



Universidad Central de Venezuela

Facultad de Ciencias

Escuela de Química

Departamento de Geoquímica



**CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL MÁRMOL DOLOMÍTICO DE
GUACURIPIA,
ESTADO BOLÍVAR, Y SU CONTACTO CON UNA INTRUSIÓN SILÍCEA,
MEDIANTE LA TÉCNICA DE MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO
ACOPLADO A UN ANALIZADOR DE RAYOS-X (SEM-EDS) Y ANÁLISIS
PETROGRÁFICO.**

Tutores:

Prof. Santiago Marrero.

Prof. Ruthman Hurtado.

Trabajo Especial de Grado
presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
por la **Br. Katty Carolina
Velásquez Molina**, para optar al
título de Licenciada en
Geoquímica.

Caracas, Octubre de 2012.



ACTA

Los abajo firmantes, designados por la Universidad Central de Venezuela, como integrantes del Jurado examinador del Trabajo Especial de Grado titulado: **“Caracterización geoquímica del mármol dolomítico de Guacuripia, estado Bolívar, y su contacto con una intrusión silícea, mediante la técnica de Microscopía Electrónica de Barrido acoplado a un analizador de rayos-X (SEM-EDS) y análisis petrográfico”**, presentado por la Br. Katty Carolina Velásquez Molina como requisito para aprobar la asignatura Proyecto Geoquímico II, certificamos que este trabajo cumple con los requisitos exigidos por nuestra Magna Casa de Estudios para optar al título de Licenciada en Geoquímica.

Prof. Santiago Marrero
Tutor

Prof. Ruthman Hurtado
Tutor

Prof. Carlos Barrios
Jurado

Prof. José Vicente Gutiérrez
Jurado

DEDICATORIA

Dedico este trabajo a mi familia: A mis Padres, Ligia Molina y Américo Velásquez y a mi Hermana Lili, que me han apoyado siempre en el logro de este y de otros objetivos. Son lo más bello que tengo en la vida, Los Adoro.!

AGRADECIMIENTOS

A mi Virgencita del Valle y a mi Diosito por nunca abandonarme y siempre estar conmigo ayudándome, cuidándome y escuchándome.

A lo más grande que me pudo dar la vida, mis padres, mi mamita Ligia Molina y mi papito Américo Velásquez, que no les debo yo, los amo y los adoro infinitamente, son mi aliento, mi fuerza, gracias por siempre apoyarme en todo por nunca dejarme sola, son y siempre serán mi ejemplo a seguir mi admiración. Papá y mamá y hermana Lili nunca les dejare de agradecer todo lo que me han dado, no me alcanzaran las palabras para agradecerles todo lo que han hecho por mí, todo su sacrificio.

Al Dr. Carlos Enrique Tamayo, por brindarme todo su apoyo incondicional, ha sido y será un gran amigo y creo que esta demás decir que para mí y mi familia es alguien extremadamente especial y lo queremos un montón, muchísimas gracias por nunca abandonarnos y por todo su cariño, es usted un gran hombre demasiado valioso, lo quiero mucho.

A mi excelente tutor, profesor Santiago Marrero, mejor conocido como el profe Santi, muchísimas gracias profe por estar siempre conmigo por su apoyo incondicional, el cariño, comprensión, ayuda, durante la realización del proyecto y durante toda la carrera usted se ha ganado el cariño, admiración y respeto de todos los que lo conocen, más que un profesor se convirtió en un gran amigo, usted es único profe.

A mi tutor querido Profesor Ruthman José Hurtado, gracias Ruthman por todo desde que comencé la carrera tú siempre me brindaste tu apoyo incondicional y durante la realización del presente trabajo tu ayuda siempre me fue muy útil. Te admiro y te quiero mucho!!

A INGEOMIN por prestarme sus instalaciones y el equipo de Microscopía Electrónica de Barrido, en especial a Ander De Abrisqueta "Especialista 1" por ayudarme con el análisis de mis muestras así como también a enseñarme manejar el Microscopio Electrónico. Gracias Ander por toda tu ayuda y paciencia en los momentos de tanto stress.

A los profesores, técnicos y personal administrativo del Instituto de Ciencias de la Tierra, que han sido los encargados de mi formación como persona y profesional transmitiéndome sus conocimientos.

A todos mis amigos y compañeros que siempre me apoyaron y estuvieron conmigo en las buenas y malas y fueron una parte importante de mi aprendizaje, los quiero mucho. Gracias!!!!

RESÚMEN

En el presente trabajo de investigación se llevó a cabo un estudio sobre la caracterización geoquímica asociado al mármol dolomítico de Guacuripia edo. Bolívar, mediante las técnicas de análisis petrográfico y Microscopía Electrónica de Barrido acoplado a un analizador de rayos X (MEB-EDS).

Para ello, fueron seleccionadas trece muestras de rocas a las cuales se les elaboraron secciones finas (Bg-CH1.2 A, Bo-Gu-CH-3.4, Bo-Gu-CH-2.2, Bo-Gu-CH-R1, Bg-CH-1.2 B, Bo-Gu-CH-2.1, Bo-Gu-CH-AB-2.3, Bo-Gu-CH-2.6, Bo-Gu-CH-3.5 Norte, Bo-Gu-CH-3.5 Sur, CH-M3, C-1 y C-2) para su análisis petrográfico y cinco tacos pulidos de rocas (Bo-Gu-CH-2.2, Bo-Gu-CH-R1, Bo-Gu-CH-AB-2.3, Bg-CH-1.2 B y C-1) para su posterior análisis por microscopía electrónica de barrido acoplado a un detector de rayos X (SEM-EDS).

La población de muestras está constituida por tres mármoles dolomíticos equigranulares de grano grueso (Bo-Gu-CH-2.1, Bo-Gu-CH-AB-2.3 y Bo-Gu-CH-2.6), cuatro mármoles dolomíticos equigranulares de grano medio (Bo-Gu-CH-3.4, Bo-Gu-CH-3.5 norte y Bo-Gu-CH 3.5 sur, BG-CH-1.2A), dos mármoles dolomíticos bandeados (C-1 y C-2), dos muestras cercanas al contacto (BG-CH-1.2B y CH-M3) y dos diques con textura pegmatítica, uno de tamaño de cristales que varían entre 0,2 a 0,4 mm (BG-CH-2.2) y el otro va de 0,1 mm hasta 2 mm (Bo-Gu-CH-R1); sumando un total de trece muestras con un grado de meteorización incipiente o nula y una ubicación en el afloramiento que garantiza una población representativa de los distintos cuerpos rocosos presentes en la zona de estudio, es decir, muestras del mármol dolomítico, posible dique pegmatítico y contacto entre ambos.

La secuencia cronológica de los eventos aquí postulados sería: a) metamorfismo regional de sedimentos carbonáticos hasta la fase de la anfibolita; b) metamorfismo retrogrado hasta la fase de los esquistos verdes y c) metamorfismo de contacto debido a los diques intrusivos.

ÍNDICE DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	2
1.1	OBJETIVOS:	4
1.1.1	OBJETIVO GENERAL:	4
1.1.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS:	4
2	REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	6
2.1	Carbonatos.....	6
2.2	Clasificación de los carbonatos.	7
2.3	Utilidad de los carbonatos dolomíticos.	8
2.4	Ambientes de formación para los carbonatos.....	8
2.5	La dolomía.....	9
2.6	Modelos de Dolomitización.	12
2.6.1	Dolomitización singenética:	12
2.6.2	Dolomitización diagenética:.....	12
2.7	Metamorfismo de rocas carbonáticas.....	12
2.8	Geoquímica de la dolomita.....	15
2.9	Microscopía Electrónica de Barrido.....	16
2.9.1	Microscopio electrónico de barrido con analizador de energías (SEM-EDS).	17
3	GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	22
3.1	Geología regional	22
3.2	Geología Local	24
4	ANTECEDENTES	27

5	METODOLOGÍA EXPERIMENTAL	33
5.1	Tratamiento Físico de las muestras.	34
5.2	Instrumental para los análisis.	34
5.2.1	Análisis petrográficos.	34
5.2.2	Microscopía electrónica de barrido (SEM):	35
6	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	38
6.1	Especímenes del mármol dolomítico con cristales de forsterita y flogopita (muestras BO-GU-CH-3.4 y Bg-CH-1.2A):	39
6.2	Muestras del dique intrusivo (Bo-Gu-CH-2.2 y Bo-Gu-CH-R1).	44
6.3	Mármoles dolomíticos con minerales calcosilicatados (muestras: Bg-CH-1.2 B, Bo-Gu-CH-2.1, Bo-Gu-CH-AB-2.3, Bo-Gu-CH-2.6, Bo-Gu-CH-3.5 Norte, Bo-Gu-CH-3.5 Sur, CH-M3).	55
6.3.1	Muestra BO-GU-CH-2.1:	55
6.3.2	Muestra Bo-Gu-CH-2.6:	57
6.3.3	Muestra BO-GU-CH-3.5 Norte:	59
6.3.4	Muestra BO-GU-CH-3.5 Sur:	61
6.3.5	Muestra Cerro Hacha M-3:	62
6.3.6	Muestra BG-CH-1.2B:	63
6.3.7	Muestra Bo-Gu-AB-2.3:	68
6.4	Mármoles dolomíticos forsteríticos bandeados (C-1 y C-2).	74
6.4.1	Muestra C-1:	74
6.4.2	Muestra C-2:	79
7	CONCLUSIONES	83
8	RECOMENDACIONES	84

9	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	85
10	APÉNDICES.....	90

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla # 1: Clasificación de los carbonatos	7
Tabla # 2: Asociaciones de minerales en rocas calcáreas con metamorfismo	14
Tabla # 3: Composición química y mineralógica de la muestra Bg-CH-2.2 obtenida mediante SEM-EDS	47
Tabla # 4: Composición química de cuarzo (muestra Bo-Gu-CH-R1) obtenida mediante SEM-EDS	53
Tabla # 5: Composición química y mineralógica de la muestra Bg-CH-1.2B ...	65
Tabla # 6: Composición química de forsterita y feldespato potásico	70
Tabla # 7: Composición química y mineralógica de forsterita y tremolita.....	76
Tabla # 8: Minerales presentes en las secciones finas de cada muestra	95
Tabla # 9: Tabla de Michael Levy.....	103
Tabla # 10: Porcentaje mineralógicos estimados a partir del análisis modal para las muestras Bg-CH-1.2A, Bo-Gu-CH-2.1, Bo-Gu-CH-AB 2.3, Bo-Gu-CH-2.6, Bo-Gu-CH-3.4, Bo-Gu-CH-3.5 Norte, Bo-Gu-CH-3.5 Sur y C-2.....	104
Tabla # 11: Porcentajes mineralógicos estimados a partir del análisis modal para las muestras Bg-CH-1.2B, CH-M3 y C-1.....	105
Tabla # 12: Porcentajes mineralógicos estimados a partir del análisis modal para las muestras Bo-Gu-CH-2.2, Bo-Gu-CH-R1	106

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura # 1: Microscopio Electrónico de Barrido.....	16
Figura # 2: Estructura interna del SEM-EDS.....	18
Figura # 3: Electrones retrodispersados y secundarios.....	19
Figura # 4: Imagen y espectro de MEB-EDS.....	20
Figura # 5: Mapa de la zona de estudio.....	22
Figura # 6: Afloramiento de Cerro Hacha.....	26
Figura # 7: Ubicación de las muestras en el afloramiento Cerro Hacha.....	34
Figura # 8: Microscopio óptico de luz polarizada.....	35
Figura # 9: Esquema experimental de la etapa de campo.....	36
Figura # 10: Diagrama general del esquema metodológico.....	37
Figura # 11: Ubicación de las muestras en el afloramiento.....	38
Figura # 12: Muestra de mano BG-CH-3.4.....	39
Figura # 13: Muestra BG-CH-3.4 Olivino serpentizado con corona de clorita fibrosa, rodeada de cristales de dolomita.....	40
Figura # 14: Muestra BG-CH-3.4. Cristal de piritita, fotografía tomada con objetivo de 20 X nicols paralelos.....	41
Figura # 15: Muestra de mano Bo-Gu-CH-1.2A con aspecto granular de color gris constituida por dolomita y olivino.....	41
Figura # 16: Muestra BG-CH-1-2 A olivino fresco y dolomita fotografía tomada con objetivo de 4 X nicols cruzados (Imagen A). Cristal de olivino, hábito granular, pleocrómico incoloro (Mg), alto relieve como se puede observar en la fotografía B (nicols paralelos).....	43
Figura # 17: Muestra BG-CH-1-2 A: Cristal de flogopita, fotografía tomada con objetivo de 20 X nicols cruzados.....	44
Figura # 18: Muestra Bo-Gu-CH-2.2 presenta textura fanerítica con cristales mayores a 1 cm de longitud.....	45
Figura # 19: Muestra BG-CH-2.2. Microclino (períta) se observan igualmente maclado tipo tartán fotografía tomada con objetivo 4 X nicols cruzados (imagen A). Microclino (períta). Objetivo 20 X nicols cruzados (imagen B).....	45

