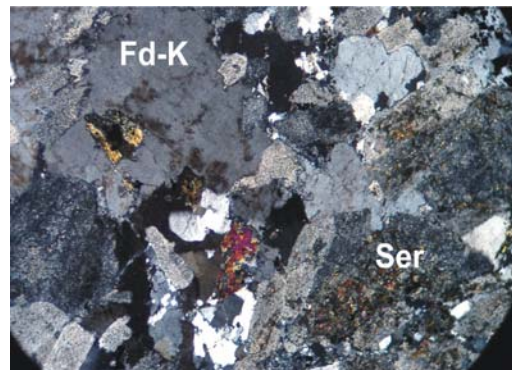
Figura 10. Cristales de plagioclasa con zonación de variable espesor y alteración, típicos de los granitos de baja temperatura. Fotografías tomadas en nículos cruzados con aumento de 8X.



6.3.2 Rasgos Mineralógicos de las distintas litologías del Conjunto Granitoide de San Lucas: A continuación se realiza una descripción detallada de los diferentes minerales y texturas encontradas en las muestras estudiadas, se empieza con las rocas más abundantes y se finaliza con las más escasas, es decir, monzogranitos, granodioritas, cuarzomonzonita y sienoganito.

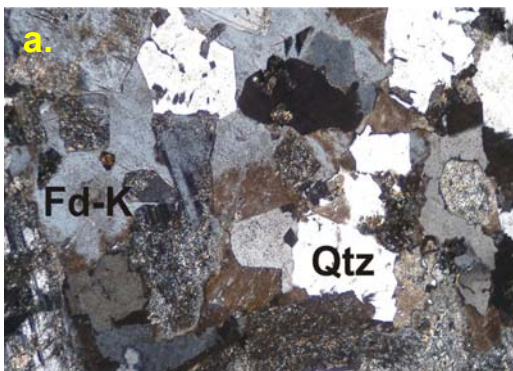
Los monzogranitos generalmente poseen textura alotriomórfica, los tamaños de los minerales varían desde megacrystalos de 2 cm. de feldespato potásico, hasta accesorios inferiores al milímetro, pasando por un mosaico granular cuarzo-feldespático. Los monzogranitos están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, minerales opacos, biotita, hornblenda, augita, epidota, clinozoisita, circón, apatito y esfena.

Figura 11. Textura alotriomórfica inequigranular del monzogranito. Nícoles cruzados. Aumento 5X.



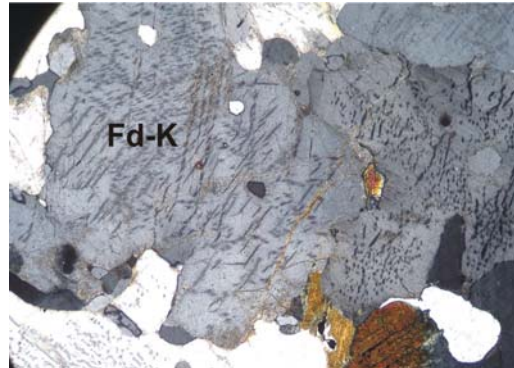
Cuarzo (29,5%) es subhedral a euhedral con extinción ondulante, se puede encontrar intersticial formando cristales subhedrales.

Figura 12. a. Cuarzo anhedral asociada a plagioclasa y feldespato potásico. Nícoles cruzados. Aumento 5X **b.** Cuarzo anhedral e intersticial. Nícoles cruzados. Aumento 8X.



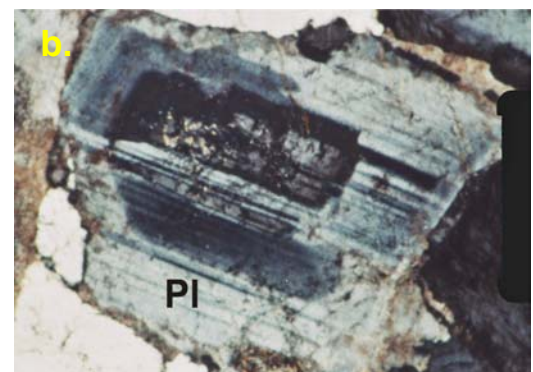
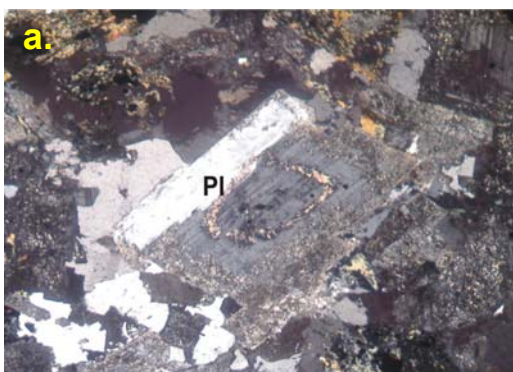
Feldespato Potásico (22,8%) se presenta en dos formas, uno como fenocristales micropertíticos, con macla de Carlsbad y ocasionalmente con inclusiones de circón, esfena y minerales opacos; el otro tipo de feldespato alcalino está representado por cristales menores con macla de Carlsbad, es de ubicación intersticial o asociado al cuarzo formando texturas de intercrecimiento como la micrográfica y granofídica.

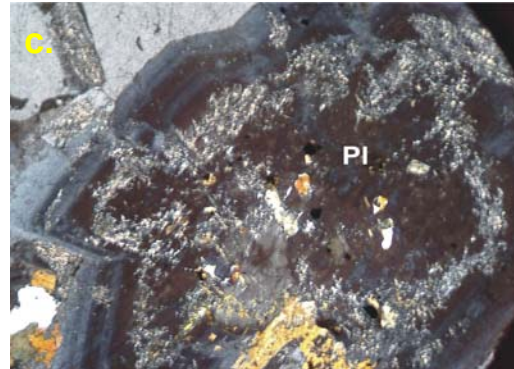
Figura 13. Feldespato potásico con textura perfitica. Nícoles cruzados. Aumento 5X.



Plagioclasa (21,5%) está presente como cristales euhedrales a subhedrales prismáticos; puede mostrarse con macla de la polisintética, albita-Carlsbad o solo macla de Carlsbad; existen cristales de carácter euhedral y zonados, en ocasiones con el núcleo sericitizado o caolinitizado de modo sectorial (anillos concéntricos) o completamente alterados; puede encontrarse en contacto con feldespato potásico formando mirmekitas vermiculares y con textura poiquilítica.

Figura 14. a. Plagioclasa con alteración sectorial y macla de Carlsbad. Nícoles cruzados. Aumento 5X; b. Plagioclasa con zonación y macla polisintética. Nícoles cruzados. Aumento 8X; c. Plagioclasa zonada con alteración sectorial. Nícoles cruzados. Aumento 10X.

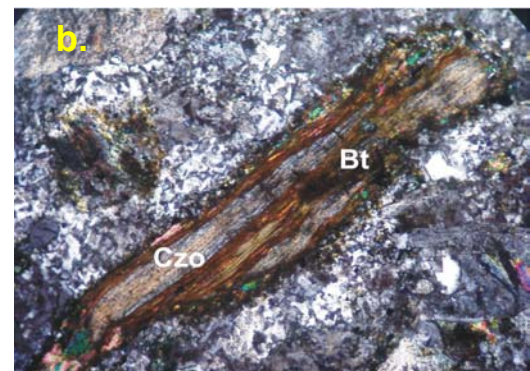




Minerales Opacos (11,3%) son euhedrales, generalmente se encuentra asociado a la hornblenda y a la biotita.

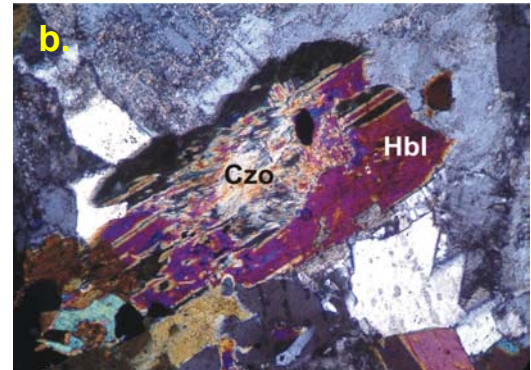
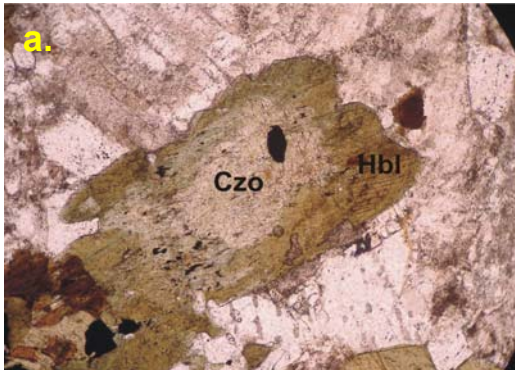
Biotita (9,3%) en general está menos desarrollada que los minerales esenciales. La biotita presenta inclusiones de circón, apatito y minerales opacos, en ocasiones está alterada a clinozoisita y epidota formando elipses alargadas en forma de “ojos” dentro de los cristales.

Figura 15. Biotita con alteración a clinozoisita y epidota rodeada por grupos opacos. Aumento 10X. **a.** Nícoles paralelos; **b.** Nícoles cruzados.



Hornblenda (4,3%), son individuos euhedrales a subhedrales de hábito prismático, tamaño de grano medio, presenta inclusiones de esfena, opacos y circón; en ocasiones presenta macla polisintética. Se altera a clinozoisita.

Figura 16. Hornblenda con núcleo alterado a clinozoisita. Aumento 10X. **a.** Nícoles paralelos; **b.** Nícoles cruzados.



Augita (4,3%) se presenta euhedral a subhedral, es escasa ya que solo se encuentra en una muestra de granodiorita, en ocasiones presenta macla polisintética y no presenta alteración.

Esfena (0.8%) se observa solo en una de las muestras, los granos presentes son subhedral a euhedral donde la sección transversal rómbica tiene terminación perfecta.

Figura 17. Esfena subhedral junto al cuarzo y clinozoisita. Aumento 8X. **a.** Nícoles paralelos; **b.** Nícoles cruzados.

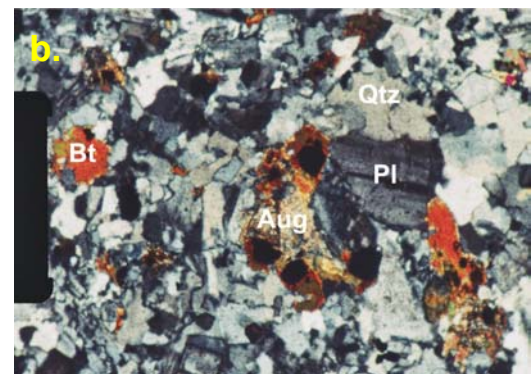
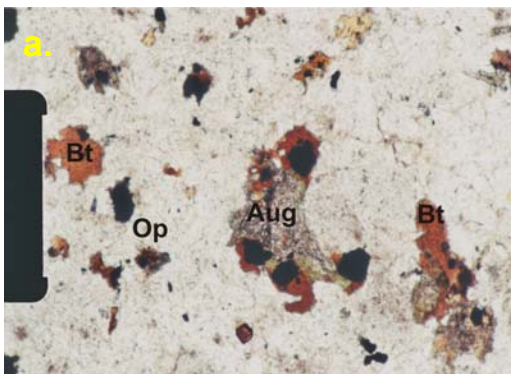


Una característica particular de una de las muestras clasificadas como monzogranito es la presencia de calcita (2,8%) subhedral de tamaño medio a

grueso.

Las granodioritas presentan textura hipidiomórfica inequigranular, están constituidas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, augita, hornblenda, minerales opacos, epidota, clinozoisita, apatito, circón y esfena.

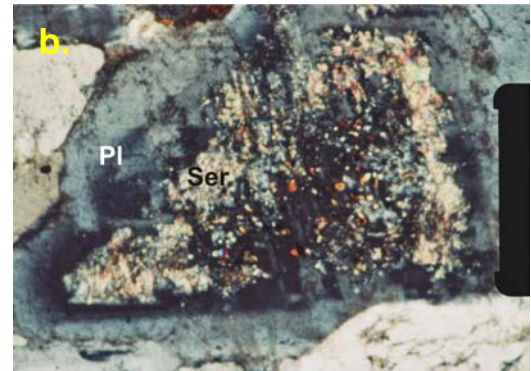
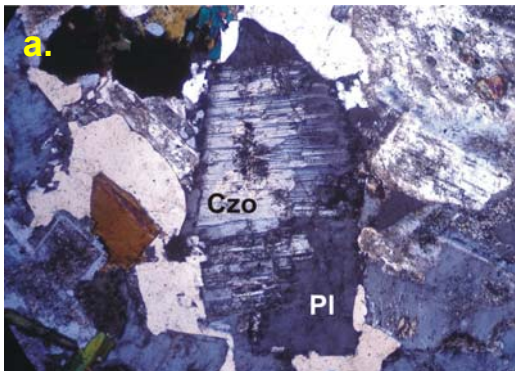
Figura 18. Textura hipidiomórfica inequigranular de las granodioritas. Aumento 8X. **a.** Nícoles paralelos; **b.** Nícoles cruzados.



Cuarzo (28,4%) es siempre anhedral de tamaño medio con extinción ondulante algunas veces, se encuentra siempre en contacto neto con los demás minerales.

Plagioclasa (24,7%) se presenta euhedral a anhedral con macla polisintética o de Carlsbad, con alteración a sericita principalmente en los bordes y el núcleo de los cristales, algunas veces se encuentra alterada a clinozoisita; la textura poiquilítica es común donde las inclusiones redondeadas son generalmente epidota, clinozoisita y a veces opacos o cuarzo.

Figura 19. a. Plagioclasa con macla polisintética y alteración clinzoisita. Nícoles cruzados. Aumento 10X; b. Plagioclasa zonada y con alteración sectorial a sericita. Nícoles cruzados. Aumento 8X.



Feldespato potásico (11,4%) ocurre como individuos anhedrales a subhedrales, a veces con macla de Carlsbad y casi siempre alterado a caolinita; se puede encontrar junto al cuarzo definiendo texturas micrográficas y granofídicas.

Figura 20. a. Feldespato potásico con textura gráfica; en el centro circón redondeado (Textura Poiquilitica). Nícoles cruzados. Aumento 10X; b. Textura antipertítica. Nícoles cruzados. Aumento 10X.

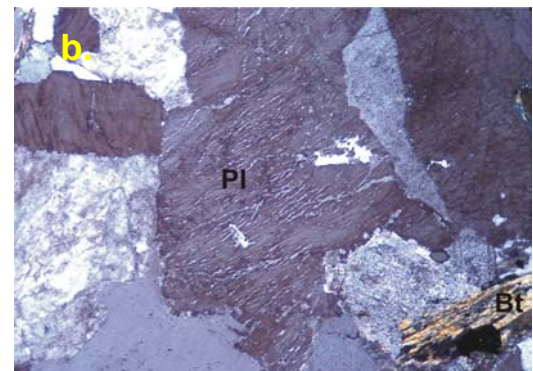
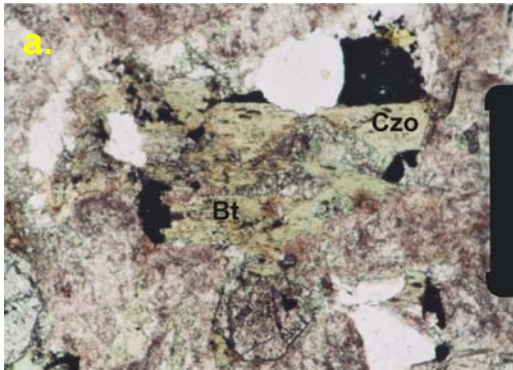


Figura 21. Biotita alterada a clinozoisita. Aumento 10X. **a.** Nícoles paralelos; **b.** Nícoles cruzados.



Biotita (11,4%) se encuentra como cristales subhedrales a euhedrales, se altera a clinozoisita, epidota y clorita.

Augita (11,1%) ocurre en una muestra como cristales anhedrales a subhedrales fracturados, se altera a clinozoisita y clorita. Su aparición en las granodioritas ocurre con mayor promedio y mayor cantidad que los monzogranitos; puede presentar textura poiquilítica.

Figura 22. Augita con macla polisintética y textura coronítica debido a la presencia de clorita y biotita en los bordes de los cristales. Aumento 8X. **a.** Nícoles paralelos; **b.** Nícoles cruzados.

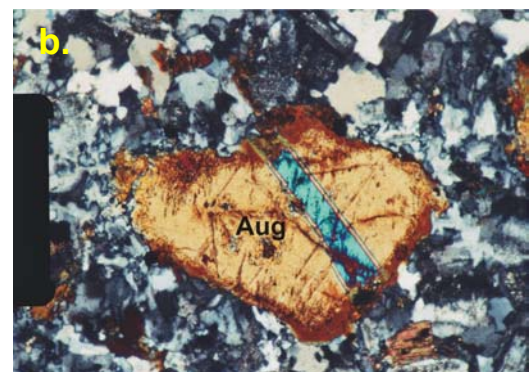
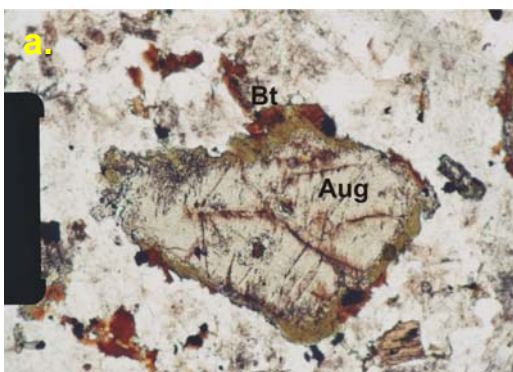
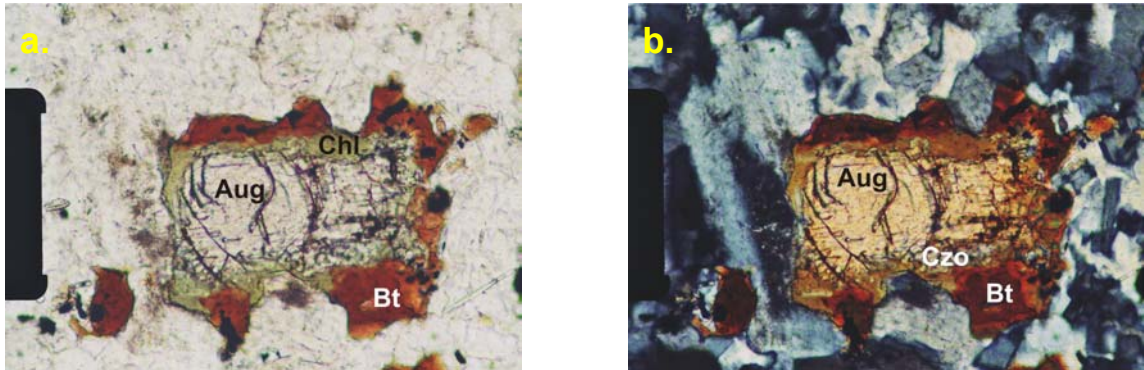


Figura 23. Augita con textura coronítica debido a la alteración a biotita, clinozoisita y clorita en los bordes. Aumento 20X. a. Nícoles paralelos; b. Nícoles cruzados.



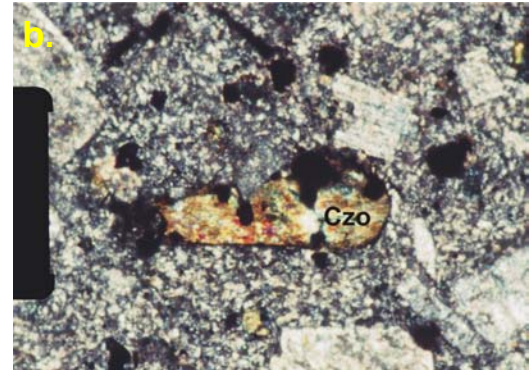
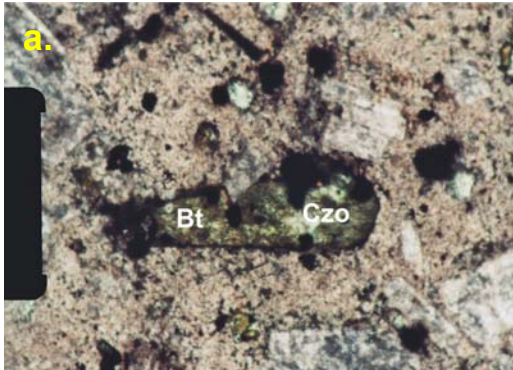
Hornblenda (10,8%) aparece solo en una muestra granodiorítica como cristales subhedrales de tamaño medio a grueso, alteración a clinozoisita en el núcleo y asociada a los opacos y la biotita.

Minerales opacos (7,6%) se encuentran bien desarrollados y generalmente aparecen ligados a la hornblenda y biotita.

Esfena (1,2%) se observa solo en una de las muestras, los granos presentes son subhedrales a euhedrales donde la sección transversal rómbica tiene terminación perfecta.

La cuarzomonzonita posee textura hipidiomórfica inequigranular, tiene como minerales principales la plagioclasa y el feldespato potásico, ambos son fenocristales idiomorfos alterados a sericita, caolinita y epidota, mientras que la matriz la conforman el cuarzo y algunos feldespatos; se caracteriza por presentar una fuerte sericitización y epidotización que genera grumos de hierro. La biotita y el anfíbol, en estado de alteración, se encuentran comúnmente; la biotita se presenta como individuos euhedral a subhedral, se encuentra alterada a clorita y clinozoisita, asociada a minerales opacos y rodeada de grumos ferrosos producto de la epidotización. Como minerales accesorios ocurren apatito, circón.

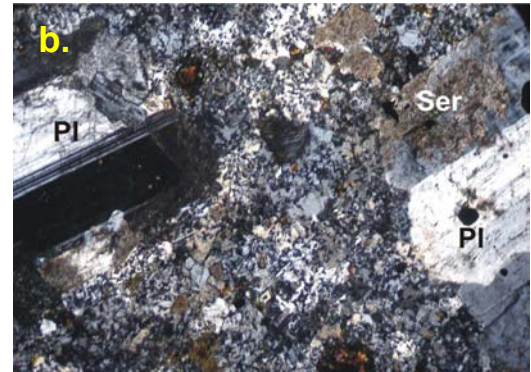
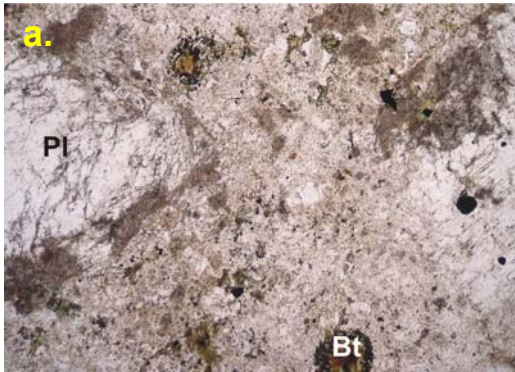
Figura 24. Fotografías superiores: Textura hipidiomórfica inequigangular, en el centro, biotita alterada a clinzoisita. Aumento 8X. **a.** Nícoles paralelos; **b.** Nícoles cruzados. Fotografías inferiores: Anfíbol epidotizado. Aumento 8X. **c.** Nícoles paralelos. **d.** Nícoles cruzados.



El sienogranito se caracteriza por presentar textura porfídica compuesta por una matriz con textura micrográfica donde es fácil identificar la ortosa debido a la alteración a caolinita, cristales de plagioclasa euhedral de tamaño grueso y biotita subhedral, hornblenda anhedral y augita anhedral como cristales más pequeños. La roca se encuentra poco alterada, como característica particular, la plagioclasa presenta leve alteración a sericita como líneas irregulares subparalelas mientras que la biotita ovoide se encuentra alterándose a epidota, clinzoisita y clorita.



Figura 25. Textura porfídica y localmente granofídica en el sienogranito. Aumento 8X. a. Nícoles paralelos; b. Nícoles cruzados.



En términos generales, el Conjunto Granitoide de San Lucas, composicionalmente consta de monzogranitos y en menor cantidad granodioritas con variaciones locales a cuarzomonzonita y sienogranito; el contenido mineral, de mayor a menor, es: cuarzo + plagioclasa (An_{22-47}) + feldespato-k (Or_{6-24}) \pm biotita \pm hornblenda \pm augita con accesorios como la epidota, clinozoisita, circón, apatito y esfena. Los óxidos de hierro y titanio están presentes en todo el cuerpo granítico; la hornblenda y la augita se presentan aproximadamente en la misma proporción y pueden encontrarse juntas y asociadas a los minerales opacos. En general, la alteración afecta todas las rocas con diferente intensidad.



7. GEOQUÍMICA DEL CONJUNTO GRANITOIDE DE SAN LUCAS

El estudio geoquímico de las muestras graníticas (s.l.) de la plancha 64, se realizó con el fin de identificar los distintos grupos y tipos de rocas que constituyen el Conjunto Granitoide de San Lucas, a partir de su clasificación según el contenido de sílice versus álcalis, índice de Shand, composición normativa, contenido de aluminio, etc. Esta información es complementaria a los análisis petrográficos, y además de ofrecer un conocimiento adicional sobre las características composicionales de las rocas, es de gran utilidad para formular preliminarmente algunos rasgos petrogenéticos relacionados a éstas, tales como el ambiente tectónico de emplazamiento de sus fundidos silicatados asociados, entre otros rasgos.

7.1 LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS

El análisis geoquímico se realizó a la totalidad de las 14 muestras que habían sido previamente analizadas petrográficamente, su localización se referencia en la Tabla 1.

7.2 CONSIDERACIONES GEOQUÍMICAS PRELIMINARES

La clasificación geoquímica de las rocas ígneas estudiadas se realizó siguiendo esquemas propuestos por diferentes autores (Irvine y Baragar, 1971; Cox *et al.*, 1979; Debon y Le Fort, 1983; Maniar y Piccoli, 1989; entre otros), los cuales se apoyan en el uso de algunos óxidos mayores concretos, en diferentes relaciones entre óxidos mayores, composición normativa, etc.