- Figura # 20:** Muestra BG-CH-2.2 Muscovita. Objetivo 40X nicoles cruzados...46
- Figura # 21:** Muestra BG-CH-2.2. Cuarzo, oligoclasa y feldespato potásico con textura grafica mirmequitica. (A) con extinción. (B) sin extinción, fotografía tomada con objetivo 40 X nicoles cruzados.....46
- Figura # 22:** Imágenes de MEB-EDS. (A) Cristal de cuarzo rodeado de microclino. (B) Microclino peritítico y lamelas de oligoclasa.....48
- Figura # 23:** Espectro de rayos X obtenido por SEM-EDS de la muestra BG-CH-2.2 en el que se aprecia: (A) espectro característico de oligoclasa. (B) espectro característico de microclino.....48
- Figura # 24:** Muestra Bo-Gu-CH-R1 con textura fanerítica, equigranular, compuesta principalmente de 3 minerales (cuarzo, microclino y biotita).....49
- Figura # 25:** Muestra Bo-Gu-CH-R1: (A) Biotita, albita y sericita. Objetivo 4 X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.....49
- Figura # 26:** Muestra Bo-Gu-CH-R1: (A) Cuarzo y microclino. Objetivo 4 X nicoles cruzados. (B) Microclino, objetivo 10 X nicoles cruzados.....50
- Figura # 27:** Muestra Bo-Gu-CH-R1: (A) Circón. Objetivo 40 X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.....50
- Figura # 28:** Muestra Bo-Gu-CH-R1 (A) Circón y apatito. Objetivo 40 X NC. (B) Nicles paralelos.....51
- Figura # 29:** Muestra Bo-Gu-CH-R1: textura gráfica entre oligoclasa y microclino, fotografía tomada con objetivo de 10 X nicoles cruzados.....51
- Figura # 30:** Muestra Bo-Gu-CH-R1 (A) Biotita y granate subhedral. Objetivo 4X nicoles cruzados. (B) Granate de alto relieve e inclusiones de biotita en nicles paralelos.....52
- Figura # 31:** (A) Imagen de electrones retrodispersados donde se distinguen tres fases (biotita, cuarzo y oligoclasa). (B) Espectro de rayos X característico de cuarzo obtenido por SEM-EDS. (C) Espectro de rayos X característico de oligoclasa obtenido por SEM-EDS.....53
- Figura # 32:** (A) Imagen de electrones retrodispersados donde se distinguen tres fases (biotita, cuarzo y feldespato potásico). (B) Espectro de rayos X obtenido por SEM-EDS en el que se aprecia el espectro característico de cuarzo. (C) Espectro de rayos X obtenido por SEM-EDS característico de biotita. (D) Espectro característico de feld-K.....54
- Figura # 33:** (A) Imagen de electrones retrodispersados donde se distinguen dos fases (cuarzo y monacita). (B) Espectro de rayos X característico de monacita obtenido por SEM-EDS.....54

Figura # 34: (A) Imagen de electrones retrodispersados donde se distingue ilmenita. (B) Espectro de rayos X característico de ilmenita obtenido por SEM-EDS.....	55
Figura # 35: Muestra BO-GU-CH-2.1. Cristales de dolomita de color gris claro con hábito romboédrico, equigranulares, con tamaño promedio de 2 mm.....	56
Figura # 36: Muestra BO-GU-CH-2.1: (A) Dolomita y diópsido cloritizado. Objetivo 10X nicoles Cruzados. (B) Nicles paralelos.....	56
Figura # 37: Muestra BO-GU-CH-2.1: (A) Posible granate, objetivo 10 X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.....	56
Figura # 38: Muestra Bo-Gu-CH-2.6. Representada por dolomita, diópsido, monticelita, clorita y flogopita. La mayoría de los cristales de dolomita son de 1 mm.....	57
Figura # 39: Muestra Bo-Gu-CH-2.6: (A) Diópsido alterando a tremolita radial, objetivo 10 X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.....	58
Figura # 40: Muestra Bo-Gu-CH-2.6: Diópsido, dolomita y olivino. Objetivo 4X Nicles cruzados.....	58
Figura # 41: Cristal de diópsido.....	58
Figura # 42: Muestra BO-GU-CH-3.5 Norte.....	59
Figura 43: Muestra BG-CH-3.5 Norte: cristales de diópsido y dolomita. Objetivo 4 X nicoles cruzados.....	59
Figura # 44: Muestra BG-CH-3.5 Norte: (A) Serpentina radial y diópsido. Objetivo 10 X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.....	60
Figura # 45: Muestra BG-CH-3.5 Norte: (A) aureola de clorita alrededor del cristal de olivino, olivino serpentinizado, diópsido y dolomita. Objetivo 10 X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.....	60
Figura # 46: Muestra BO-GU-CH-3.5. Color gris azulado claro a medio y brillo perlino. Representada por dolomita, tremolita, diópsido cloritizado y flogopita.....	61
Figura # 47: Muestra BG-CH-3.5 Sur: cristal de tremolita con hábito acicular radial y maclas polisintéticas. Objetivo 4 X nicoles cruzados.....	62
Figura # 48: Muestra BG-CH-3.5 Sur: (A) olivino serpentinizado, aureola de clorita y alrededor dolomita. Objetivo 4 X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.....	62
Figura # 49: Muestra CH M-3.....	63
Figura # 50: Muestra CH-M3. Dolomita y diópsido cloritizado. Objetivo 4 X nicoles cruzados.....	63

Figura # 51: Muestra BG-CH-1.2B.....	63
Figura # 52: Muestra BG-CH-1.2B: (A) Condrodita, objetivo 4X nicoles cruzados. (B) Nicoles paralelos.....	64
Figura # 53: Muestra BG-CH-1.2B: (A) Diópsido alterando a tremolita y esta última cloritizada, presencia de talco, fotografía tomada con objetivo de 4 X nicoles cruzados. (B) Nicoles paralelos.....	64
Figura # 54: Muestra BG-CH-1.2B: (A) tremolita, diópsido, clorita radial, objetivo 10 X nicoles cruzados. (B) Nicoles Paralelos.....	65
Figura # 55: Muestra BG-CH-1.2B: (A) Monticelita, objetivo 20 X nicoles cruzados. (B) Nicoles Paralelos.....	65
Figura # 56: Imagen de electrones retrodispersados de minerales.....	66
Figura # 57: (A) Espectro de rayos X característico de forsterita por SEM-EDS. (B) Espectro tremolita. (C) Espectro de calcita. (D) Espectro posible oxido de manganeso. (E) Espectro de posible magnetita o hematita. (F) Espectro de monticelita.....	67
Figura # 58: Muestra Bo-Gu-AB-2.3.....	68
Figura # 59: Muestra Bo-Gu-AB-2.3: (A) Se observan cristales de olivino frescos (Forsterita) rodeado de dolomita distribuidos en el centro de una de las caras del mármol, objetivo 4 X nicoles cruzados. (B) Fotografía tomada en luz plano-polarizada.....	69
Figura # 60: Muestra Bo-Gu-AB-2.3: Cristal de diópsido granular rodeado de dolomita. Nicoles cruzados, objetivo 4 X.....	69
Figura # 61: Muestra Bo-Gu-AB-2.3: (A) Cristal flogopita conservado dentro de un cristal de dolomita. En la fotografía tomada con nicoles cruzados, los cristales de flogopita presentan un color de interferencia azulado-amarillo-morado, mientras que la dolomita se observa gris. (B) Fotografía luz plano polarizada, objetivo 4X.....	70
Figura # 62: (A) Imagen de electrones retrodispersados de minerales, donde se observan tres fases de acuerdo a las tonalidades de grises (calcita, olivino y dolomita). (B) Espectro de rayos X característico de dolomita por SEN-EDS. (C) Espectro de rayos X característico de calcita X por SEN-EDS. (D) Espectro de olivino (Forsterita).....	71
Figura # 63: Espectro de composición química de la piritita. De acuerdo a lo que se observa en el espectro, encontramos que la composición de esta fase está dada por hierro y azufre que corresponde a fase de piritita.....	71
Figura # 64: (A) Imagen de electrones retrodispersados donde se distinguen dos fases posible magnetita o hematita, presente en el centro de la imagen de color	

blanco con elevado brillo y dolomita con una tonalidad gris clara. (B) Espectro de rayos X característico de posible hematita o magnetita por EDS.....72

Figura # 65: Esquema general de eventos ocurridos durante la historia del mármol dolomítico de Guacuripia, mostrando la variación en temperatura a través del tiempo y su relación con la formación de las distintas paragénesis minerales encontradas.....73

Figura # 66: Muestra C-1. Obsérvese el bandeamiento en la roca diferenciable claramente.....74

Figura # 67: Muestra C-1. (A) (Banda clara) A la izquierda se puede observar la textura “*mesh*” con serpentina (color oscuro) reemplazando un único cristal de olivino (color claro) a lo largo de grietas irregulares en el mineral. Cristal diópsido cloritizado conservado dentro de un cristal de dolomita, fotografía tomada con objetivo de 10 X en nicols cruzados. (B) Nicols paralelos.....75

Figura # 68: Muestra C-1. (A) (Banda oscura) Olivino serpentizado rodeado de dolomita, muestra colores de interferencia de primer orden y estructura reticulada. Objetivo 4X nicols cruzados. (B) nicols paralelos.....76

Figura # 69: Muestra C-1 banda oscura. (A) Imagen de electrones retrodispersados. De acuerdo a las tonalidades de grises se observan 3 fases de calcita, dolomita y olivino (forsterita). (B) Espectro de rayos X característico de hematita por EDS. (C) Espectro de rayos X característico de calcita por EDS. (D) Espectro de rayos X característico de olivino serpentizado por EDS. (E) Espectro de dolomita.....77

Figura # 70: (A) Imagen de electrones retrodispersados de minerales. Cristal de pirita rodeado o embebido dentro de una matriz de dolomita. (B) Espectro de pirita, encontramos que la composición química de esta fase está dada por hierro y azufre que corresponde a fase de pirita. (C) Espectro de dolomita.....78

Figura # 71: (A) Imagen de electrones retrodispersados de minerales. (B) Espectro de rayos X característico posible magnetita por EDS. (C) Espectro de forsterita.....79

Figura # 72: Muestra C-2.....79

Figura # 73: Muestra C-2: (A) Contacto entre la banda nematoblastica-lepidoblastica-mármol bandeadado, objetivo 4 X nicols cruzados. (B) Nicols paralelos.....80

Figura # 74: Muestra C-2: (A) Dolomita con fracturas paralelas a los planos de foliación. Objetivo 4X nicols cruzados. (B) Nicols paralelos.....80

1 INTRODUCCIÓN

Los carbonatos representan una clase de minerales, algunos de los cuales son de notable importancia, no sólo en el ámbito de las ciencias de la tierra, sino también en el económico e industrial. Un carbonato es un compuesto químico, o sea una sustancia formada por dos o más elementos, en una proporción fija por peso, que contiene los elementos carbono (C) y oxígeno (O) en forma del grupo $\text{CO}_3^{=}$, conteniendo un átomo de carbono y tres átomos de oxígeno. El anión carbonato estabiliza su carga uniéndose a ciertos cationes mono o bivalentes (Cotton, 1978).

Las rocas carbonáticas se forman a partir de procesos químicos, bioquímicos y biológicos. Este tipo de roca posee una amplia aplicación en la industria: en la construcción a través de la fabricación de cemento y como roca ornamental, dentro de la industria siderúrgica es utilizada para eliminar impurezas y como fundente, en la industria del vidrio como inhibidor del proceso de desvitrificación, en la producción de fertilizantes, como fuente de CaO en la industria química y a la remediación de suelos ácidos donde se utiliza casi de forma directa gracias a su capacidad neutralizante (Guerrero, 2001).

Por otro lado, estas rocas revisten importancia académica ya que su estudio permite establecer los procesos y ambientes diagenéticos que podrían afectarlos después de su sedimentación, contienen la mayor parte del registro fósil y por último representan una litología huésped muy favorable para la depositación de menas metálicas por ejemplo oro, hierro, cobre, entre otras (Robb, 2005).

Dentro de las rocas carbonáticas las calizas y dolomías son las más representativas por su abundancia, la calcita (CaCO_3), es el mineral más común y el componente principal de las calizas, seguido de la dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) componente principal de las dolomías. En los ambientes sedimentarios de carbonatos modernos el mineral dolomita no es tan común como en el pasado ya que actualmente este mineral se forma básicamente por procesos de dolomitización a partir de la calcita, calcita con alto contenido de magnesio y el aragonito. Sin embargo, existen ambientes modernos en los cuales se están desarrollando los procesos de dolomitización, como zonas de lagunas hipersalinas, sabkhas y zona de mezcla de aguas meteóricas y marinas, estos

ambientes han permitido comprender los procesos de formación de las dolomías en el presente. Sin embargo, la formación de dolomías en el pasado sigue siendo objeto de discusión. El estudio de rocas carbonáticas de edad precámbrica ha sido intenso desde mediados de la década de los 50 hasta el presente, y esto deriva del hecho de que la génesis de litologías de este tipo con edades de más de 579 m.a. son difícil de explicar invocando los procesos actuales de formación de carbonatos.

En Venezuela se conoce la existencia de un gran número de cuerpos carbonáticos distribuidos en el territorio nacional y algunos de ellos son explotados con fines industriales. Uno de estos cuerpos aflora en la región de la Guayana venezolana y es particularmente interesante ya que podría tener una edad que data del Precámbrico (Morrison, 1953).

Este cuerpo carbonático que aflora en la región de Upata, en el estado Bolívar, corresponde a un gran espesor de mármol dolomítico que ha sido denominado por Morrison (1953), con el nombre de Formación Guacuripia y la incluye como una formación constituyente de la Provincia de Imataca.

Los primeros trabajos en la zona donde aflora la Formación Guacuripia fueron realizados por Morrison (1953) y Drovenick (1967) donde su objetivo principal fue el reconocimiento de las litologías presentes para intentar cartografiar y de alguna forma, agrupar ciertas características distintivas de la zona; otros más recientes (Fernández, 2006; Saavedra, 2007; Godoy, 2008) han tratado de determinar el comportamiento geoquímico de los elementos durante los procesos de meteorización y alteración de la roca, para establecer posibles asociaciones de las menas manganesíferas con el mármol dolomítico.

Es de hacer notar la importancia del establecimiento de la geoquímica del mármol de Guacuripia, ya que como se mencionó anteriormente, la génesis de carbonatos de edad precámbrica continua siendo debatida en el mundo académico; y por otro lado, estos carbonatos representan (dada su reserva y dependiendo de sus características físico químicas) una oportunidad de desarrollo económico para la región.

Es por esto que en el Instituto de Ciencias de la Tierra se comenzaron estudios dirigidos a caracterizar el mármol dolomítico de Guacuripia enfocándose ahora en el estudio de la distribución de elementos mayoritarios, minoritarios y traza en el sistema roca - roca alterada – costra meteorizada- suelo a fin de establecer a partir de estos datos aspectos como génesis, evolución y dinámica de meteorización (Fernández, 2006; Saavedra, 2007; Godoy, 2008; González, 2009; Rangel, 2009; Medina, 2011).

Uno de los hallazgos realizados, a partir de estos estudios emprendidos por el Instituto de Ciencias de la Tierra es la presencia de horizontes silíceos dentro del mármol. Por lo cual se plantea la incógnita acerca de cómo y en que extensión ha afectado este proceso las características originales del mármol dolomítico.

Con miras a dar respuesta parcial a la incógnita planteada, la presente propuesta tiene que ver con el estudio del contacto entre el mármol dolomítico de Guacuripia y una de las intrusiones silíceas presentes en el mismo a través de las técnicas de microscopia electrónica de barrido acoplado a un analizador de rayos-X (SEM-EDS) y análisis petrográfico.

Para ello se proponen los siguientes objetivos:

1.1 OBJETIVOS:

1.1.1 OBJETIVO GENERAL:

Caracterizar geoquímicamente el mármol dolomítico de Guacuripia mediante la aplicación de las técnicas de microscopia electrónica de barrido acoplado a un analizador de rayos-X (SEM-EDS) y análisis petrográfico.

1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS:

- ✓ Establecer los cambios mineralógicos introducidos en el mármol dolomítico de Guacuripia debido a la actividad ígnea y metamórfica en la región, a partir del estudio de los intrusivos silíceos presente en el mismo.
- ✓ Identificar las características de la zona de contacto del mármol dolomítico y sus intrusiones silíceas mediante esta técnica.

- ✓ Interpretar la distribución de los minerales identificados en el mármol, la zona de contacto y el dique en función de los posibles procesos geoquímicos.

2 REVISION BIBLIOGRAFICA

A continuación son presentados los fundamentos teóricos que sirven de base conceptual al tema tratado.

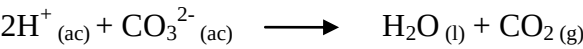
Los escudos o cratones Precámbricos constituyen grandes extensiones de rocas ígneas y metamórficas situadas en el interior del continente que han permanecido tectónicamente estables en el tiempo, debido a que la actividad tectónica ha prácticamente cesado y están cubiertos por rocas sedimentarias que corresponden a la depositación de los nuevos sedimentos suprayacentes (Rodríguez, 2000).

Las rocas más antiguas de la geocronología venezolana pertenecen al Escudo de Guayana; durante el precámbrico se depositó en una amplia depresión de la corteza terrestre original, la secuencia sedimentaria de Imataca, compuesta por sedimentos ricos en sílice y hierro, productos de precipitación química, sedimentos clásticos derivados de la erosión y algunas efusiones volcánicas. La secuencia fue plegada y metamorfoseada a unos 20 Km de profundidad, al grado medio, para constituir lo que se conoce como el Complejo de Imataca (Rodríguez, 1986). La Formación Guacuripia, objeto de este estudio, es parte del Complejo de Imataca y está constituida por rocas carbonáticas metamorfoseadas, por lo que a continuación se abordaran los aspectos teóricos correspondientes a este tipo litológico.

2.1 Carbonatos.

Los carbonatos representan una clase de minerales, cuya característica fundamental es la presencia del ion CO_3^{2-} en donde tres átomos de oxígeno, dispuestos en los extremos de un triángulo equilátero, están ligados a un átomo de carbono situado en el centro (Klein y Hurlbult, 1997).

El enlace entre el carbono central y sus oxígenos coordinados en el grupo carbonato $(\text{CO}_3)^{2-}$ es fuerte; sin embargo, el enlace covalente en el dióxido de carbono es más fuerte. En presencia del ion hidrogeno (H^+), el radical carbonato se hace inestable y se descompone según la siguiente reacción:



2.2 Clasificación de los carbonatos.

La siguiente tabla presenta la clasificación de los carbonatos en los grupos nombrados según Klein y Hurlbut (1997).

Tabla # 1: Clasificación de los carbonatos (Tomado de Klein y Hurlbut, 1997).

Grupo	Nombre del mineral	Fórmula química
Grupo de la calcita (Hexagonal; R3C)	Calcita	CaCO_3
	Magnesita	MgCO_3
	Siderita	FeCO_3
	Rodocrosita	MnCO_3
	Smithsonita	ZnCO_3
Grupo del aragonito (Ortorrómbico; PmCn)	Aragonito	
	Whitherita	CaCO_3
	Estroncitanita	BaCO_3
	Cerusita	SrCO_3
		PbCO_3
Grupo de la dolomita (Hexagonal; R3)	Dolomita	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
	Ankerita	$\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$

2.3 Utilidad de los carbonatos dolomíticos.

Algunas aplicaciones de estas rocas tienen que ver con su empleo en la industria siderúrgica y parece razonable comenzar a incorporar este recurso a la recuperación de los suelos para incrementar la fertilidad de los mismos, ya que además de neutralizar la acidez de los suelos, la dolomita suministra los nutrientes esenciales calcio y magnesio (Carmona, 1984).

Considerando la gran reserva que podría representar el mármol dolomítico de Guacuripia, valdría la pena determinar su potencialidad como fundente en la industria del acero, o como materia prima en la industria refractaria y la construcción o bien en la remediación de suelos. Se han destacado notables avances en el uso agrícola con propósitos de recuperación de suelos poco fértiles (Rodríguez, 2000).

Los requerimientos básicos para considerar la explotación del mármol dolomítico por parte de la industria siderúrgica son los siguientes:

- Contenido de CaO (30% - 45%)
- Contenido de MgO (20% - 30%)
- Contenido de MnO (10% - 20%)
- Contenido de SiO₂ (< 5 %)
- Contenido de Al₂O₃ (2% - 4%)

La impureza más objetable para la utilización en la industria siderúrgica es la sílice, cuyo contenido no debe exceder el 5%, estos datos son aportados por el Ministerio de Energía y Minas (Rangel, 2009).

2.4 Ambientes de formación para los carbonatos.

El origen de los sedimentos y rocas carbonáticas está relacionado con procesos biológicos, bioquímicos y químicos. En los carbonatos marinos estos tres procesos interactúan constantemente (Méndez, 2006).

La formación de carbonatos terrestres depende mucho de los procesos químicos que inducen la precipitación de los minerales de carbonatos. En ambientes

lacustrinos la acción biológica actúa como modificador de los parámetros químicos para que ocurra la precipitación de carbonatos (Méndez, 2006).

A continuación se presentan de manera resumida las condiciones necesarias para la formación y acumulación de carbonatos:

- Aguas cálidas en mares tropicales.
- Ausencia de turbidez generada por sedimentos terrígenos aportados por los ríos y deltas.
- Saturación o sobresaturación de carbonato de calcio en las aguas.
- Los grandes depósitos de carbonatos se generan en arrecifes y plataformas marinas en aguas someras situadas en la plataforma continental.
- En las cuencas oceánicas tropicales el carbonato de calcio se deriva de organismos flotadores como los foraminíferos planctónicos y pterópodos.
- El pH y las presiones parciales de CO₂ son determinantes para la formación de los carbonatos, pH iguales o mayores a 8,4 y presiones bajas de CO₂ favorecen la precipitación.

2.5 La dolomía.

El termino dolomita implica una serie composicional muy parecida a la de los feldespatos (Land, 1985 en Warren, 2000) y no solo muestra variaciones en la composición química sino también en el arreglo subatómico (Reeder, 1981 en Warren, 2000).