La primera aproximación utilizada para clasificar química de las rocas ígneas, se fundamenta en la concentración absoluta de sílice (en Mantilla, 2003), por lo que



para dividir las rocas ígneas plutónicas se aceptan los siguientes contenidos de SiO_2 (en % en peso) así:

Concentración de Sílice	Nombre
>66%	Acida
52-66%	Intermedia
45-52%	Básica
$\leq 45\%$	Ultrabásica.

En el segundo nivel de clasificación utilizado se apoyó en la relación entre el contenido de sílice (expresado como SiO_2) versus el contenido total de álcalis, comúnmente conocida como clasificación TAS, por sus siglas en inglés '*total alkalis versus sílice*'. Este tipo de diagrama de clasificación es posiblemente el más usado para el estudio químico de las rocas ígneas. En este sentido, los datos químicos usados para clasificar la roca son los óxidos mayores como el SiO_2 vs los álcalis sumados ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). El índice de calco-alcalinidad es útil para los contextos graníticos (granitoid suites) en donde las rocas presentan un amplio rango composicional como en el caso de aquellas aflorantes a lo largo de las cordilleras Americanas, para los que tiene un rango restringido, donde el valor más bajo de sílice está alrededor del 65%, el sistema no puede ser aplicado con cualquier confiabilidad. Hay muchos cinturones así, poblaciones dominadas por granodioritas-monzogranitos, los cuales son considerados por muchos geólogos como los granitos más característicos de los cinturones orogénicos.

Luego de aplicar las propuestas anteriormente mencionadas, las rocas se clasificaron igualmente, según el contenido de aluminio, por ser éste el segundo constituyente más abundante en la mayoría de las rocas ígneas, después del SiO_2 . El concepto de saturación de alúmina fue definido por Shand (1927, 1947). El índice de saturación de alúmina se define como la relación molecular $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$, siendo esta igual a 1 en feldespatos y feldespatoides. En



magmas donde cristalizan feldespato y / o feldespatoídes, cualquier exceso de Al_2O_3 (>1) o deficiencia (<1), deben ser acomodados en minerales máficos o accesorios. En el caso de rocas peraluminicas ($Al_2O_3 > K_2O+Na_2O+CaO$), el exceso de alúmina se encuentra en las micas, como la moscovita y la biotita rica en Al y en minerales accesorios como la cordierita, sillimanita, andalucita, corindón, turmalina, topacio y granates. En el caso de las rocas metaluminicas ($Al_2O_3 < K_2O+Na_2O+CaO$), o subsaturadas en alúmina, la deficiencia de ésta se ubica en la hornblenda, biotita pobre en aluminio y esfena. Las rocas peralcalinas ($Al_2O_3 < K_2O+Na_2O$), son rocas saturadas en álcalis y por consiguiente subsaturadas en Al_2O_3 . Estas últimas rocas se reconocen por la presencia de minerales ricos en Na como la egrina, riebeckita, arfvedsonita o enigmatita. En general, la relación resultante es la siguiente:

Peraluminicas $A/CNK > 1$; Metaluminicas $A/CNK < 1$ y Peralcalinas $A/CNK < 1$

El índice peraluminico atrajo mucha atención desde que fue utilizado por Chappell y White (1974) como un discriminante con el que se pudo distinguir los granitos tipo I y S. Esto fue incorporado por Debon y Le Fort (1983) dentro de un sistema de clasificación de elementos mayores el cual combina el índice aluminoso en un diagrama bivalente contra el parámetro $B = (F+Mg+T)$, el cual es proporcional a la amplia presencia de minerales opacos. Los parámetros de elementos mayores del índice de alúmina y el índice calco-alcálico dan un poderoso método de clasificación, especialmente cuando es usado en conjunción con el sistema litológico de Streckeisen, 1976.

Existen otras clasificaciones basadas en diversos tipos de diagramas discriminantes para las rocas ígneas plutónicas propuestos a través del tiempo por autores como Irvine y Baragar (1971), y por Peccerillo y Taylor (1976), quienes las agrupan en series toleíticas o subalcalinas, usando los valores de la composición del SiO_2 , K_2O y del Na_2O (en % en peso); y estos diagramas a su



vez pueden discriminarse mejor utilizando solo los valores de dos óxidos. De esta forma la clasificación se hace más precisa.

Otra forma de clasificar la rocas ígneas graníticas es siguiendo la metodología propuesta por Chappell y White (1974), conocida como clasificación Tipológica de los granitos, donde se propone la existencia de granitos tipo S y granitos tipo I. Estos autores, consideraron que los granitos tipo S fueron derivados de un protolito sedimentario cortical y los granitos tipo I, de un protolito ígneo cortical. Con el tiempo, White y Chappell (1983) aceptaron un tipo adicional de granitos (Figura 26), llamado tipo A, generado a partir de un protolito ígneo cortical que ha sido empobrecido como resultado de un evento de generación de magma tipo I. Pitcher (1983), a partir de una sugerencia de White, propuso el reconocimiento del tipo M, granitos derivados directamente del manto en arcos de islas o ambientes oceánicos y enfatizó la definición de los granitos tipo A como granitos alcalinos y peralcalinos asociados con rifting o fallamiento anorogénico.

Figura 26. Clasificación SIAM (en alusión a los tipos S, I, A y M de granitos) de los Granitoides de White y Chapell (1983), Clarke (1992) y Whalen (1985). *molar $Al_2O_3 / (CaO+Na_2O+K_2O)$.

Type	SiO ₂	K ₂ O/Na ₂ O	Ca, Sr	A(C+N+K)*	Fe ³⁺ /Fe ²⁺	Cr, Ni	δ ¹⁸ O	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Misc	Petrogenesis
M	46-70%	low	high	low	low	low	< 9‰	< 0.705	LowRb, Th, U LowLIL and HFS	Subduction zone or ocean-intraplate Mantle-derived
I	53-76%	low	high in mafic rocks	low: metaluminous to peraluminous	moderate	low	< 9‰	< 0.705	high LIL/HFS med. Rb, Th, U hornblende magnetite	Subduction zone Intracrustal Mafic to intermed. igneous source
S	65-74%	high	low	high metaluminous	low	high	> 9‰	> 0.707	variable LIL/HFS high Rb, Th, U biotite, cordierite Als, Grt, Ilmenite	Subduction zone Supracrustal sedimentary source
A	high → 77%	Na ₂ O high	low	var peralkaline	var	low	var	var	lowLIL/HFS high Fe/Mg high Ga/Al High REE, Zr High F, Cl	Anorogenic Stable craton Rift zone

Basado en estudios previos, Barbarin (1999) propuso una clasificación de granitoides ilustrando la relación entre los tipos de granitoides y el ambiente



geodinámico. Los granitoides peraluminicos (CPG y MPG, por sus siglas en inglés) están principalmente emplazados donde hay engrosamiento cortical resultado de la convergencia de dos litosferas continentales. El CPG está disperso a través de los cinturones montañosos mientras el MPG están concentrados a lo largo de cizallas transcurrentes y las zonas de *thrust* que cortan la corteza. Los granitoides calcoalcalinos y toleíticos de arco de islas (ACG y ATG) son invariablemente emplazados arriba de las zonas de subducción. Los ATG están asociados con abundantes andesitas en arcos volcánicos. En las márgenes continentales activas, los ATG son escasos y los ACG forman grandes batolitos alongados paralelos a la Fosa profunda oceánica. Enormes volcanes andesíticos se forman frecuentemente sobre el tope de estos batolitos. Muchas zonas de subducción maduras están asociadas con abundante ACG. Los plagiogranitos toleíticos de dorsal oceánica (RTG), están asociados con la expansión oceánica, mientras que las sienitas y granitos peralcalinos y alcalinos (PAG) están relacionadas con las zonas de domos que levantan la corteza continental y zonas de rift.

Figura 27. Tipología de rocas graníticas y contexto geodinámico de su emplazamiento. Tomado de Winter (2001).

	OROGENIC			TRANSITIONAL	ANOROGENIC	
	Oceanic Island Arc	Continental Arc	Continental Collision	Post-Orogenic Uplift/Collapse	Continental Rifting, Hot Spot	Mid-Ocean Ridge, Ocean Islands
Examples	Bougainville, Solomon Islands, Papua New Guinea	Mesozoic Cordilleran batholiths of west Americas Gander Terrane	Manaslu and Lhotse of Nepal, American Massif of Brittany	Late Caledonian Plutons of Britain, Basin and Range, late Variscan, early Northern Proterozoic	Nigerian ring complexes, Oslo rift, British Tertiary Igneous Province, Yellowstone hotspot	Oman and Troodos ophiolites; Iceland, Ascension, and Reunion Island intrusives
Geo-chemistry	Calc-alkaline > thol. M-type & I-M hybrid Metaluminous	Calc-alkaline I-type > S-type Met-Al to sl. Per-Al	Calc-alkaline S-type Peraluminous	Calc-alkaline I-type S-type (A-type) Metalum. to Peralum	Alkaline A-type Peralkaline	Tholeiitic M-type Metaluminous
Rock types	qtz-diorite in mature arcs	tonalite & granodior. > granite or gabbro	migmatites & leucogranite	bimodal granodiorite + diorite-gabbro	Granite, syenite + diorite-gabbro.	Plagiogranite
Associated Minerals	Hbl > Bt	Hbl, Bt	Bt, Ms, Hbl, Grt, Als, Crd	Hbl > Bt	Hbl, Bt, aegirine fayalite, Rbk, arfved.	Hbl
Associated Volcanism	Island-arc basalt to andesite	Andesite and dacite in great volume	often lacking	basalt and rhyolite	alkali lavas, tuffs, and caldera infill	MORB and ocean island basalt
Classification	T_{IA} tholeiite island arc	H_{CA} hybrid calc-alkaline	C_{ST} C_{CA} C_{CI} continental types	H_{LO} hybrid late orogenic	A alkaline	T_{OR} tholeiite ocean ridge
Pearce et al. (1984)	VAG (volcanic arc granites)		COLG (collision granites)		WPG and ORG (within plate and ocean ridge granites)	
Maniar & Piccoli (1989)	IAG island arc granite	CAG contin. arc granite	CCG cont. collision gran.	POG post-orogenic gran.	RRG CEUG rift & aborted/hotspot	OP ocean plagiogranite
Origin	Partial melting of mantle-derived mafic underplate	PM of mantle-derived mafic underplate + crustal contribution	Partial melting of recycled crustal material	Partial melting of lower crust+ mantle and mid-crust contrib	Partial melting of mantle and/or lower crust (anhydrous)	Partial melting of mantle and fractional crystallization
Melting Mechanism	Subduction energy: transfer of fluids and dissolved species from slab to wedge. Melting of wedge, transfer of heat upward		Tectonic thickening plus radiogenic crustal heat	Crustal heat plus mantle heat (rising asthen. + magmas)	Hot spot and/or adiabatic mantle rise	

7.3 RESULTADOS DEL ESTUDIO GEOQUÍMICO

En la Tabla 3 se indica el contenido de los 10 principales óxidos de elementos mayores en las muestras analizadas. Estos datos, se presentan como óxidos en porcentajes en peso, normalizados a 100% y libres de H_2O^+ , H_2O^- . Las concentraciones reportadas igual a 0%, corresponden a valores de concentración medidos por el equipo de DRX como menores a 10 ppm (1000 ppm= 0.1% peso),



pero cuya desviación estándar fue muy cercana o mayor a 10. Los espacios en blanco indican la ausencia del elemento en la muestra, o en otras palabras, la incapacidad del equipo para medir sus contenidos tan bajos. Conociendo la composición química de las rocas, se pudo realizar una clasificación de estas litologías ígneas plutónicas y determinar su composición normativa CIPW. Con este propósito, se utilizaron diferentes gráficas bivariantes y trivariantes propuestas por diversos autores, las cuales vienen reunidas en el software Igp05, utilizado en el presente estudio.

En el Conjunto Granitoide de San Lucas el valor de la sílice (Tabla 2) como elemento mayor varía generalmente entre 62,121 – 71,411 % en peso; lo cual permite establecer que las rocas que conforman el conjunto granítico de San Lucas, oscilan entre rocas intermedias a ácidas. Por otro lado, los valores de CaO (< 4,078%), MgO (< 1,497%), FeO_t (< 6,000%) y TiO₂ (< 0,637). Por otro lado, los valores de K₂O varían entre 4,058 – 2,301%.

Comparando la composición química entre las rocas analizadas y relacionando éstas con su disposición espacial, se puede observar que entre ellas existen relativamente pocas diferencias, en lo que respecta a sus variaciones en sentido Este-Oeste. Sin embargo, teniendo en cuenta los datos de la muestra DI64-037, localizada hacia el extremo más norte del área de estudio, y lo reportado verbalmente por Sandra Lasso, quien desarrolla actualmente su tesis de pregrado sobre el tema de los granitoides de la plancha 55, se puede concluir preliminarmente que hacia el norte de la plancha 64 (en inmediaciones al sector conocido como San Martín de Loba), las rocas presentan un contenido de álcalis menor (Na+K) y una disminución en el contenido de Sílice.

Considerando lo anteriormente expuesto y teniendo en cuenta que la franja granítica en la plancha 64 continúa al norte (hacia la plancha 55), manteniendo el mismo patrón estructural (continuidad estructural de la franja granítica), se infiere



un cambio de facies composiciones del granito en sentido Sur- Norte, dando lugar a cuerpos menos diferenciados desde el punto de vista químico (rocas menos ácidas).



Tabla 3. Listado de los 10 principales elementos mayores y menores (% en peso) encontrados a partir de la Difracción Rayos X para 14 muestras del Conjunto Granitoide de San Lucas. La tabla completa puede ser vista en el anexo 2.

Muestra	DI64 069	DI64 072	DI64 037	RF64 037	IQ64 019	GJ64 028	GJ64 038	GJ64 044	HC64 058	HC64 038	LM64 053	LM 64 036	LM64 051	LM64 031
SiO ₂	63,472	62,121	71,411	69,045	62,467	62,242	66,982	67,335	64,070	68,622	62,640	69,206	66,899	65,559
Al ₂ O ₃	16,921	17,542	13,304	16,630	17,184	17,550	16,104	16,714	17,170	14,979	15,715	16,635	14,432	15,337
Fe ₂ O ₃	0,564	0,410	0,206	0,189	0,740	0,468	0,308	0,270	0,365	0,291	0,667	0,343	0,448	0,431
FeO _t	5,067	3,685	1,855	1,700	6,642	4,201	2,771	2,422	3,282	2,618	6,000	3,082	4,025	3,867
CaO	2,925	3,602	2,880	2,692	0,904	4,831	2,980	2,933	3,647	2,789	4,078	0,299	3,698	3,250
MgO	0,925	1,497	0,782	0,322	1,625	1,224	0,453	0,709	1,442	0,825	1,270	0,907	1,010	0,453
Na ₂ O	2,074	3,649	6,438	2,929	1,433	3,171	2,691	2,170	3,625	3,171	2,576	0,505	2,751	3,914
K ₂ O	3,940	3,157	0,955	3,573	3,723	2,802	4,058	3,925	3,124	3,833	2,301	4,661	4,148	3,423
SO ₃	1,275	1,329	1,083	1,474	1,274	1,376	1,121	1,607	1,406	1,162	0,939	1,366	1,162	1,013
TiO ₂	0,277	0,305	0,148	0,158	0,574	0,500	0,521	0,428	0,376	0,298	0,290	0,265	0,637	0,442

Tabla 4. Norma CIPW para las muestras del Conjunto Granitoide de San Lucas calculada por medio del software Igpet05.

Norma CIPW	DI64 069	DI64 072	DI64 037	RF64 037	IQ64 019	GJ64 028	GJ64 038	GJ64 044	HC64 058	HC64 038	LM64 053	LM64 036	LM64 051	LM64 031
%AN	44,22633	36,31634	7,758167	34,59013	24,74994	46,97447	39,10113	37,88434	36,22031	34,02168	48,13597	21,95929	38,83436	29,96397
Q	28,01526	18,90538	25,6239	33,08958	34,39688	20,67445	29,74341	34,70342	21,57398	29,06681	26,65307	48,13165	26,41409	22,50235
or	24,2726	19,468	5,759763	21,70196	23,12968	17,09732	24,75761	23,81547	19,01273	23,26203	14,29101	28,74169	25,0372	20,94881
ab	18,29544	32,22068	55,59892	25,47412	12,74784	27,70577	23,50847	18,85355	31,59042	27,55618	22,909	4,459012	23,77671	34,29946
an	14,50757	18,37421	4,676248	13,47126	4,192799	24,5441	15,094	11,49878	17,94011	14,20933	21,26227	1,254688	15,09595	14,67456
C	4,320079	1,741258	0	3,227853	9,813547	0,608026	1,988789	4,919352	1,483934	0,5574033	1,652306	10,76656	0	0
di	0	0	4,287602	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,830028	1,527931

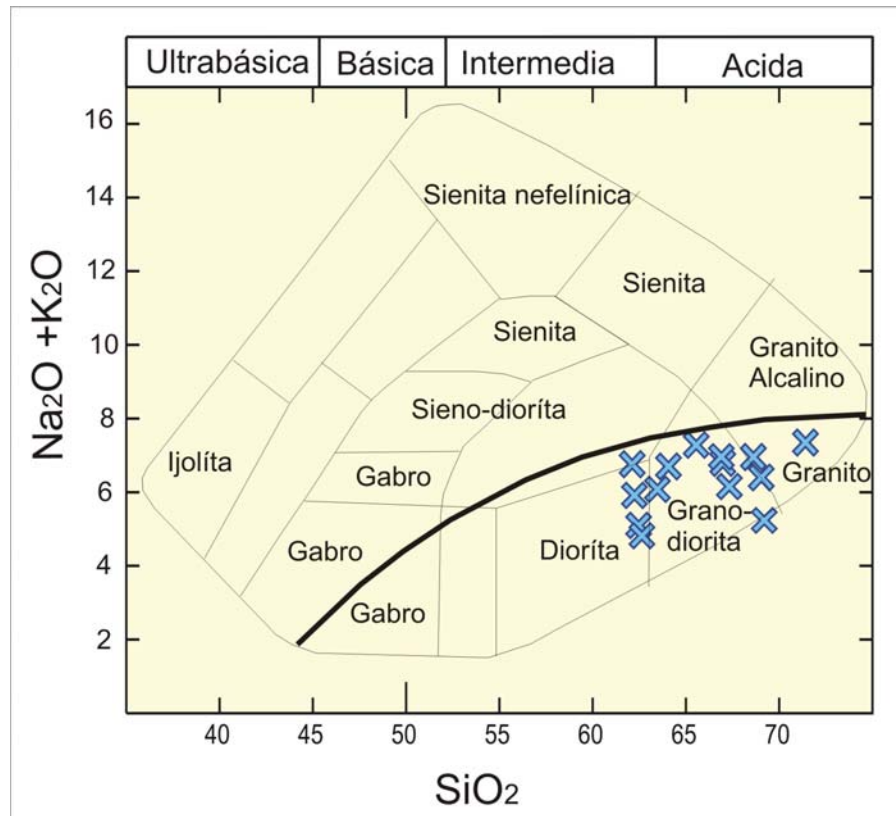


Continuación Tabla 3.

hy	7,134093	5,862736	0	0,8242631	11,22997	5,3247	1,164767	1,81305	4,62117	2,110118	9,923527	3,353953	2,397793	2,196836
wo	0	0	1,760942	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
mt	2,685956	2,73096	0,8428711	0,3529942	3,161379	2,994203	1,869848	1,188051	2,801286	2,634479	2,727662	2,670357	3,164776	2,916036
il	0,5484246	0,6044546	0,2868666	0,3084182	1,146055	0,9804987	1,021531	0,8346035	0,7354246	0,581222	0,5788436	0,5251654	1,235673	0,8693441
hem	0	0	1,10061	1,460666	0	0	0,796847	1,160203	0	0,0295027	0	0	0	0
ap	0,2197825	0,0967027	0,0638406	0,0904860	0,1851066	0,0717651	0,0597955	1,220305	0,245755	0	0	0,1039521	0,0496933	0,0719789

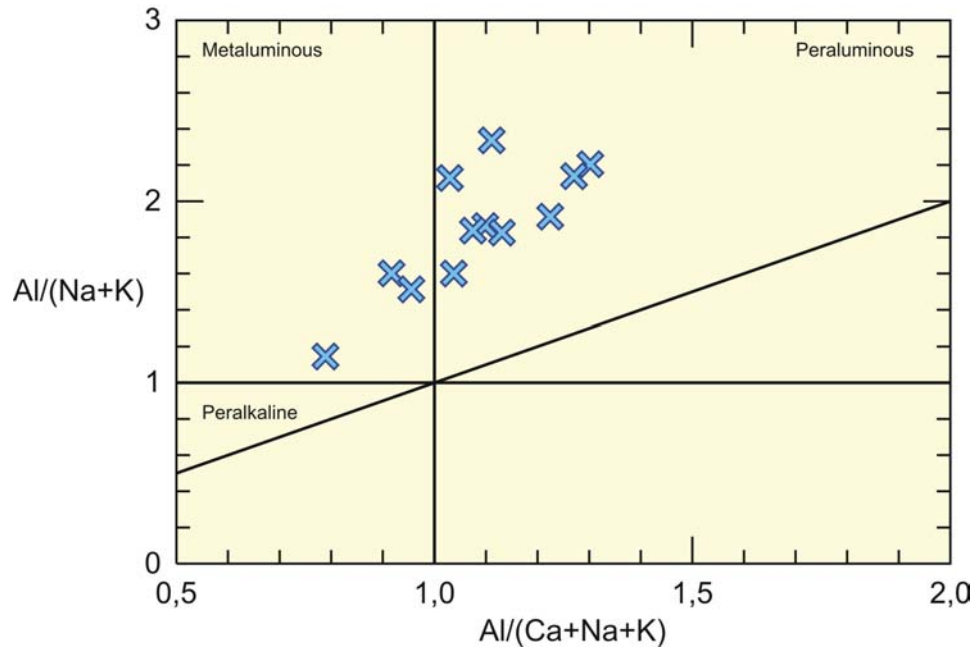
7.3.1 Clasificación Geoquímica, Tipológica y Tectono-geoquímica

Figura 28. Diagrama TAS para SiO_2 vs $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, modificado de Rollinson (1993).



La clasificación química de las muestras, según la relación del contenido de sílice versus los álcalis (Na+K), las rocas se clasifican principalmente como granodioritas, algunas dioritas y un granito, lo que confirma geoquímicamente el carácter ácido de las muestras escogidas. Las muestras localizadas al norte son menos diferenciadas.

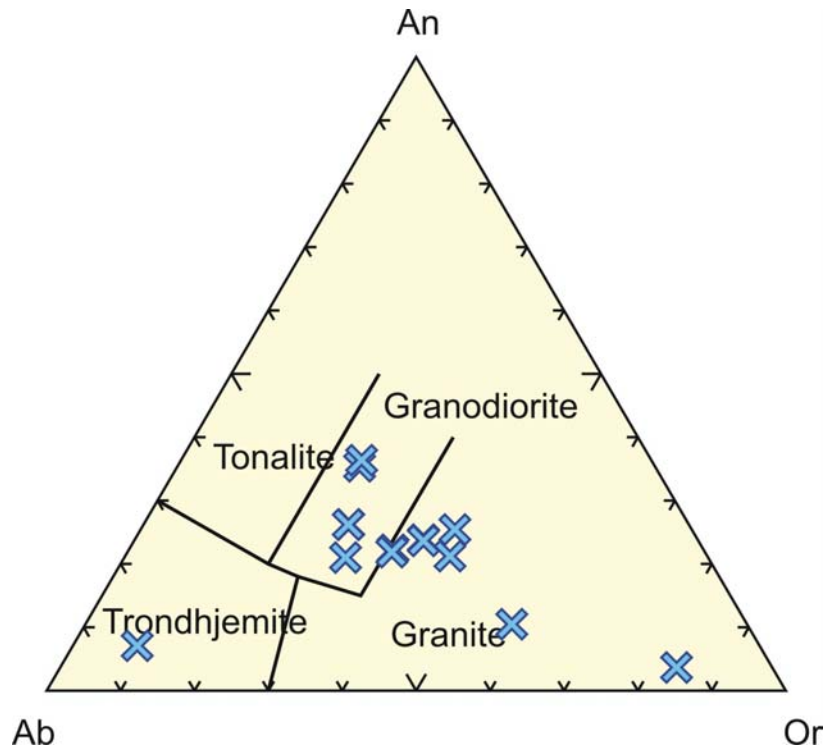
Figura 29. Índice de Shand (en Maniar y Piccoli, 1989).