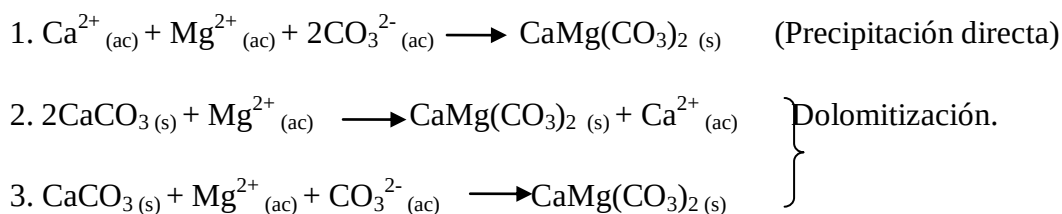
Las dolomías, ocurren aproximadamente en igual escenario tectónico y fisiográfico donde ocurren las calizas, en bajas latitudes o en las plataformas superficiales de las partes bajas de los continentes y comúnmente alejado de márgenes de placas convergentes (Blatt y Tracy, 1996). En cuanto al origen, generalmente se establece o supone como secundario, formado a partir de la caliza común, reemplazando parte del calcio por magnesio; el reemplazo puede ser solamente parcial y así, la mayor parte de las rocas dolomíticas son mezclas de dolomita y calcita (Klein y Hurlburt, 1997). Este proceso ha sido denominado dolomitización. La dolomitización es la conversión de calcita (CaCO₃) en

dolomitas $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, debido al reemplazo de Ca^{+2} por Mg^{+2} en la red cristalina o por la formación directa del $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ debido a soluciones ricas en Mg (que circulan en los poros de la roca).

La formación de dolomita es favorecida por una relación baja de $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$, $\text{Ca}^{2+}/\text{CO}_3^{2-}$, $\text{Ca}^{2+}/\text{HCO}_3^-$, y por altas temperaturas. Cuando ciertas condiciones termodinámicas (T y P) y cinéticas son combinadas se puede favorecer la dolomitización en determinados ambientes que son nombrados a continuación:

- Ambientes de salinidad variable pero que respecto a los parámetros cinéticos y termodinámicos existe saturación con respecto a la dolomita (zona de mezcla entre agua meteórica y agua de mar, ambientes inframareales de salinidad normal a hipersalina, ambientes supramareales hipersalinos).
- Ambientes alcalinos (procesos de reducción o fermentación por acción bacterial, aguas subterráneas alcalinas).
- Ambientes con temperaturas mayores de 50 °C (ambientes del subsuelo o con la presencia de aguas hidrotermales).

A continuación se presentan las reacciones químicas comunes para indicar la formación de dolomita:



La primera reacción indica una dolomita primaria formada por precipitación directa, proceso que pudo ser importante durante el eón arqueano y el proterozoico (Veizer, 1978; Veizer, 1989; Sochava, 1995) la segunda y tercera reacción es la conversión de calcita a dolomita, proceso que prevalece en los ambientes modernos.

La formación de la dolomita puede ocurrir durante la diagénesis temprana llevándose a cabo tan pronto como el sedimento es depositado, esta dolomitización se le conoce como singenética. Cuando la dolomitización se efectúa un largo tiempo después de la depositación, usualmente posterior a la

cementación se le denomina dolomitización de diagénesis tardía o epigenética (Méndez, 2006).

Diversos autores han utilizado terminologías diferentes para clasificar el proceso de dolomitización, por lo tanto su origen difiere dependiendo del autor, Fairbridge (1967) clasificó la dolomitización como sindiagénesis (enterramiento temprano e inicial), anadiagénesis (estados de compactación y maduración donde ocurre litificación) y epidiagénesis (fase emergente o post- orogénica).

Freeman (1972) considera dos tipos básicos de dolomitización, una es la singenética la cual resulta de soluciones generadas predominantemente en la superficie y ocurre durante el estado depositacional, y el otro es la epigenética donde las soluciones dolomitizantes operan por procesos que ocurren principalmente debajo de la superficie.

Larsen y Chillingar (1979) citado por Méndez (2009), consideran tres tipos esenciales de dolomitas, excluyendo la que se origina por metamorfismo:

1. Primaria: formada en la interfase agua-sedimento por precipitación directa de una solución.
2. Diagenética: formada por reemplazo del carbonato de calcio en los sedimentos post-depositacionales, pero antes de la litificación.
3. Epigenética o catagenética: formada esencialmente por reemplazo de carbonato de calcio en sedimentos litificados o rocas.

El principal problema en la clasificación de las dolomitas en su aspecto genético radica en el tipo de frontera o marcador que ha de separar los tipos de dolomitas. En la dolomita primaria, podemos considerar exclusivamente las que provienen de soluciones muy ricas en Mg^{2+} en relación al Ca^{2+} , y en el caso de las dolomitas derivadas de procesos diagenéticos, la división es complicada, puesto que algunos autores pueden considerar una cementación temprana o la litificación del sedimento como marcador. Sin embargo, estos procesos son graduales, por lo tanto la variación entre una dolomita proveniente de una diagénesis temprana y una proveniente de la diagénesis tardía puede ser difícil de diferenciar (Méndez, 2009).

2.6 Modelos de Dolomitización.

Se han desarrollado diversos modelos para explicar la formación y origen de la dolomita, los estudios de dolomitización se iniciaron hace 200 años y tuvieron un gran auge en la década de los años 60 y 70.

2.6.1 Dolomitización singenética:

La formación de dolomita singenética ocurre en los ambientes restringidos donde la evaporación, acompañada generalmente de la formación de evaporatos como el sulfato de calcio, eleva el contenido de Mg^{2+} en las aguas propiciando la formación de dolomita. La formación de yeso ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) o de la anhidrita ($CaSO_4$), incrementa la relación de Mg^{2+}/Ca^{2+} , la cual es normalmente de 3/1 en el agua de mar y puede subir incluso a valores de 10/1, favoreciendo la formación de dolomita (Méndez, 2009).

2.6.2 Dolomitización diagenética:

En este modelo se presentan varios modelos generalizados: uno de ellos es el que ocurre en la zona de mezcla, donde se da una interacción entre un lente de agua fresca (bajo Mg^{2+}), con masas de agua salada intersticiales (principalmente fuente de Mg^{2+}), la solución que se produce es sub-saturada con respecto a la calcita, pero todavía super saturada para la dolomita (Méndez, 2009).

Otro modelo explica que las aguas meteóricas penetran en el subsuelo y se enriquecen en Mg^{2+} al moverse a través de la zona de sabkha, y estas a su vez pueden dolomitizar los sedimentos y las rocas debido a una múltiple nucleación en las zonas de mayor concentración, y de nucleación aislada en áreas de menor concentración (Méndez, 2009).

2.7 Metamorfismo de rocas carbonáticas.

El metamorfismo es un proceso de transformación mineral y estructural de las rocas en respuesta a condiciones químicas distintas a las que prevalecieron en el momento de formación de las mismas (Mason y Moore, 1982).

El metamorfismo de rocas carbonáticas se define como la suma de procesos que causan una transformación de la roca y produce cambios en su composición mineralógica, texturales y estructurales, producto de variaciones importantes de temperatura, presión y fluidos químicamente activos, a profundidades

considerables en la corteza terrestre. Los cambios metamórficos como recrystalización y las reacciones químicas entre los constituyentes minerales tienen lugar esencialmente en estado sólido. Las condiciones generales de formación como la temperatura y presión varían entre los diferentes tipos de rocas, la paragénesis da respuesta a esas condiciones existentes, en el caso de que durante los procesos de recrystalización y reacción química la composición química de las rocas permanece constante se habla de un metamorfismo isoquímico, pero en el caso de que se hayan introducido elementos adicionales a las rocas por líquidos circulantes el metamorfismo es de tipo metasomático (Hurlbut, 1991).

Las rocas carbonáticas mantienen su composición mineralógica hasta altos grados durante el metamorfismo, con la presencia de pocos minerales nuevos, estas rocas corresponden a mármol dolomítico y calcítico. Sin embargo, la mayoría de los carbonatos contienen una concentración variable de material clástico, impurezas y materia orgánica (Blatt y Tracy, 1997).

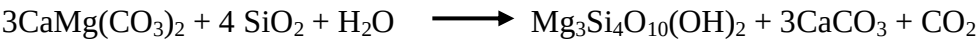
El mármol es una roca cristalina formada por granos de calcita o dolomita que pueden ser tan pequeños que su observación no es posible a simple vista, es por tanto una roca carbonática que ha sido completamente recrystalizada por procesos metamórficos, la mayoría poseen minerales de silicatos y algunos óxidos. Los mármoles reflejan el aumento del grado de metamorfismo a medida que incrementa el tamaño de grano y es fácilmente atacado por soluciones ácidas. (Klein y Hurlbut, 1997).

Bowen (1940) indicó que el metamorfismo progresivo en calizas y dolomías podría ser considerado en términos de una serie de procesos y reacciones que tienden al aumento en la descarbonación (Blatt y Tracy, 1997).

Las reacciones metamórficas entre la calcita, dolomita y minerales silicatados, comienzan con un metamorfismo de grado bajo, en el cual se produce la eliminación de los minerales carbonáticos y se promueve la formación de minerales silicatados de calcio y magnesio que generan a su vez fluidos ricos en CO₂ (Blatt y Tracy, 1997).

A continuación se presentan un conjunto de reacciones metamórficas que tienen lugar:

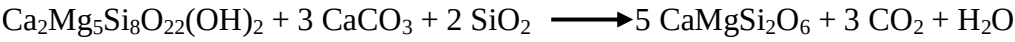
- De muy bajo grado (150 – 250°C)



- De Bajo grado (250 – 450°C)



- De grado medio (450 – 600°C)



- De grado alto (Mayor a 600°C)

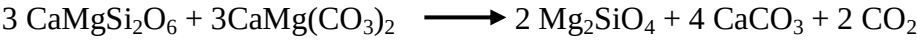


Tabla # 2: Asociaciones de minerales en rocas calcáreas con metamorfismo (Modificado de Blatt y Tracy, 1997).

Grado metamórfico	Mármol dolomítico	Roca calco-silicatada
Muy bajo	Calcita, dolomita, cuarzo.	Calcita, ankerita, arcillas. Clorita, cuarzo, albita, rutilo/ilmenita.
Bajo	Calcita, dolomita, cuarzo, talco.	Calcita, ankerita, clorita, moscovita, cuarzo, albita, rutilo/ilmenita, biotita. Calcita, biotita, plagioclasa, Calcita, dolomita, cuarzo,

Medio	tremolita, diópsido.	anfíbol, titanita, cuarzo, epidoto, dolomita.
Alto	Calcita, diópsido, fosterita, wollastonita.	Anfíbol, epidoto/zeolita, diópsido, plagioclasa Ca, titanita, feldespato K, cuarzo, calcita.
Muy alto	Calcita, diópsido, fosterita, monticelita, wollastonita.	Granate, plagioclasa Ca, diópsido, titanita, cuarzo, feldespato K, vesuvianita.

Las siguientes reacciones representan como los minerales de carbonatos reaccionan con los minerales silicatados durante el proceso de metamorfismo, el orden en que se presentan las mismas van desde un metamorfismo de grado bajo hasta un metamorfismo de grado alto (Melgarejo, 1997).

2.8 Geoquímica de la dolomita.

Dos modelos generales describen el proceso de precipitación de dolomitas en zonas vadasas; el primero involucra la mezcla de agua fresca con agua marina y el segundo implica la evaporación mediante el reflujo de aguas marinas con altas concentraciones de sales de calcio y magnesio (Méndez, 2009).

En ambos mecanismos un gran volumen de agua podría ser atrapada en la superficie porosa de las lutitas, lo cual genera un considerable problema para el proceso de dolomitización ya que el agua retenida en las lutitas puede ser un limitante debido a la baja permeabilidad de las mismas (Blatt y Tracy, 1997).

La formación de cristales de dolomita puede ser descrita por una serie de reacciones químicas que pueden ocurrir de forma simultánea al proceso de precipitación dolomítica. En algunos casos se encuentra asociada a superficies

relativamente de fácil flujo de agua que pueden contener sales ricas en otros cationes como manganeso (Warren, 2000).

El agua de mar es la única fuente de Mg^{+2} capaz de formar grandes y extensos volúmenes de dolomía sedimentaria en o cerca de la superficie terrestre. El agua meteórica contiene una menor y más variable concentración de calcio y magnesio dependiendo del grado de interacción roca-agua (Warren, 2000).

2.9 Microscopía Electrónica de Barrido.

En un microscopio electrónico de barrido se realizará un rastreo programado a la superficie del sólido con un haz de electrones de energía elevada y como consecuencia de ello se producen en la superficie diversos tipos de señales. Estas señales incluyen electrones retrodispersados, secundarios y Auger; fotones debidos a la fluorescencia de rayos X y otros fotones de diversas energías. Esta técnica suministra información morfológica y topográfica sobre la superficie de los sólidos (Skoog *et al.*, 2001).