Considerando la propuesta de Shand (1927, 1947), se determinó (Figura 29) el conocido índice de Shand (ver apartado consideraciones geoquímicas previas). Los valores obtenidos entorno a la figura 29, muestra el carácter principalmente peraluminico de las muestras y en menor proporción metaluminico. Desde el punto de vista de su significado, aparte de reflejar el contenido mineralógico según Otamendi *et. al.* (2002), la peraluminosidad puede reflejar, más que la química del magma, el producto de la alteración (lixiviación de CaO) durante un estadio post-magmático. No obstante, en este caso, la muestra con más bajo contenido de aluminio coincide la muestra menos ácida (menos diferenciada, muestra DI64-037), proyectada en el extremo más norte del área. Esto, podría sugerir que hacia el norte, las rocas presentan: por un lado, menor contaminación con material cortical, y por otro lado, un menor fraccionamiento del fundido silicatado granítico, en comparación con las rocas más meridionales. Sin embargo, es importante resaltar que para afirmar esta idea, se requiere de análisis adicionales, especialmente de isótopos estables, en aras de establecer la participación de

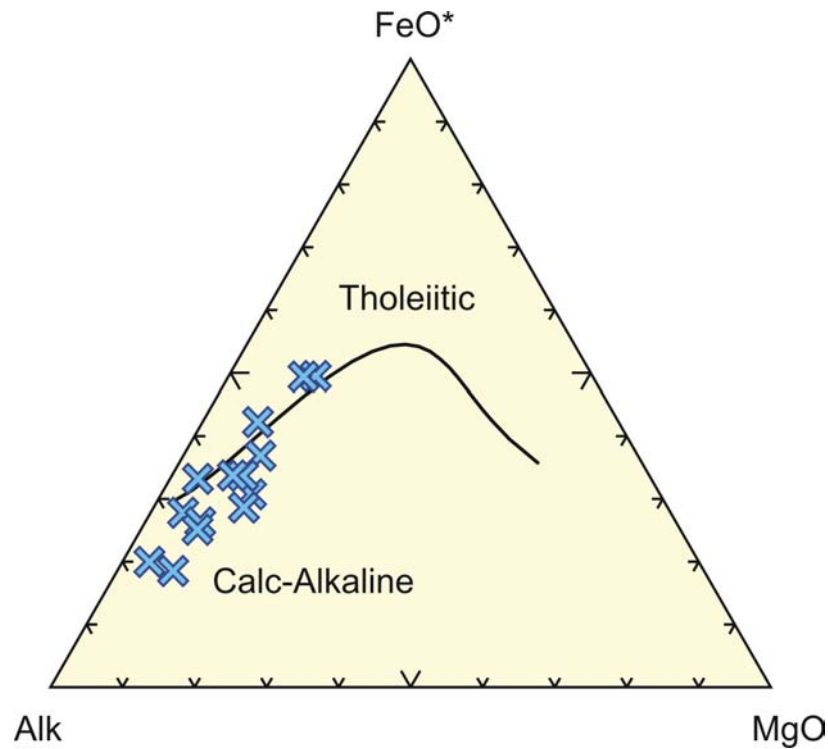
componentes corticales en el magma silicatado, o para identificar los posibles dos aportes: mantélico y cortical.

Figura 30. Diagrama trivariante Ab-An-Or, según la clasificación de Barker (1979), basado en el contenido de albita-anortita-ortoclasa obtenido de la norma CIPW.



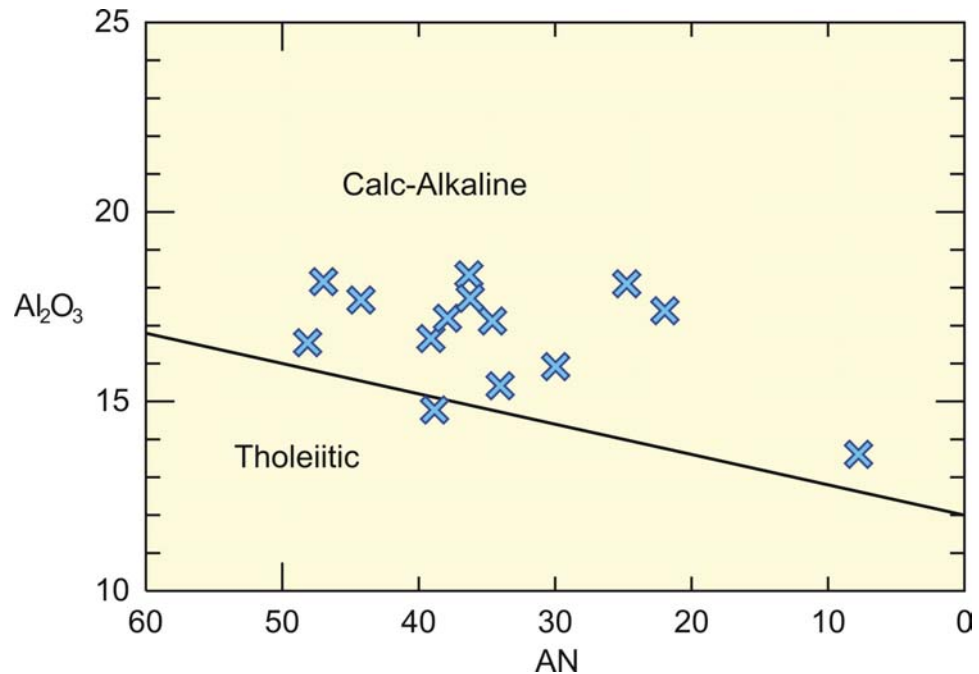
En la figura 30 se observa la clasificación de Barker (1979), es un diagrama trivariante Ab-An-Or basado en el contenido de albita-anortita-ortoclasa obtenido de la Norma CIPW. A partir de esta figura se puede clasificar las muestras estudiadas como Granodioritas y Granitos, además de una muestra que se encuentra en el campo Trondhjemítico.

Figura 31. Diagrama AFM según Irvine y Baragar (1971). Se observa que las rocas son principalmente calco-alcálicas. $\text{FeO}^* = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$.



El diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) grafica en un diagrama trivariante (Figura 31) el contenido de álcalis, el hierro total y el óxido de magnesio. Este diagrama permite dividir las rocas en calco-alcálicas y toleíticas. El Conjunto Granitoide de San Lucas refleja un carácter calco-alcálico en su mayoría con solo un par de muestras toleíticas aunque se encuentran muy cerca de la línea divisoria.

Figura 32. Diagrama de Irvine y Baragar (1971) confirmando la calco-alcalinidad de las muestras.



En la figura 32 se encuentran señaladas las muestras para un diagrama bivalente Al_2O_3 Vs. Anortita Normativa (AN), propuesto por Irvine y Baragar (1971) sirve para confirmar la calco-alcalinidad de las muestras del Conjunto Granitoide de San Lucas.

Luego de tener la certeza de que las muestras son calco-alcalinas, se procede a realizar una subdivisión de rocas calco-alcalinas propuesta por Irvine y Baragar (1971) sobre un diagrama álcalis Vs. sílice. Esta subdivisión puede ser observada en la figura 33 donde todas las muestras se encuentran ubicadas dentro del campo subalcalino.

Figura 33. Proyección de las muestras analizadas, en el diagrama Álcalis Vs. Sílice de Irvine y Baragar (1971).

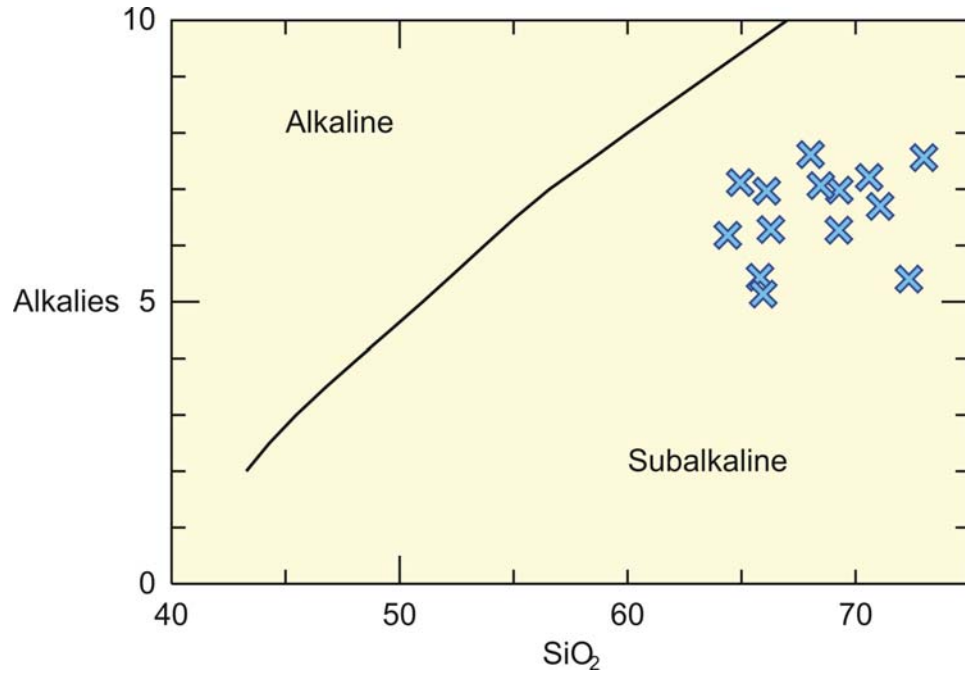
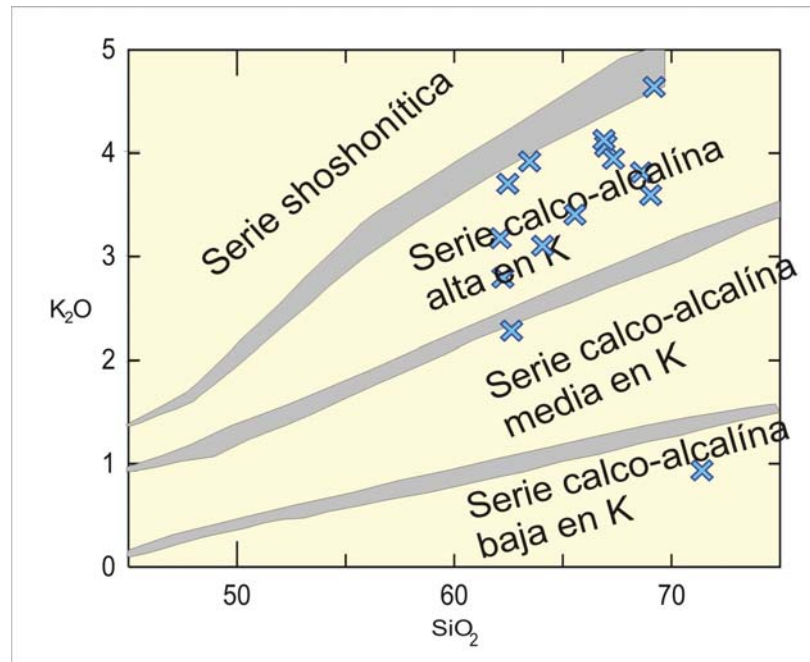


Figura 34. Diagrama discriminante de K_2O Vs. SiO_2 propuesto por Peccerillo y Taylor (1976), para la clasificación de rocas subalcalinas.





La figura 34 es un diagrama K_2O Vs. SiO_2 propuesto por Peccerillo y Taylor (1976) para clasificar las rocas subcalinas. A partir de este diagrama es posible definir las rocas del Conjunto Granitoide de San Lucas como pertenecientes a la serie calco-alcalina alta en potasio. En algunas muestras muy localizadas el contenido de potasio es menor al promedio.

En el trabajo de Irvine y Baragar (1971) se encuentra una subdivisión de rocas subcalinas basada en un diagrama An-Ab-Or normativas. Las muestras estudiadas se proyectan en el campo de las rocas ricas en potasio (K-rich) y una sola en el campo sódico. Estos autores también definieron sobre este mismo diagrama trivariante otra subdivisión para rocas subcalinas (Figura 36). En este diagrama se proyectan como potásicas las muestras del Conjunto Granitoide de San Lucas.

Figura 35. Diagrama trivariante Ab-An-Or Irvine y Baragar (1971), subdivisión de las rocas subcalinas.

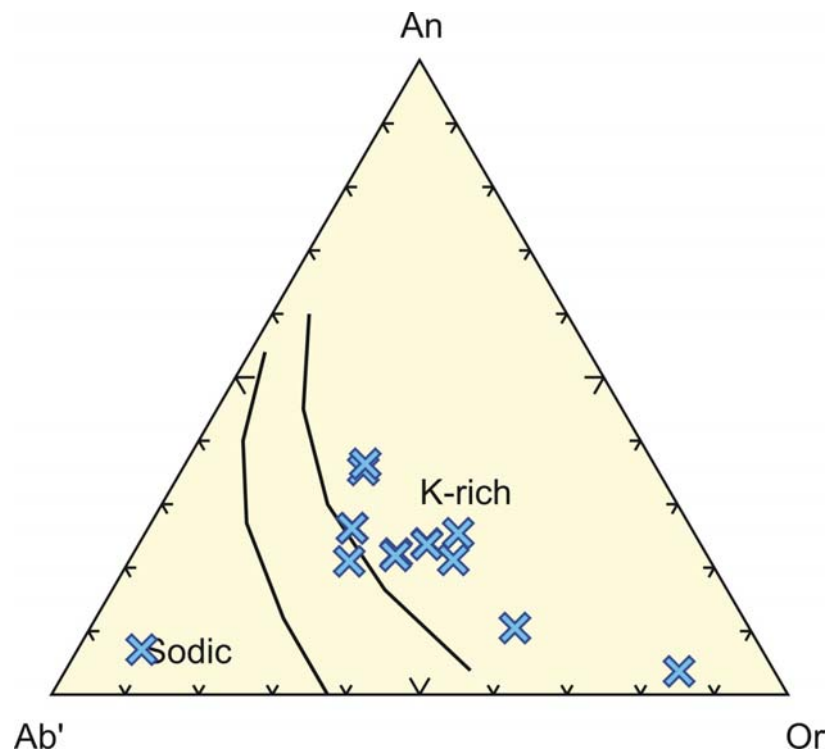
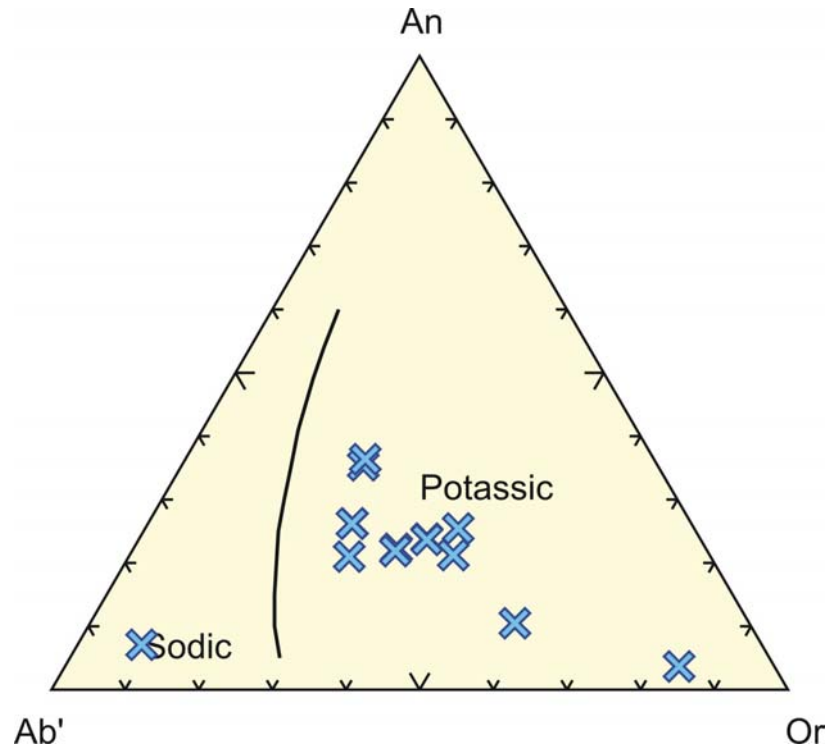
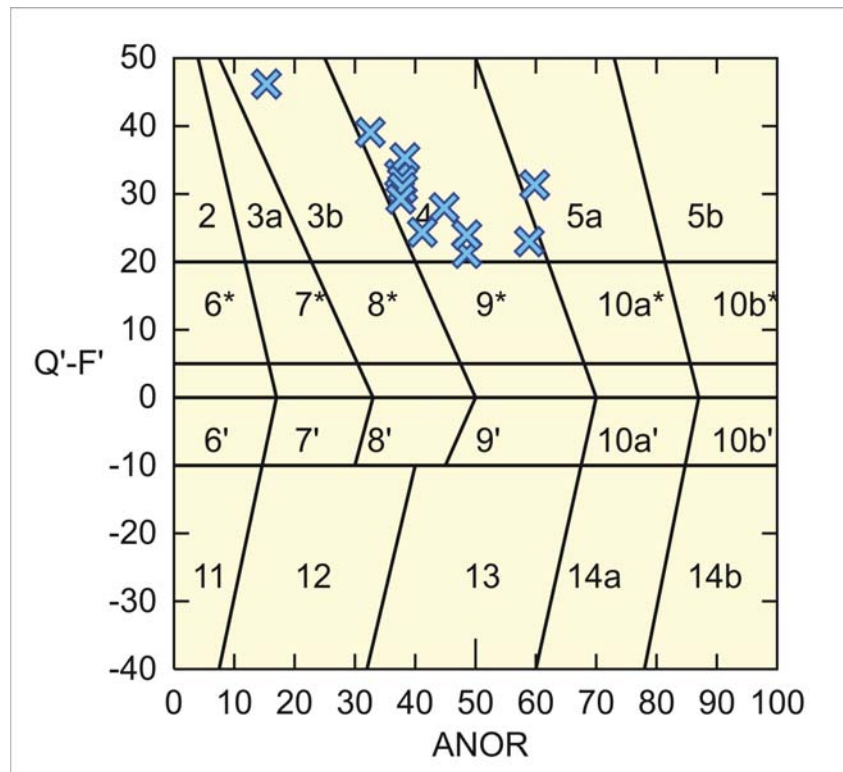


Figura 36. Subdivisión de rocas subcalcinas, Irvine y Baragar (1971).



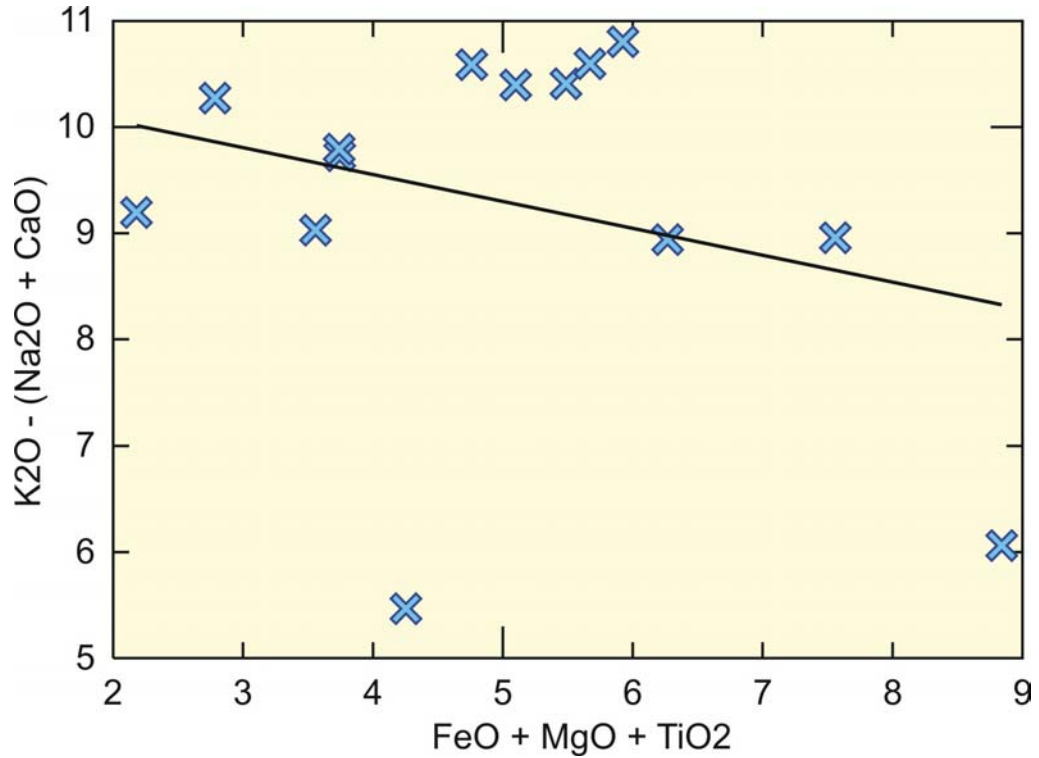
En la figura 37 se muestra un diagrama QF-ANOR propuesto por Streckeisen y Le Maitre (1979) para clasificar las rocas ígneas plutónicas. Las rocas del Conjunto Granitoide de San Lucas se proyectan como granodioritas, así como un monzogranito y una tonalita confirmándose la acidez de las muestras.

Figura 37. Diagrama QF-ANOR, Streckeisen y Le Maitre (1979). Los números son los mismos que los usados en los diagramas QAPF de Streckeisen (1976); 3b = Monzogranito, 4 = Granodiorita, 5^a = Tonalita.



La mayor variación y mejor correlación entre elementos mayoritarios no se encuentra en diagrama de variación que utilizan un índice de diferenciación químicamente simple, tal como los diagramas tipo Harker u otros similares, sino que se observan en diagrama de variación con parámetros determinados por relación de multi-cationes (Debon y Le Fort, 1983). La variación de elementos mayoritarios más significativa se presenta cuando se combinan un parámetro $P = K - (Na + Ca)$ que es función de la abundancia relativa de feldespato alcalino y plagioclasa así como también la composición de la plagioclasa, con otro parámetro $B = Fe + Mg + Ti$ que computa la abundancia de minerales máficos y óxidos.

Figura 38. Composición de rocas y minerales proyectada en el diagrama $P = [K - (N+C)]$ Vs. $B = Fe + Mg + Ti$, Debon y Le Fort (1983). La línea recta representa la regresión lineal para estas rocas que muestra el tren evolutivo de las mismas.



Apoyándonos en la propuesta de White y Chappell (1983), las rocas estudiadas del Conjunto Granitoide de San Lucas, pueden ser clasificadas como Granitos Tipo I. Las características que permiten definir este nombre son su contenido en sílice (62,121 – 71,411%), su calcoalcalinidad, la relación K_2O/Na_2O baja; además, la relación $Al/(Ca+Na+K)$ indica que las rocas son levemente metalumínicas a peralumínicas, presentan hornblenda, biotita, augita y carecen de moscovita.

Según la clasificación propuesta por Barbarin (1999) basada en datos geoquímicos, las rocas pueden ser definidas como Granitoides Calcoalcalinos ricos en Anfíboles (ACG) que están relacionados con zonas de subducción y márgenes continentales activos y cuyo origen puede ser mixto, es decir, una conjugación de material cortical y mantélico.



Tabla 5. Compilación de las principales características químicas y tipológicas de las muestras analizadas del Conjunto Granitoide de San Lucas.

Muestra	DI64069	DI64072	DI64037	RF64037	IQ64019	GJ64028	GJ64038	GJ64044	HC64038
Tipo									
A/CNK	1.893	1.962	1.296	1.809	2.835	1.624	1.655	1.851	1.530
K/N	1.900	0.865	0.148	1.220	2.598	0.883	1.508	1.808	1.209
A/NK	2.814	2.577	1.800	2.558	3.333	2.938	2.386	2.742	2.567

Muestra	HC64058	LM64053	LM64036	LM64051	LM64031
Tipo					
A/CNK	1.652	1.755	3.044	1.362	1.449
K/N	0.862	0.893	9.230	1.508	0.874
A/NK	2.544	3.222	3.220	2.092	2.090



8. SIGNIFICADO PETROGENÉTICO

Los granitoides son rocas muy abundantes en la corteza terrestre y sus fundidos silicatados asociados pueden estar relacionados con una fuente mantélica pura (generando fundidos graníticos por procesos de diferenciación magmática), con una fuente estrictamente cortical (fenómenos de anatexis), o con participación de ambas fuentes (híbridos: manto + corteza). Esto, evidentemente, está controlado fundamentalmente por el ambiente tectónico o ambiente geodinámico en el cual tiene lugar la generación de estos fundidos. Considerando esta premisa, varios autores (Por ejemplo: Winter, 2001), proponen una clasificación genética (en términos de su contexto geodinámico de ocurrencia) de los granitos, señalando algunos rasgos distintivos (mineralógicos, pero fundamentalmente químicos) entre estos. Por ejemplo, los granitos de dorsales oceánicas tienen características que indican un origen de manto empobrecido (empobrecido en elementos incompatibles), es decir, empobrecido en aquellos elementos de mayor radio iónico, lo cual es muy característico del manto superior. Los granitos en arcos volcánicos usualmente tienen un origen de manto empobrecido modificado por un componente de corteza oceánica subducida; los granitos formados en ambientes intraplaca tienen evidencias de un manto enriquecido; los granitos generados en ambiente syn-colisional están caracterizados por un origen cortical puro, y los granitos de ambientes post-colisional tienen una fuente de manto litosférico enriquecido (Barbarin, 1999).

Considerando algunos aspectos químicos de las rocas analizadas, se concluye que la mayoría de nuestras rocas son de carácter calco-alkalino enriquecido en potasio. Generalmente, los fundidos de tipo calco-alkalino, solo se presentan en ambientes activos de placa (ambiente orogénico o transicional, según Winter, 2001), por ejemplo ambientes de colisión entre una corteza oceánica y una corteza continental (tipo Andes, Japón, Filipinas), y en menor medida entre una



corteza oceánica con corteza oceánica.

<http://csmres.jmu.edu/geollab/Fichter/Wilson/PTRC.html>

Considerando solo la afinidad calco-alcalina de nuestras rocas graníticas, tal como se indicó en el apartado 'Consideraciones petrográficas preliminares', estas solo pueden relacionarse con ambientes orogénicos (arcos de islas oceánicas, arcos continentales o a una colisión continental) o ambientes transicionales (en ambientes de colapso post-orogénico).

Por otro lado, considerando las relaciones $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ y K_2O/Na_2O , entre otras relaciones anteriormente mencionadas, nuestras variedades de rocas graníticas se relacionan con granitos de tipo I, lo cual permite restringir aún más el ambiente tectónico en el que tuvo lugar el emplazamiento de estos fundidos graníticos. En este sentido, y siguiendo los criterios propuestos por Winter (2001), nuestros fundidos graníticos debieron emplazarse en un ambiente orogénico, ya sea de tipo arco de isla oceánica o en ambiente de un arco continental (tipo cordillerano, como el actual sistema de los Andes).

Asimismo, la presencia importante de biotita, en mayor proporción que la hornblenda, es otro criterio que permite restringir aún más el ambiente tectónico, en el cual se emplazaron nuestros fundidos graníticos. En tal sentido, se concluye que los criterios petrográficos y geoquímicos, apuntan en su mayoría a granitos emplazados en un ambiente orogénico de tipo arco continental, en donde la generación de fundidos está básicamente relacionada con la fusión parcial de la cuña mantélica, debido a los procesos de hidratación de ésta.

La presencia de una sola mica (biotita), la hornblenda, menos común la augita y los rasgos texturales alotriomórficos, inequigranulares con megacrístales de feldespatos, son otros criterios petrográficos que apuntan en este mismo sentido. Los granitoides ricos en biotita son generados donde los magmas derivados del manto son inyectados



en rocas corticales infraplaca. La correlación entre diferenciación y peraluminosidad indica el rol dominante de restite unmixing o cristalización fraccional en la producción y evolución de varios tipos de granitoides peraluminicos.