Figura # 1. Microscopio electrónico de barrido, marca JEOL, modelo JSM-5910LV. INGEOMIN.

Algunas de las ventajas de esta técnica son:

Es una técnica no destructiva.

Permite determinar la composición química de la muestra.

A partir de los mapeos elementales permite asociar elementos a fases mineralógicas presentes en la muestra.

Permite localizar los elementos dentro de una muestra en una región en específica.

Permite estudiar de manera efectiva la morfología de un mineral en particular, a escalas micrométricas.

Esta técnica será utilizada con la finalidad de observar análisis puntual en los granos minerales presentes en la roca, así como también para la realizar mapas de distribución elemental en una muestra de mármol dolomítico constituida por la roca fresca, semialterada y alterada con el propósito de ver la distribución y asociación de los elementos durante el proceso de meteorización.

2.9.1 Microscopio electrónico de barrido con analizador de energías (SEM-EDS).

El microscopio electrónico de barrido (scanning electron microscope, SEM) se basa en la obtención de una imagen de la muestra a partir del barrido de la misma con un haz de electrones, como resultado de las interacciones entre los electrones incidentes y la muestra. El SEM se compone de varios elementos básicos: un cañón de electrones con un filamento emisor de electrones, lentes magnéticas que dirigen y focalizan el haz de electrones sobre la muestra, sistema de barrido, portamuestras móvil y con giro universal, sistemas de obtención de la imagen y de análisis (Figura # 2).

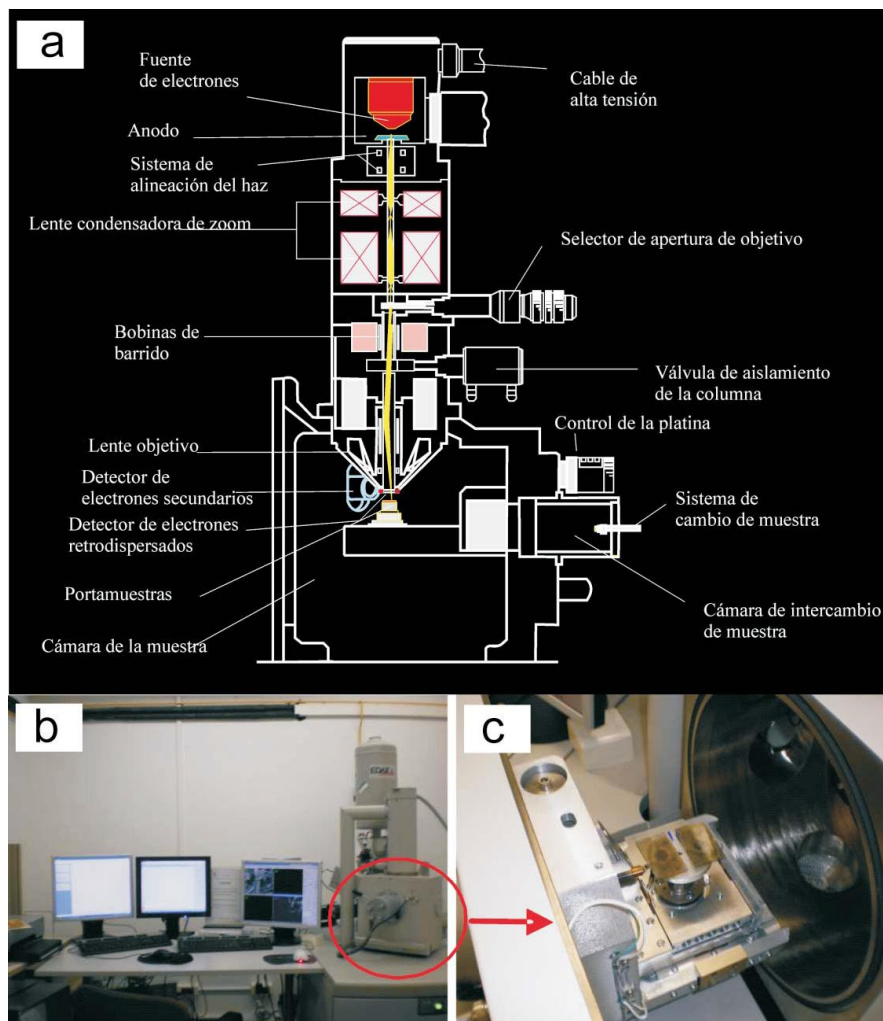


Figura # 2. a) Estructura interna del SEM-EDS. b) Fotografía general del SEM (ESEM Quanta 200 FEI, XTE 325/D8395). C) Detalle de la introducción de una lámina delgada en el portamuestras.

Para analizar una muestra en el SEM se requieren generalmente condiciones estrictas de vacío en el interior del microscopio, ya que de lo contrario los electrones pueden ser dispersados por las moléculas de aire. Además, los mejores resultados se obtienen con muestras conductoras o convertidas en conductoras mediante un recubrimiento pelicular con un material conductor (generalmente, grafito; pueden emplearse también oro o aluminio). No obstante, actualmente existen microscopios electrónicos que no precisan ni recubrimiento de la muestra ni alto vacío en la cámara. Son los denominados microscopios electrónicos ambientales (Environmental Scanning Electron Microscope, ESEM).

Las interacciones entre los electrones incidentes y la muestra originan la emisión de electrones secundarios, de electrones retrodispersados y de rayos X característicos de los elementos presentes en la muestra (para el análisis químico

cualitativo y, en algunos casos, semicuantitativo). En el SEM, diferentes detectores amplifican la señal emitida por la superficie de la muestra cuando es barrida por un delgado haz de electrones.

Las interacciones entre los electrones incidentes y los átomos de la muestra se clasifican en elásticas, inelásticas y emisión de radiación de frenado. Las colisiones elásticas modifican la trayectoria de los electrones incidentes, mientras que las colisiones inelásticas provocan una pérdida de energía. Los electrones secundarios (*secondary electrons*, SE) son electrones de la muestra que son emitidos durante las colisiones inelásticas (Figura 6). En cambio, los electrones retrodispersados (*backscattered electrons*, BSE) son aquellos electrones del haz incidente que son reflejados por la muestra tras sufrir múltiples colisiones elásticas e inelásticas.

Los electrones secundarios tienen, por convenio, una energía menor de 50 eV. El número de electrones secundarios que se produce durante el bombardeo de la muestra varía con el ángulo de incidencia del haz sobre la muestra, pero, en cambio, el número atómico promedio de los elementos presentes en la muestra tiene poca influencia (Figura # 3). En cambio, el número de electrones retrodispersados aumenta casi linealmente con el número atómico Z (Figura # 3).

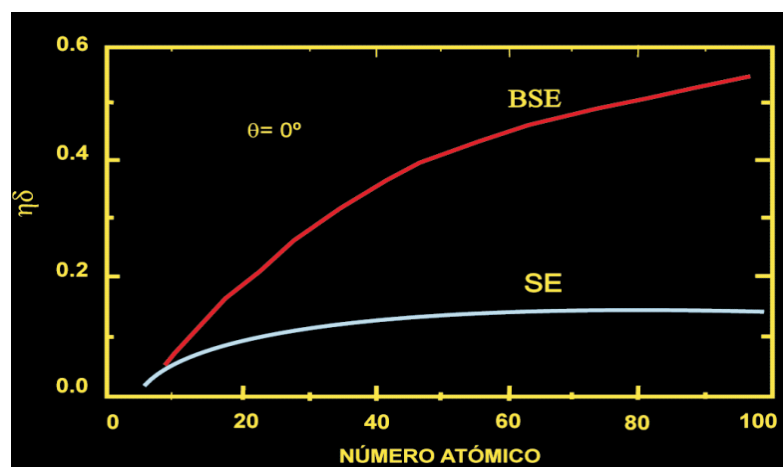


Figura # 3. Comparación del número de electrones retrodispersados (BSE) y secundarios (SE) producidos en las mismas condiciones experimentales en función del número atómico de la muestra. Nótese el crecimiento casi lineal de los electrones retrodispersados al aumentar el número atómico.

Por consiguiente, si la muestra es rugosa, cada sector de la muestra enviará hacia los detectores una diferente cantidad de electrones secundarios dependiendo de la

inclinación de cada sector; en la pantalla, se apreciarán unas zonas iluminadas (correspondientes a zonas que producen muchos electrones secundarios), otras zonas de sombra (zonas que producen pocos electrones secundarios) y zonas con diferentes claroscuros (con diversas producciones intermedias de electrones secundarios). Es precisamente esta asociación de zonas iluminadas, oscuras y claroscuros lo que da una sensación de relieve (figura # 4). Por consiguiente, los electrones secundarios son ideales para el estudio morfológico de las muestras, alcanzando una resolución que puede ser inferior a 1 nm. Todo ello encuentra aplicación, por ejemplo, en el estudio de detalle de la morfología de granos de arena en un concentrado de batea o el de microcristales en suelos o zonas de alteración, y en el de minerales de las arcillas.

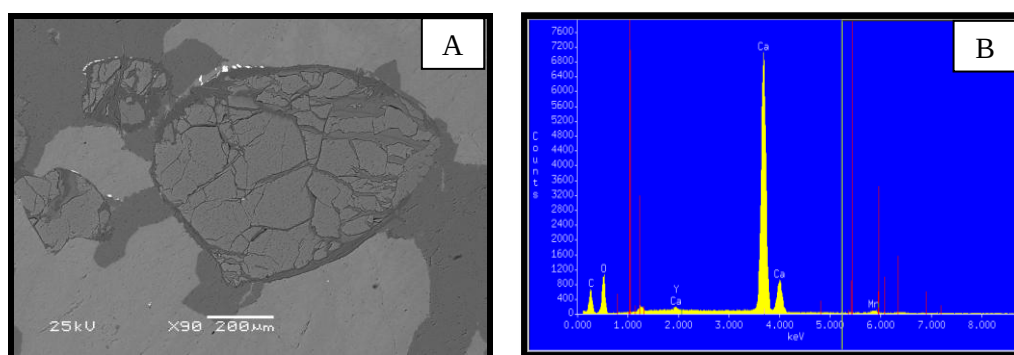


Figura # 4. (A) En el cristal la existencia de zonas más claras, zonas oscuras y claroscuros da sensación de relieve. (B) Espectro de rayos X obtenido por SEM-EDS de una muestra de carbonato en el que se aprecia el espectro característico de sus componentes (Ca, O) superpuesto al espectro continuo (fondo casi plano). El pico de C presente en el espectro proviene del recubrimiento de carbono de la muestra, que se le da para conferirle conductividad eléctrica.

El número de electrones del haz incidente que son retrodispersados depende de la composición química promedio del mineral excitado. De este modo, cuanto más alto sea el promedio de los números atómicos de los elementos que componen el mineral, tanto mayor será el número de electrones retrodispersados.

Los microscopios electrónicos de barrido pueden incorporar un detector de rayos X del tipo “dispersivo” en energía (Energy Dispersive Spectrometer, EDS) que permite identificar cuáles son las energías de los rayos X emitidos por la muestra y, por lo tanto, saber qué elementos químicos existen en la muestra.

De este modo, al espectro continuo de rayos X, originado por la radiación de frenado, se le superpone una serie de picos que se corresponden con las

radiaciones características de cada uno de los elementos presentes en la muestra. Este espectro se genera en muy pocos segundos y la identificación del elemento que genera cada uno de los picos es inmediata, de modo que el análisis cualitativo de todos los elementos químicos (a partir del berilio) presentes en la muestra por encima del límite de detección del método puede realizarse en escasos segundos.