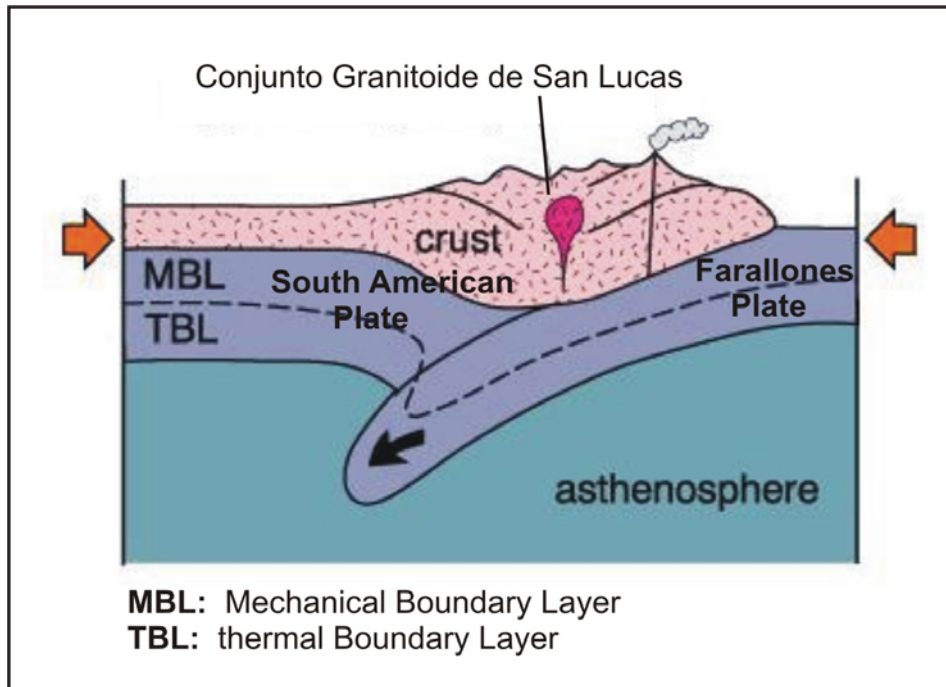
La presencia de biotita menos euhedral que la hornblenda, y la existencia de pequeños cristales de augita dentro de la hornblenda, se correlaciona perfectamente con la secuencia de cristalización de Bowen para una serie discontinua. Por otro lado, el tamaño de los feldspatos, los cuales por lo general fenocristales, indica que la velocidad de nucleación de estos minerales fue alta, en comparación con el gradiente de enfriamiento del sistema. Sin embargo, la presencia de plagioclasa con maclas, pero con zonación evidente, además de ser consistente con un proceso de enfriamiento relativamente rápido (granitos de baja temperatura) para ese sistema (sin dar tiempo a la homogenización composicional interna en los cristales formados), es un fenómeno común que se presenta durante el enfriamiento que sufre esta serie continua de la conocida 'Serie de reacción de Bowen'.

Finalmente, se puede concluir igualmente que el magmatismo que generó las rocas graníticas estudiadas; las cuales aún no cuentan con dataciones geocronológicas, pero que por sus relaciones de campo parecen estar relacionadas con un magmatismo Mesozoico, posiblemente de edad Jurásica; presenta las mismas características que lo reportado en trabajos anteriores para el plutonismo granítico en los Andes Colombianos, en donde las rocas también son de series magmáticas calco-alcalinas y los granitos son de tipo I (en McCourt *et al.* 1984; Aspden *et al.*, 1987). Esto permite igualmente pensar, que el conjunto granítico de San Lucas, es la continuidad hacia el norte del desarrollo del arco magmático que igualmente se reconoce en distintos sectores de la Cordillera Central, constituyentes del *Western Jurassic Belt*, según Aspden *et al.* (1987).

La presencia más hacia el norte del área de estudio, de rocas menos diferenciadas (granodioritas), posiblemente guarde relación con una zonación composicional en la

vertical, que experimentó esta franja granítica de arco continental (cuerpo emplazado posiblemente a una mayor profundidad).

Figura 39. Modelo de ambiente geodinámico de emplazamiento para el Conjunto Granitoide de San Lucas. Modificado de Winter (2001).





9. IMPLICACIONES METALOGENÉTICAS

Los depósitos minerales en el área de estudio, relacionados con la presencia de las rocas graníticas estudiadas, solo se restringen a los sectores donde afloran las rocas granodioríticas (en el extremo más noreste de la plancha). Allí, según se reporta en las libretas de campo de los geólogos que hicieron parte de las expediciones a campo realizadas por personal de la UIS y el INGEOMINAS, existen filones hidrotermales de cuarzo con sulfuros (principalmente pirita) y oro (al parecer de ambiente epitermal). Sin embargo, aún no existen suficientes estudios, como para relacionar la presencia de oro disseminado en estas facies granodioríticas y su posterior removilización a consecuencia de la percolación de fluidos hidrotermales.

Por lo anteriormente mencionado, este capítulo solo pretende mostrar la potencialidad del conjunto granitoide de San Lucas, como sistema hospedador de mineralizaciones, a partir de lo reportado en la bibliografía para cuerpos ígneos con características geológicas algo similares.

Las rocas graníticas, abarcan un amplio rango de composición y contenido de sílice, y están genéticamente relacionadas con un espectro de depósitos preciosos y metálicos. Los metales presentes están controlados por la composición, grado de fraccionamiento y el estado de reducción de las intrusiones asociadas. Las intrusiones fértiles asociadas a depósitos metálicos abarcan varios ambientes geodinámicos, ambientes como arc y back-arc son los más importantes. Casi todos los depósitos de Mo, Sn y W del mundo, muchos depósitos de metales raros (Ta, Nb, Li, Be, Zr, Ga, REE), más del 60% de los recursos de Cu, poco más del 10% de Fe, Au, Zn, Pb, Ag y U, y mucho de los metales menores (Bi, Cd, Sb, Te, Re, In, Sc) están presentes en y alrededor de plutones syn y post- tectónicos, y stocks emplazados en ambientes epizonales, entre 1 y 5 Km bajo la superficie.



Los procesos en los cuales se producen las mineralizaciones son esencialmente los mismos en todos los granitos, en la diferenciación magmática generalmente hay producción de granitos progresivamente más desarrollados en donde el contenido de volátiles, como el agua, boro y fluoruros llegan a ser más concentrados y están disponibles para llevar grandes cantidades de metales pesados. Durante la etapa final de emplazamiento y solidificación del granito, la diferenciación magmática es reemplazada por procesos hidrotermales.

Los depósitos minerales considerados a continuación, están relacionados con rocas graníticas de carácter alcalino o calcoalcalino de alto a bajo contenido en potasio, con una composición variada de peralumínico a metalumínico y cubre un amplio rango del contenido de sílice. La clasificación de los granitos en tipo I o tipo S (los cuales reflejan la composición de la roca fuente), o serie ilmenita y magnetita (los cuales describen el estado de reducción de la roca misma), pueden ser usados como la base para una subdivisión metalogenética. Esencialmente todas las intrusiones tipo S pertenecen a la serie ilmenita, mientras que los tipo I incluyen la serie magnetita y menos común rocas de la serie ilmenita. Las series magmáticas tipo I, pueden tener grandes depósitos de Cu, Mo, y/o Au, en contrastes los granitos de serie ilmenita, están asociados típicamente con depósitos de Sn y Wo.

Teniendo en cuenta la tectónica de placas, la mayoría de los depósitos metálicos relacionados con granitos ocupan ambientes de arco o trans-arco, aunque también pueden formarse en ambientes colisionales e intraplaca. Depósitos de Fe, Cu y Au generados por intrusiones presentes en arcos de islas o Cordilleranos son generados durante la subducción de la litosfera oceánica. Varios depósitos de Au -Cu, y Au están sobre arcos de islas del Pacífico occidental (Tabla 5) otros depósitos de Ag-Pb-Zn relacionados con granitos están presentes donde la intrusión corta la secuencia sedimentaria al interior del arco cordillerano.



Depósitos metálicos, en forma de sulfuros (Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Bi, Sb), óxidos (Fe, Sn, W), fluorcarbonatos (REE) o metales nativos (Au), son causados por la desestabilización de los complejos clorurados. La desestabilización es producida por enfriamiento, reacción con la roca caja en o alrededor de la cúpula, y en particular cuando se mezcla con aguas subterráneas.

Existen depósitos minerales ampliamente estudiados como los pórfidos cupríferos que tienen importantes mineralizaciones de Cu, Mo y/o Au, depósitos de esta naturaleza están asociados con batolitos tipo I cordilleranos en márgenes continentales activos y arcos de islas. Los pórfidos cupríferos están caracterizados por zonas de alteración resultado de la actividad hidrotermal.

En resumen y a manera de conclusión de este apartado, se resalta que asociado al Conjunto Granitoide de San Lucas o en relación genética con él, se conoce diversos tipos de ocurrencias minerales metálicas y no metálicas, algunas de interés económico y otras cuyas posibilidades son escasas o aún no han sido evaluadas. De la Espriella (1960), menciona muestras pequeñas de pirita y molibdenita en la superficie de un canto rodado recogido en cercanías de la población de San Martín de Loba y una muestra de cuarzo con pequeñas manifestación de oro, que fue extraída de la mina Socorro, aparte de estas no se observaron indicios de mineralización de interés económico en las rocas ígneas. Sin embargo, los habitantes de la región aseguran que las antiguas explotaciones esporádicas en búsqueda de oro encontraron filones con grandes cantidades de dicho mineral, encajadas en las rocas intrusivas de composición granodiorítica. El oro y la plata aparecen en pequeñas inclusiones en la matriz cristalina de los sulfuros en forma diseminada en sectores del filón. La galena y la esfalerita son frecuentes, aunque en menos cantidad, con relación a la pirita (Romero, 1994).



Tabla 6. Principales yacimientos a nivel mundial asociados a intrusiones graníticas. Tomado de Sillitoe (1996).

	Deposit and country	Tonnage (Mt) and grade	Subsidiary metals	Age (Ma)	Deposit type	Genetically related intrusion	Tectonic setting	Reference
Fe	Kiirunavaara, Sweden	2600; 60 % Fe		1888±6	Replacement (?)	I-type syenite	Arc	Geijer, 1960
	Marcona, Peru	1600; 50-60 % Fe		137-118	Skarn	I-type granodiorite	Arc	Xie et al., 1996
Cu	El Teniente, Chile	10528; 1.23 % Cu	Mo	5	Porphyry	I-type dacite porphyry	Arc	Camus, 1975
	Chuquicamata, Chile	7239; 0.87 % Cu	Mo	34-31	Porphyry	I-type monzogranite porphyry	Transpressional arc	Alvarez et al., 1980
	Río Blanco- Los Bronces, Chile	6524; 0.77 % Cu	Mo	5	Breccia & porphyry	I-type quartz monzonite porphyry	Arc	Serrano et al., 1996
	Olympic Dam, Australia	2200; 1.36 % Cu	U, Au, Ag, REE	1588±4	Breccia	I-type syenogranite	Intra-plate rift	Reeve et al., 1990
Mo	Henderson, USA	727; 0.17 % Mo		28	Porphyry	I-type rhyolite porphyry	Extensional back-arc	Carten et al., 1988
	Endako, Canada	300; 0.08 % Mo		142-139	Porphyry	I-type quartz monzonite	Arc	Bysouth & Wong, 1995
Zn-Pb	Santa Eulalia, Mexico	37; 7.2 % Zn; 8.4 % Pb	Ag, Sn, V	27	Carbonate replacement	I-type rhyolite (dykes)	Back-arc	Megaw, 1986
	Kamioka, Japan	90; 5.0 % Zn; 0.7 % Pb	Ag	65	Skarn	I-type rhyolite porphyry	Back-arc	Sakurai & Shimazaki, 1993
Ag	Candelaria, USA	40; 80 g/t Ag	Au	193	Disseminated/stockwork	I-type dacite (dykes)	Extensional back-arc	Thomson et al., 1995
	Chañarcillo, Chile	2; >3000 g/t Ag		-80	Veins	I-type granodiorite	Arc	Whitehead, 1919
W	Shizhuyuan, China	170; 0.26 % W	Sn, Bi, Mo, Be	-150	Skarn & greisen	S-type granite	Collision	Mao et al., 1995
	Xihuashan, China		Sn, Bi, Mo, Be	148-140	Veins	S-type granite	Collision	Wu & Mei, 1982
	Panasqueira, Portugal	27; 0.48 % W	Sn, Cu	296-292	Veins	S-type granite	Collision	Polya, 1989
Sn	Dachang, China	60; 1.0 % Sn	Zn	91±2	Carbonate replacement	S-type granite	Collision	Mao et al., 1995
	Renison Bell, Australia	42; 1.0 % Sn		355±4	Carbonate replacement	I-type granite	Collision	Patterson et al., 1981
	San Rafael, Peru	17; -4 % Sn	Cu	24	Veins	S-type monzogranite	Back-arc	Kontak et al., 1995
	Llallagua, Bolivia	>500000 Sn metal + -80; 0.3 % Sn		20	Stockwork & veins	S-type quartz latite porphyry	Back-arc	Sillitoe et al., 1975
	Pitinga, Brazil		Nb, Ta	1689±19	Disseminated	A-type peralkaline granite	Intra-plate	Horbe et al., 1991
Li-Ta	Greenbushes, Australia	33.5; 1.2 % Li 28.0; 0.04 % Ta	Nb, Sn	2527±2	Pegmatite	S-type pegmatite	Greenstone belt	Partington et al., 1995
	Tanco, Canada	9.1; 1.3 % Li 2.1; 0.18 % Ta	Cs	Archaean	Pegmatite	S-type pegmatite	Greenstone belt	Crouse et al., 1984
U	Rössing, Namibia	~370; 0.03 % U		468±8	Disseminated	S-type granite	Collision	Berning, 1986
	Aue-Oberschlema, Germany	20; 0.4 % U	Ag, Co, Se	~300 (intrusion) 280-30 (deposit)	Veins	S-type granite	Collision	Schuppan et al., 1994
Au	Refugio, Chile	216; 0.88 g/t Au		23	Porphyry	I-type quartz diorite porphyry	Arc	Vila & Sillitoe, 1991
	Cadia Hill, Australia	350; 0.64 g/t Au	Cu	-440	Porphyry	I-type quartz monzonite porphyry	Arc (post-subduction?)	Newcrest Mining Staff, 1995
	Boddington, Australia	204; 1.3 g/t Au	Cu, Mo, W	2714-2696	Porphyry	I-type microdiorite	Greenstone belt	Symons et al., 1990
	Grasberg, Indonesia	976; 1.55 g/t Au	Cu, Ag	3	Porphyry	I-type monzodiorite porphyry	Arc (post-collision)	MacDonald & Arnold, 1994
	Telfer, Australia	62; 2.35	Cu	680-620	Carbonate replacement	I-type granite	Intra-plate	Goellnicht et al., 1989
	Porgera, Papua N G	160; 4.7 g/t Au	Ag	6	Stockwork & vein	I-type alkali basalt	Arc (post-collision)	Richards & Kerrich, 1993
	Vasilkovskoye, Kazakhstan	100; 2.4 g/t Au		Late Ordovician	Veins & stockwork	I-type granodiorite	Arc (?)	