Por tanto, este método es práctico (en tiempo y costo) para realizar análisis químico cualitativo puntual. Puesto que el haz de electrones que excita la muestra puede ser muy fino (menos de 1 μm), el uso del EDS en el SEM permite identificar los elementos presentes en volúmenes de muestra inferiores a 1 μm^3 ; además, como se puede trabajar con corrientes de sonda muy bajas, el daño debido a la radiación es bajo y por tanto es un método poco destructivo y puede aplicarse al estudio de minerales lábiles, en particular, algunos minerales hidratados que aparecen como productos de alteración de balsas de residuos y que tienen implicaciones medioambientales.

3 GEOLOGIA DE LA ZONA DE ESTUDIO.

La formación Guacuripia se encuentra ubicada en el edo. Bolívar, específicamente en la región de Upata, es totalmente accesible por tierra utilizando la carretera asfaltada que une la ciudad de Puerto Ordaz con Ciudad Piar–Gurí–Ciudad Bolívar-Upata. (Figura # 5).

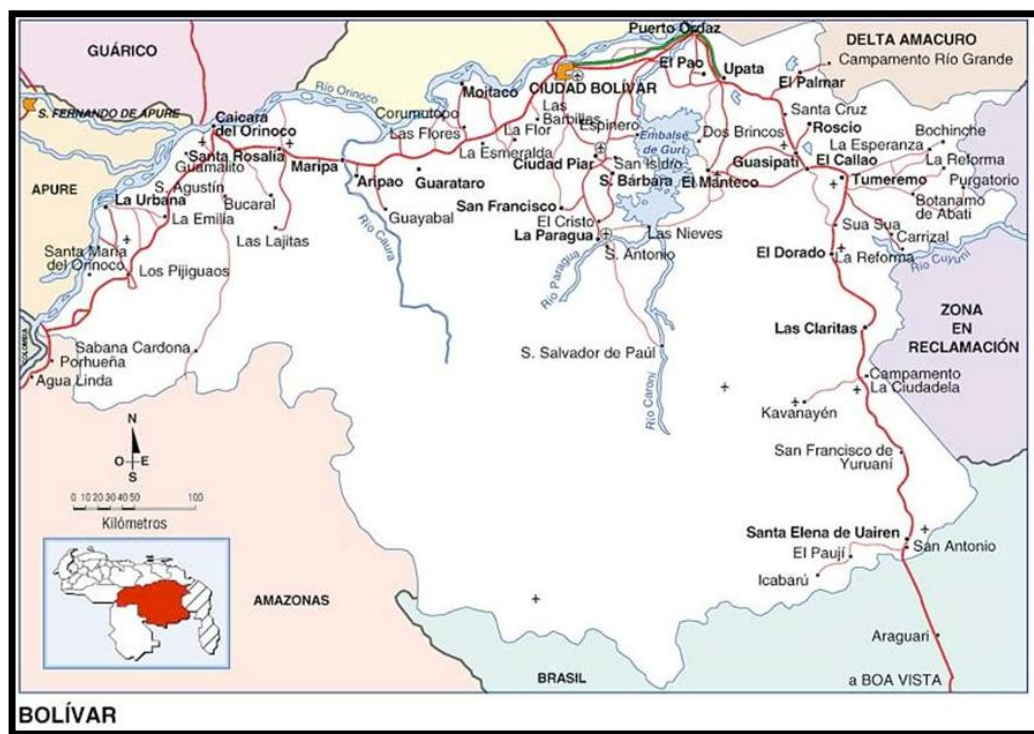


Figura # 5. Mapa de la zona de estudio (<http://www.a-venezuela.com/mapas/map/html/viales/bolivarv.html>).

3.1 Geología regional

La región de Guayana se sitúa al norte del escudo Brasileño y representa para el país la más importante zona de explotación mineral, el Escudo de Guayana está conformado geológicamente por cuatro provincias de edad precámbrica, cada una de ellas con características litológicas, geomorfológicas y mineralógicas distintas, que desde la más antigua a más joven son: Provincia de Imataca, Provincia de Pastora, Provincia de Cuchivero y la Provincia Roraima (Menéndez, 1972).

A continuación se plantea una breve descripción de cada una de ellas:

Provincia de Imataca.

La provincia de Imataca, según la define Menéndez (1968), citado por González *et al.* (1980), está situada en el extremo norte de la Guayana venezolana y ocupa una faja angosta entre el río Caura al oeste y el territorio Delta Amacuro al este.

Esta provincia está representada por un conjunto de metasedimentos y gneis graníticos plegados en forma compleja, así como intrusiones graníticas posteriores. Las edades más antiguas de las rocas pertenecientes a esta provincia están entre 3500 a 3600 m.a (González *et al.*, 1980).

González *et al.*, 1980, expresa que la idea más difundida considera a las rocas de la Provincia de Imataca como un conjunto original de rocas silíceas de composición calco-alkalina, con algunos episodios máficos y asociaciones menores de rocas sedimentarias entre las que se encuentran itabiritas o las formaciones de hierro.

La provincia de Pastora, está constituida principalmente por una secuencia supracortical de rocas verdes, ubicadas preferencialmente en zonas sinclinales, separadas por extensas áreas graníticas (Complejo de Supamo) y ha llegado a ser afectada por un metamorfismo regional de grado bajo de la facies de los esquistos verdes. Tal secuencia se identifica como cinturones de rocas verdes, en los cuales, según Menéndez (1972), se reconocen dos ciclos estratigráficos separados por una discordancia angular, a saber: Cinturón de Pastora, el más antiguo, constituido principalmente por anfibolitas y lavas de composición basáltica-andesítica y esquistos anfibólicos y, el Cinturón de Botanamo, el más joven, representado litológicamente por meta tobas básicas a intermedias, brechas, metalimolitas, metagrauvacas, filitas, metaareniscas y conglomerados polimícticos (Menéndez, 1972).

Las unidades geológicas existentes en el área de estudio, pertenecen en su mayoría al Precámbrico de la edad Arqueozóica, correspondiente al Complejo de Imataca, el cual está conformado principalmente por dos unidades: la unidad PEGR, la de mayor cobertura (85%, aproximadamente) y, la unidad PEQZ, con

15% de cobertura, del cual 5% corresponde a sedimentos recientes y aluviones (González *et al.*, 1980).

- Unidad PEGR. Está constituida principalmente por gneises félsicos y máficos, migmatíticas, gneises migmatíticos charnokitas y anfibolitas, las cuales presentan textura fanerítica de grano medio a grueso y colores que van del gris al amarillo, negro y rojo. La mayoría de estos afloramientos se presentan desprovistos de vegetación y ocasionalmente, cubiertos con una regolita residual amarillo rojizo de escasos metros de espesor. Los demás, de tamaños espectaculares, ofrecen una meteorización esferoidal, como es típico en las rocas graníticas alteradas (González, 1997).

- Unidad PEQZ. Esta unidad está bien expuesta en las cercanías del fundo La Naranjita y se presenta constituida principalmente por cuarcitas ferruginosas y cuarcitas interestratificadas con anfibolitas y gneises. Desde el punto de vista comercial, la unidad no representa potencial económico alguno, ya que la cuarcita se encuentra intensamente fracturada y esparcida en pequeños bloques, por toda el área donde aflora (González, 1997).

- Sedimentos recientes. Estos sedimentos están constituidos por materiales como cantos, peñones, grava, arena, limo y arcilla provenientes de la meteorización física y química de las rocas del Complejo de Imataca, los cuales fueron lixiviados por las aguas de escorrentía, viento y ríos de la zona y depositados a partir del Holoceno hasta el presente. Desde el punto de vista económico, esta unidad no representa interés comercial, debido a que la presencia de minerales de hierro y magnesio, ilmenita, cuarzo y lateritas aluminosas, no están en cantidades económicamente explotables (González, 1997).

3.2 Geología Local

Formación Guacuripia.

Esta unidad fue descrita originalmente por Morrison (1953) con el nombre de "Mármol Dolomítico" y considerada como miembro del "Grupo Imataca". Más tarde, el mismo autor (1956), utiliza el nombre de Formación Guacuripia para designar la unidad de mármol dolomítico expuesta en las colinas con rumbo este-

oeste, que incluyen los cerros Pando, Lindero, Jiménez, Hacha y Guacuripia, estado Bolívar.

La formación consiste de mármol dolomítico de color, textura y composición muy uniformes en toda su zona conocida de afloramientos, característica que indica la pureza de la roca. Según Morrison (1953) la roca totalmente recrystalizada, es de color gris azulado claro a medio y brillo perlino; al microscopio exhibe textura granoblástica gruesa, bien definida, con cristales de calcita en agregados gruesos (10%) y dolomita como mineral dominante (85%), en cristales anhedrales y subhedrales con lamelas de maclación bien desarrolladas; como minerales accesorios se presentan forsterita, flogopita, actinolita, tremolita y muscovita (3%); la forsterita y tremolita-actinolita, no obstante su carácter accesorio, en algunas secciones sobrepasan el 10%. La meteorización produce óxidos de hierro y manganeso.

La unidad infrayace discordantemente a esquistos hornbléndicos, observándose el contacto en varios pozos de prospección en el cerro Hacha, sin angularidad ni gradación entre dolomita y esquistos, lo cual sugiere una posible discordancia paralela. No se ha observado el contacto inferior, pero las relaciones estructurales y estratigráficas en las inmediaciones de los cerros Hacha y Guacuripia, indican un buzamiento abrupto de la foliación del gneis infrayacente, en contraste con la foliación horizontal del mármol, por lo cual se presume un contacto discordante entre ambos (Drovenick *et al.*, 1967).

Ocupa una extensión geográfica a lo largo de la cadena de colinas este-oeste que incluye los cerros Pando, Lindero, Jiménez, Hacha y Guacuripia, desde el río Curipiaima cerca del poblado de El Palmar, en dirección oeste hasta unos 3 kilómetros del cerro Peluca, situado unos 20 kilómetros al este de Upata. (Drovenick *et al.*, 1967).

Los afloramientos y yacimientos manganesíferos estudiados en Cerro Guacuripia se distribuyen en una angosta zona de 500 metros de anchura y 20 km de longitud Morrison (1953). Menciona además, que la sección mejor expuesta aflora en el extremo este del cerro Hacha en un farallón de 60 metros; sin embargo, en el río Guanaraparo se han medido unos 85 metros de espesor.



Figura # 6. Afloramiento de Cerro El Hacha.

4 ANTECEDENTES

En la bibliografía consultada, se han encontrado numerosos artículos que tratan sobre el estudio de rocas carbonáticas. No obstante en esta parte sólo se mencionaran algunos antecedentes considerados relevantes para esta investigación

En la zona de estudio comenzaron a realizarse trabajos a partir de los años 50 con fines prospectivos iniciados por Morrison (1953) quien realizó un informe sobre la zona manganesífera de Guacuripia en el estado Bolívar, indicando que los depósitos de dolomita están asociados al Complejo de Imataca y afloran extensamente desde el río Curipaima hasta las inmediaciones del cerro Peluca, región de Guacuripia. Al realizar análisis petrográficos a las muestras de rocas obtuvo una notable uniformidad en cuanto al color (tonalidad gris azulado) y la textura (cristalinidad de grano medio a fino).

Respecto a los análisis químicos, estos arrojaron un alto contenido de óxidos de calcio (29,32%), magnesio (19,80%), bajo contenido de hierro (2,9%) y manganeso (1,34%). Adicionalmente, elaboró un mapa donde describió las diferentes asociaciones litológicas presentes en la región, una de esas asociaciones corresponde al mármol dolomítico, planteando que el posible origen del mármol pertenecía a una secuencia sedimentaria que posteriormente fue sujeta a un moderado metamorfismo termal.

Drovenick *et al.* (1967) realizaron un estudio sobre las menas manganesíferas de la región de Upata, dicho estudio tuvo como finalidad poder estimar su valor comercial y la relación que puedan tener estas menas con las rocas presentes en dicha área, así como también describirla estructuralmente. Dicha relación no pudo establecerse de manera concreta, pero lograron clasificar la zona de estudio en dos tipo de protomenas: rocas manganeso-silicatadas y rocas cuarcitas ferruginosas y mármol dolomítico.

Ahora bien, los siguientes autores a citar se han enfocado en el estudio de rocas carbonáticas:

Polikreti y Maniatis (2004) estudiaron los cambios en la distribución de Mn^{+2} y Fe^{+3} en superficies erosionadas de un mármol por las técnicas de Resonancia

paramagnética electrónica (EPR) y Microscopía electrónica de barrido (SEM), obteniendo que el Mn^{+2} y Fe^{+3} sustituyen al Ca^{+2} en el CaCO_3 . El Mn^{+2} no posee una tendencia clara, mientras que el Fe^{+3} disminuye y esto puede ser explicado por disolución y re-cristalización de la calcita, y la reducción de Fe^{+3} a Fe^{+2} mediante microbios. La técnica SEM estima la profundidad de alteración y los cambios en la distribución de los iones Mn^{+2} y Fe^{+3} . Este antecedente es importante, ya que para el momento, los estudios realizados indican la presencia de Fe^{+3} y Mn^{+2} asociado a la fase carbonática en el mármol de Guacuripia (Fernández (2006), Saavedra (2007), Godoy (2008)), por lo tanto la aplicación de esta técnica permitiría establecer si estos elementos están asociados a la dolomita o a otro carbonato presente en la roca.

Sochava (1995) estudió secuencias carbonáticas de edad precámbrica en Rusia, encontrando que durante las eras meso y neo proterozoico existen dos poblaciones de carbonatos en función del contenido de Mg, una de las cuales se caracteriza por altos valores de concentración de este elemento (19%-22%), es decir, dentro de los carbonatos las dolomitas eran significativamente abundantes.

Las relaciones K/Na, K/Rb, Fe/Al, Mn/Al y Si/Al también muestran una tendencia a aumentar con la edad de los carbonatos estudiados (Veizer, 1978). La relación $\text{CaO} / \text{CaO} + \text{MgO}$ ha sido usada con éxito para diferenciar entre ambientes (Dasgupta *et al.*, 1999), por otro lado Veizer (1989) utiliza las relaciones Fe/Ca y Mg/Ca para establecer los campos de dominio de carbonatos de origen sedimentario y carbonatos de origen hidrotermal.

La importancia que presentan los trabajos mencionados anteriormente estriba en la posibilidad de hacer inferencias en cuanto a procesos y ambientes en base a las concentraciones de elementos comúnmente encontrados en calizas y dolomías y que pueden ser determinados en los laboratorios del Instituto de Ciencias de la Tierra.

Nyame (2008) estudió los depósitos de carbonatos manganesíferos intraclásticos de la región de Nsuta en Ghana, utilizando muestras que fueron recolectadas en afloramientos y núcleos de perforación, analizándolas mediante técnicas de DRX, SEM y EPMA. Para el análisis de elementos trazas utilizaron (XRF) y para los elementos de tierras raras utilizaron (ICP-MS), obteniendo que los clastos son de

origen intraformacionales, ahora bien la textura, mineralogía y composición de los carbonatos intraclásticos sugieren que las rocas son petrográficamente intermedias entre rocas carbonáticas y siliciclásticas. Estos resultados permitieron concluir que la composición de los carbonatos intraclásticos, es producto de sedimentos retrabajados, los datos en la actualidad son insuficientes para apoyar que las condiciones del ambiente de depositación son reductoras debido a la presencia de pirita. Para los elementos traza obtuvo un ligero enriquecimiento en V, Cr, Co, Ni, Cu y Ba en los carbonatos intraclásticos y filitas manganésicas que en las rocas carbonáticas, mientras que los elementos de tierras raras son muchos más abundantes en carbonatos intraclásticos. Este trabajo apoya la idea de que un análisis petrográfico más exhaustivo del mármol de Guacuripia podría permitir hacer inferencias acerca de las condiciones de formación del mismo.

Shangin *et al.* (2009) estudiaron el enriquecimiento y la adsorción de minerales pesados en óxidos de Fe durante los procesos de meteorización de carbonatos, observando que la adsorción de Cr, Zn, Cd y Pb en Fe_2O_3 es mayor que en FeO en el suelo; sin embargo, el FeO por ser componente principal de minerales de arcillas, es un mejor adsorbente de Cr, Zn, Cd y Pb, que el Fe_2O_3 en las rocas carbonáticas.

Fernández (2006) realizó el estudio de la distribución de Ca, Mg, Fe, Mn, Na y K en rocas frescas y meteorizadas del mármol dolomítico de Guacuripia en la región de Upata, estado Bolívar. Para lo cual fueron estudiadas las rocas frescas y meteorizadas asociadas al mármol, con el fin de poder relacionar la variación química y mineralógica a medida que la roca es alterada. La determinación de los elementos Ca, Mg, Fe, Mn, Na y K fue realizada en la fracción carbonática y en el residuo (fase silicatada), para así obtener en detalle la variación en la concentración con respecto a la alteración de la roca. Los resultados indican que las muestras frescas, semi-alteradas, y alteradas (costras) presentan pérdida progresiva del mineral dolomita y a su vez un aumento en óxidos y silicatos. La composición mineralógica determinada fue dolomita, forsterita, tremolita, cuarzo y clinocloro.

En cuanto a la variación química se encontró que había un aumento sustancial de calcio en la roca semi-alterada en relación a la roca fresca, y luego una

disminución notable al pasar a la costra, postulándose como explicación a esto la reprecipitación de calcita en la etapa inicial del proceso de meteorización. El magnesio se pierde progresivamente durante el proceso, Na y K permanecen relativamente constantes y el Fe y Mn tienden a aumentar a medida que avanza el proceso.

Por otro lado, realizó el estudio a un material más alterado asociado al mármol (suelo) y en donde no fue observada la presencia de fases minerales carbonáticas. Las concentraciones de Fe y Mn fueron de 12,6% y 9,7%, en relación respectivamente, una concentración 10 veces superior a la de estos elementos en la roca fresca.

Saavedra (2007) llevó a cabo el estudio geoquímico del mármol dolomítico de Guacuripia y de sus productos de alteración con el fin de conocer la composición química de la roca, el comportamiento de los elementos durante el proceso de alteración y finalmente proponer el mecanismo de meteorización del mármol. Determinó la composición de 12 elementos identificando las fases minerales presentes y la ruta de migración de tales elementos durante el proceso de meteorización. Para el análisis químico, las muestras fueron tratadas con ácido clorhídrico para obtener la fase carbonática y el residuo insoluble fue tratado por fusión alcalina. Los elementos analizados fueron: Ca, Mg, Fe, Mn, Si, Al, Sr, Ti, Zr, Ni y U, de igual manera realizó análisis mineralógicos para algunas muestras de roca y suelo.

Los resultados indicaron que la fase carbonática controla la concentración de: Ca, Mg, Fe, Mn, Sr y U, mientras que la fase insoluble al Si, Al, Ti, Zr y Ni. La composición mineralógica determinada para la roca fue dolomita, calcita, forsterita, dióxido, tremolita, clinocloro y cuarzo.

Godoy (2008) realizó un estudio sobre la distribución vertical de los elementos Ca, Mg, Fe, Mn, Al, Si, Sr, Ti, Ba, Rb, Co, Cu, Ni, Pb y Zn en un perfil laterítico desarrollado sobre el mármol de Guacuripia, utilizando 31 muestras de suelo y 5 muestras de roca, concluyendo de acuerdo a los resultados obtenidos en los análisis realizados, que el suelo presenta una concentración mayoritaria en elementos como Fe, Mn, Al, Si y una baja proporción de Ti y Co, minoritaria en Ba, Ca, Mg y en traza de Cu, Ni, Pb, Rb, Sr y Zn. Lo cual supone que la

composición del mármol dolomítico de Guacuripia no es mineralógicamente uniforme a lo largo de toda la formación. Las fases minerales presentes son la caolinita, cuarzo, goethita y pirolusita.

González (2009) estudió la fracción de arcilla y minerales pesados, asociados al residuo insoluble del mármol de Guacuripia y suelos suprayacentes, utilizando técnicas de DRX y Microscopía Electrónica de Barrido. Obteniendo en el residuo insoluble de la roca minerales pesados como: forsterita, rutilo, actinolita y greenalita, y en el suelo minerales como goethita, pirolusita, pirita, cuarzo, barita, clorita.

En cuanto al residuo insoluble de la fracción tamaño arcilla del suelo se encontraron minerales como halita y yeso; para la roca los minerales: montmorillonita, tephorita y manganolagbeirita.

La morfología de los granos presente en la roca, posee caras bien definidas, mientras que los encontrados en el suelo son angulares, pocos redondeados y granos esféricos, pero en general corresponden a masas amorfas porosas.

Rangel (2009) en su estudio sobre la caracterización geoquímica de una sección de rocas carbonáticas de Guacuripia, utilizó cinco muestras para realizarle análisis petrográfico, mineralógico y químico de los elementos Ca, Mg, Mn, Al, Fe, Si, Ni, Ti, Cu, Zn, Co, Rb, Sr, Pb y Ba, obteniendo que para tres muestras hubo un incremento de Ca, Mg, Mn y Fe, explicando este incremento mediante procesos de dolomitización y dedolomitización, para otra muestra obtuvo que la composición mineralógica es granítica con alto contenido de Si y Al y está asociada a una intrusión tipo dique pegmatítico y para la última muestra minerales silicatados como cuarzo, albita, ortoclasa, labradorita, muscovita, diópsido, serpentina, para las 2 últimas muestras su presencia dentro del afloramiento obedece a la interacción de fluidos con la roca que se consolidaron rellenando cavidades y fracturas.

Medina (2011) estudió la caracterización morfológica y química del residuo insoluble asociado al mármol dolomítico de Guacuripia, estado Bolívar, mediante técnicas de Difracción de rayos X (DRX) y Microscopía Electrónica de Barrido (MEB).

Fueron seleccionadas seis muestras de rocas a las cuales se elaboraron secciones finas. El tratamiento químico de las rocas consistió en el ataque ácido con HCl 12M para la disolución de los componentes carbonáticos y así obtener el residuo no carbonáticos el cual fue el objeto del estudio.

Fueron tomados fragmentos de las distintas rocas para realizarse un análisis mineralógico por (DRX), en la cual en su mayoría se encontraron minerales como calcita y dolomita y en menor proporción cuarzo, brucita, clinocloro, grafito, tremolita, olivino, cordierita, todorokita, moscovita y montmorillonita. El porcentaje de residuo no carbonático obtenido para las rocas estudiadas varía desde 6% hasta un 64%, y en cuanto al análisis mineralógico por DRX encontró en su mayoría minerales de índices de metamorfismo (de grado medio a alto): fosterita, diópsido, pirita, cordierita, vesuvianita, clinocrisotilo, grafito, tremolita, moscovita, olivino, cuarzo y tridimita.

Los resultados obtenidos mediante Microscopía Electrónica de Barrido indicaron que la morfología presente en los granos minerales estudiados del residuo, presentan caras bien definidas.

Los minerales encontrados en el residuo apuntan a que la roca fue sometida a metamorfismo de alto grado con circulación de fluidos ricos en sílice, ya que este es uno de los principales reactantes junto con la dolomita para dar origen a las fases minerales encontradas en el mármol dolomítico de Guacuripia.

Medina (2011) recomienda realizar un análisis químico a los tacos pulidos de las rocas seleccionadas, con la finalidad de determinar su composición química y a su vez poder relacionar esa composición con algunas fases minerales y realizar una cartografía en los granos del residuo insoluble para conocer como es la distribución elemental.

5 METODOLOGIA EXPERIMENTAL

La metodología para el cumplimiento de los objetivos planteados consta de la siguientes tres etapas:

1.- Etapa de campo

Las muestras fueron recolectadas en el año 1993 por el Profesor Santiago Marrero del Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, UCV.