CONCLUSIONES

- ▶ El Conjunto Granitoide de San Lucas presenta una variedad de rocas que van desde monzogranitos a granodioritas subordinadas. Las fases minerales mayoritarias presentes son cuarzo + plagioclasa (An_{22-47}) + Ortosa (Or_{6-24}) + biotita + minerales opacos. La hornblenda y la augita aparecen igualmente en las dos variedades de roca. La moscovita esta completamente ausente del plutón. Las fases accesorias más importantes son circón + apatito ± clinozoisita ± epidota ± esfena.
- ▶ A partir de los rasgos texturales de las plagioclasas se identificaron granitos de baja temperatura, en donde los primeros se encuentran ubicados hacia la parte sur de la franja granítica y los otros, se presentan en la parte norte y central de la franja estudiada.
- ▶ Todas las rocas del Conjunto Granitoide de San Lucas estudiadas consisten en granitos calcoalcalinos ricos en potasio. Una característica distintiva es su alto contenido de SiO_2 (62,121–71,411 %) y el dominante carácter peraluminico.
- ▶ De acuerdo al radio A/CNK , por encima de 1.1 (lo cual es frecuente en granitos tipo S), es posible que éstos valores obedezcan a una contaminación de los fundidos durante su emplazamiento, entre otros aspectos. No obstante, el conjunto de otros rasgos petroquímicos, tales como el contenido de sílice, la presencia de constituyentes melanocráticos (Hbl, Bt y Ag), y la ausencia de moscovita, permiten establecer que en su mayoría, los distintos tipos de rocas graníticas estudiadas se corresponden con granitos de tipo I generados en una zona de subducción, tal como se determina igualmente en la continuidad más norte de la franja granítica: en el área de la plancha 55.



RECOMENDACIONES

- ▶ Hacer transectas con una densidad de muestreo mayor para definir la posible variación de facies en el cuerpo intrusivo.
- ▶ Realizar análisis geoquímicos de elementos trazas en las rocas graníticas y en los materiales metamórficos del área (básicamente el Neis de San Lucas), para intentar establecer la posible fuente de los materiales corticales que pudieron aportar componentes al fundido silicatado responsable de la formación del Conjunto Granitoide de San Lucas.
- ▶ Realizar dataciones radiométricas que permitan conocer la edad del Conjunto Granitoide de San Lucas para correlacionar el magmatismo con los diferentes pulsos magmáticos documentados en el sistema Andino Colombiano.
- ▶ Realizar análisis con microsonda electrónica en algunos minerales (tales como el circón, la plagioclasa, piroxenos, anfíboles, entre otros), para precisar su quimismo y para fines geotermobarométricos.



BIBLIOGRAFÍA

Alvarez, J.A., 1983. Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides Mesocenoicos. *Boletín Geológico* 26, p. 175.

Aspden, J.A., McCourt, W.J., Brook, M., 1987. Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society, London*, 144, p. 893-905.

Barbarin, B., (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605 – 626.

Barrero. D. (2001). Material de Curso "Tectonostratigraphic sequences of Colombia. Origin and evolution of sedimentary basin". Preparado para INGEOMINAS.

Bogotá J.; Aluja, J. (1981). Geología de la Serranía de San Lucas. *Geología Norandina*, vol. 4. Bogotá.

Bowden, P.; Batchelor, R.A.; Chappell B.W.; Didier, J.; Lameyre, J., (1984). Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics of the earth and planetary interiors* 35, p. 1-11.

Brook, M., 1984. New radiometric age data from S.W. Colombia. En: Aspden, J.A., McCourt, W.J., Brook, M., 1987. Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society, London*, 144, p. 893-905.



Cañon, Y.; González M.; Velásquez M.; Henao H.; Londoño J.; Mojica, J. (1997). Evaluación Metalúrgica de la Mina “La Chiva”, San Martín de Loba, Sur de Bolívar. *Evaluación Metalúrgica y Ambiental de Yacimientos Auríferos, Tomo I*. Ingeominas.

Chappell, B.W. Y White, A.J.R., (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, p. 173-174.

Clavijo, J. (1996). Mapa geológico de Colombia, Plancha 75 Aguachica. *Ingeominas, Memoria explicativa*, p. 1-48. Bucaramanga.

Cobbing, J., (2000). The Geology and Mapping of Granite Batholiths. *Lectures Notes in Earth Sciences*. Springer, p 141.

Cobbing, J., (1996). Granites – an overview. *Episodes*. Vol. 19, No. 4, p. 103-106.

De la Espriella, R. (1960). Investigaciones Mineras en la Región del Bajo Magdalena: Hierro en Barranco de Loba, Bolívar; Yeso en El Banco, Magdalena y Oro en San Martín de Loba, Bolívar. *Servicio Geológico Nacional. Informe 1365*. 11p. Bogotá.

Dorr, W., Grosser, J.R., Rodriguez, G.I., Kramm, U., (1995). Zircon U-Pb age of the Paramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its tectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 8 No. 2 p. 187-194.

Galvis, J., de la Espriella, R. (1992). Vulcanismo Terciario al Sur de la Isla de Mompo (Parte Nororiental de la Serranía de San Lucas). *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. Vol XVIII. No 70, pp. 359-367. Bogotá.



Goldsmith, R., Marvin, R.F., Mehnert, H.H., (1971). Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. En: Ordóñez, J.C. (2003). Petrology of the Granitoid Rocks in the Santander Massif, Northeast Colombia. *Master Thesis, Shimane University.*

Gregori, D., Grecco, L. y Llambías E. (2003). El intrusivo López Lecube: Evidencias de magmatismo alcalino Gondwánico en el sector sudoeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (2): 167-175.*

INGEOMINAS-UIS (2005). Cartografía Geológica De 9.600 Km² de La Serranía de San Lucas: Planchas 55 (El Banco), 64 (Barranco De Loba), 85 (Simití) y 96 (Bocas Del Rosario): Aporte al Conocimiento de su Evolución Geológica. *Memoria Geológica Preliminar. Plancha 64, Barranco de Loba, Sur del Departamento de Bolívar.*

Irving, E.M. (1975). Structural evolution of the northernmost Andes of Colombia. En: Aspden, J.A., McCourt, W.J., Brook, M., (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society, London, 144, p. 893-905.*

Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. En: Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Prentice Hall, 352 p.*

Ishihara, S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology, 27, p. 293-305.*

Kassem, T. y Arango, J. L. (1977). Mapa fotogeológico de la Serranía de San Lucas. Escala 1:500.000. INGEOMINAS. Bogotá.



Kretz, R., (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*. Vol. 68, p. 277 – 279.

Leutsh, Y., Lambert, A., Bogotá, J. (1980). Zona San Lucas - Reconocimiento Geológico Preliminar. Anexo Fotográfico. *Informe No. 080 (Inédito) IAN*.

Mantilla, L. C. (2003). Guía de Laboratorios de Petrología Ígnea. *Publicaciones UIS*. 124 p.

Mccourt, W.J., Aspden, J.A., Brook, M., (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental Growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society, London*, 141, p. 831-845.

Orozco, L. y Osorio, L. (2004). Definición de provincias sismotectónicas y bloques de deformación actual para Colombia. *INGEOMINAS. Informe Interno*.

Ordóñez, J.C. (2003). Petrology of the Granitoid Rocks in the Santander Massif, Northeast Colombia. Master Thesis, Shimane University.

Ordoñez, C.O. Y Pimentel, M.M. (2002). Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study of the Puquí complex, Colombian Andes. En: Ordóñez, J.C. (2003). Petrology of the Granitoid Rocks in the Santander Massif, Northeast Colombia. *Master Thesis, Shimane University*.

Ordoñez, C.O., Pimentel, M.M., Cardenas, P.A. (2001). Consideraciones geocronológicas e isotópicas preliminares del magmatismo Cretáceo-Paleoceno en el norte de la Cordillera Central. En: Ordóñez, J.C. (2003). Petrology of the Granitoid Rocks in the Santander Massif, Northeast Colombia. *Master Thesis, Shimane University*.



Otamendi, J. E., Fagiano, M., Nullo, F. y Castellarini, P. (2002). Geología, petrología y mineralogía del granito Inti Huasi, sur de la sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (4): 389-403.

Peacock, M. A., (1931). Classification of igneous rocks. En Cobbing, P., (2000). *The Geology and Mapping of Granite Batholiths*. Springer, p 141.

Pearce, J., (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, Vol. 19, No. 4, p. 120 - 125

Peccerillo, R. y Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. En: Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Prentice Hall*, 352 p.

Pitcher, W. S., (1983). Granite type and tectonic environment. Hsu K (ed) *Mountain Building processes*. Academic Press, London: 19 – 45.

Pitcher, W. S., (1997). The nature and origin of granite. *Champan Hall*, p. 387.

Pupin J.P. (1980). Zircon and Granite Petrology, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Volume 73, Issue 3, Aug 1980, p. 207 – 220.

Rollinson, H. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Prentice Hall*, 352 p.

Royero, J. M. (1997). Mapa geológico de Colombia. Plancha 65 - Tamalameque. Ingeominas. *Memoria explicativa*, p. 1-53. Bucaramanga.

Royero, J. M. Clavijo, J. (2002). Mapa Geológico del Departamento de Bolívar, Escala 1:400.000. *Ingeominas. Memoria explicativa*, pp. 1-99. Bucaramanga



Shand, S. J., (1927, 1947). Eruptive Rocks. T. Murby & Co, London, p 444. En Cobbing, P., (2000). *The Geology and Mapping of Granite Batholiths*. Springer, pp 141.

Sillitoe, R.H., Jaramillo, L., Damon, P.E., Shafiqullah, M., Escovar, R., (1982). Setting, characteristics, and age of the Andean Porphyry Copper Belt in Colombia. En: Ordóñez, J.C. (2003). Petrology of the Granitoid Rocks in the Santander Massif, Northeast Colombia. *Master Thesis, Shimane University*.

Sillitoe, R. H., (1996). Granites and Metal Deposits. *Episodes, Vol. 19, No. 4*, p. 126 – 132.

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth. Sci. Rev.*, 12, p.1-33.

Streckeisen, A. y Le Maitre, R.W. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. En: Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Prentice Hall*, 352 p.

Toussaint, J.F., Restrepo, J.J., (1982). Magmatic evolution of the Northwestern Andes of Colombia. *Earth Science Reviews*, 18, p. 205-213.

White, A. J. R., Chappell, B. W., (1983). Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. En Cobbing, P., (2000). *The Geology and Mapping of Granite Batholiths*. Springer, p. 141.

White, A. J. R., Chappell, B. W., (2004). Petrographic discrimination of Low – and High – Temperature I-type Granites.



Winter, J. (2001). An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. *Prentice Hall*.

PÁGINAS WEB

<http://www.minambiente.gov.co>

<http://csmres.jmu.edu/geollab/Fichter/Wilson/PTRC.html>

<http://www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%2018%20Granitoid%20Rocks.ppt>