2.- Etapa de laboratorio

La población de muestras está constituida por tres mármoles dolomíticos equigranulares de grano grueso (Bo-Gu-CH-2.1, Bo-Gu-CH-AB-2.3 y Bo-Gu-CH-2.6), cuatro mármoles dolomíticos equigranulares de grano medio (Bo-Gu-CH-3.4, Bo-Gu-CH-3.5 norte y Bo-Gu-CH 3.5 sur, BG-CH-1.2A), dos mármoles dolomíticos bandeados (C-1 y C-2), dos muestras cercanas al contacto (BG-CH-1.2B y CH-M3) y dos diques con textura pegmatítica, uno de tamaño de cristales que varían entre 0,2 a 0,4 mm (BG-CH-2.2) y el otro va de 0,1 mm hasta 2 mm (Bo-Gu-CH-R1); sumando un total de trece muestras con un grado de meteorización incipiente o nula y una ubicación en el afloramiento que garantiza una población representativa de los distintos cuerpos rocosos presentes en la zona de estudio, es decir, muestras del mármol dolomítico, posible dique pegmatítico y contacto entre ambos.

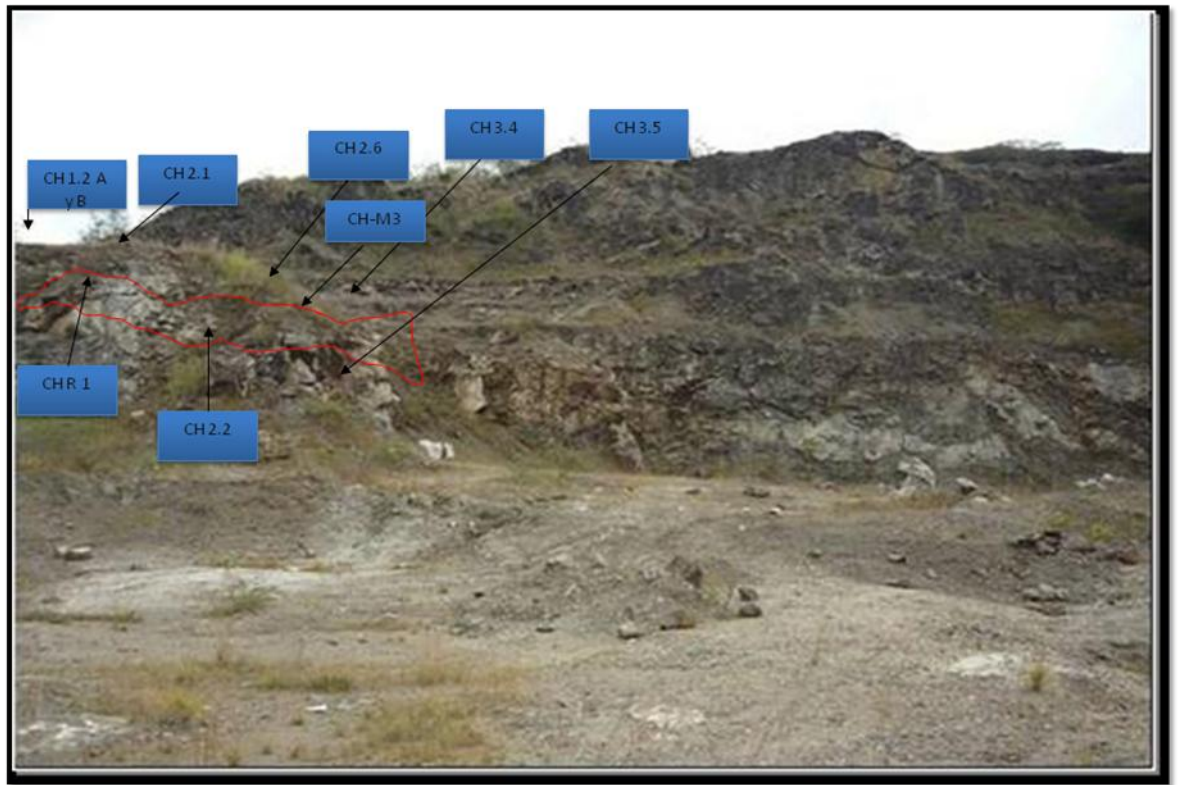


Figura # 7. Ubicación de las muestras en el afloramiento de Cerro El Hacha.

5.1 Tratamiento Físico de las muestras.

Las muestras fueron lavadas con agua para eliminar cualquier material adherido a ellas como polvo y moho. Posteriormente, fue realizado un corte de 3cm x 2cm x 2cm, para la elaboración de secciones finas y tacos pulidos para su posterior análisis petrográfico y por M.E.B (microscopia electrónica de barrido) acoplado a un detector de rayos X característico.

5.2 Instrumental para los análisis.

5.2.1 Análisis petrográficos.

Las trece muestras seleccionadas fueron sometidas a análisis petrográfico a través de un microscopio óptico de luz polarizada marca olympus, con un sistema de cámara digital controlado por el software DP2-BSW.



Figura # 8. Microscopio óptico de luz polarizada, laboratorio de petrología de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica Facultad de Ingeniería.

5.2.2 Microscopia electrónica de barrido (SEM):

En un microscopio electrónico de barrido se realizará un rastreo programado a la superficie del sólido con un haz de electrones de energía elevada y como consecuencia de ello se producen en la superficie diversos tipos de señales. Estas señales incluyen electrones retrodispersados, secundarios y Auger; fotones debidos a la fluorescencia de rayos X y otros fotones de diversas energías. Esta técnica suministra información morfológica y topográfica sobre la superficie de los sólidos (Skoog et al., 2001).

Algunas de las ventajas de esta técnica son:

- ✓ Es una técnica no destructiva.
- ✓ Permite determinar la composición química de la muestra.
- ✓ A partir de los mapeos elementales permite asociar elementos a fases mineralógicas presentes en la muestra.
- ✓ Permite localizar los elementos dentro de una muestra en una región en específica.
- ✓ Permite estudiar de manera efectiva la morfología de un mineral en particular, a escalas micrométricas.

Esta técnica será utilizada con la finalidad de observar análisis puntual en los granos minerales presentes en la roca, así como también para la realizar

mapas de distribución elemental en una muestra de mármol dolomítico constituida por la roca fresca, semialterada y alterada con el propósito de ver la distribución y asociación de los elementos durante el proceso de meteorización.

Diagrama resumido de la metodología propuesta.

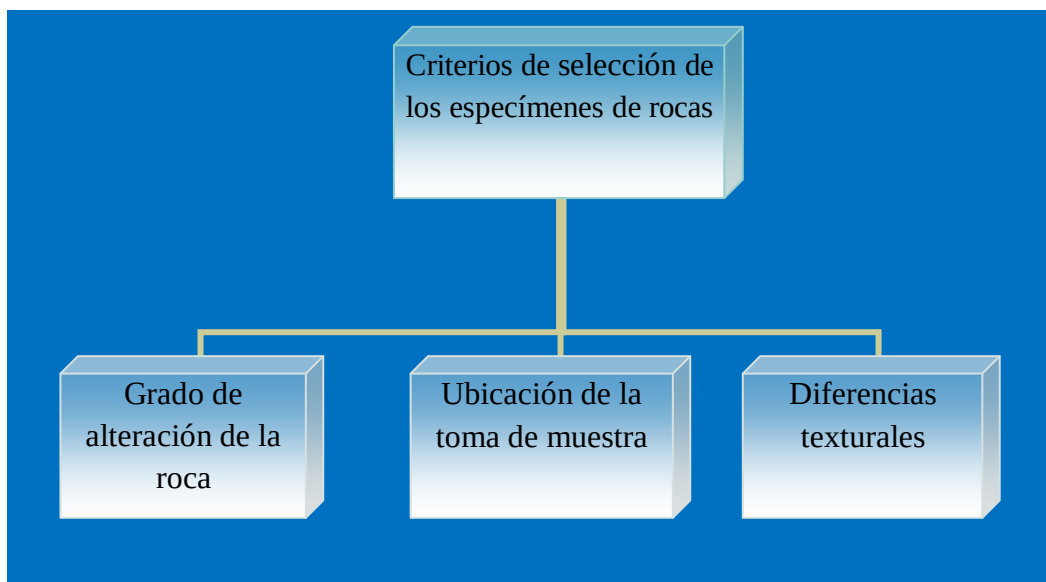
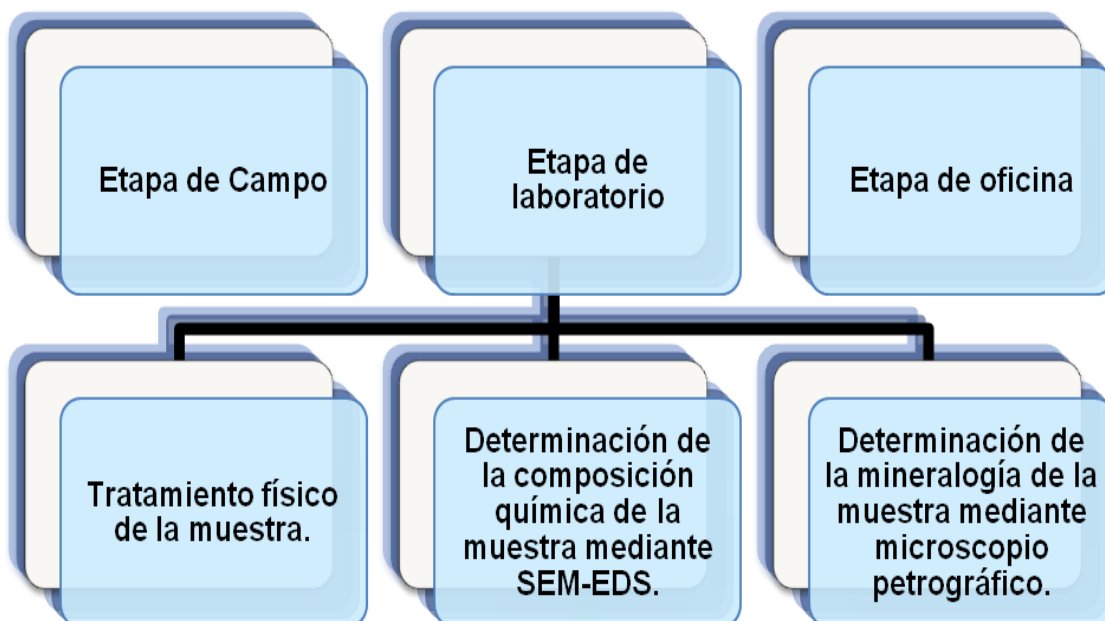


Figura # 9. Esquema experimental de la etapa de campo.

El siguiente esquema representa la metodología propuesta:



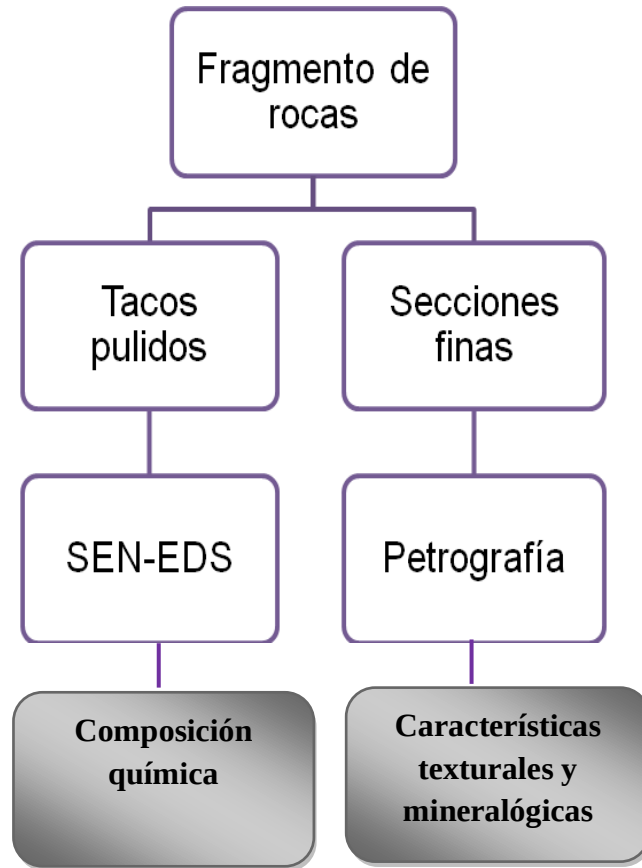


Figura # 10. Diagrama general del esquema metodológico.

6 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A continuación se presentan los resultados obtenidos en la etapa experimental del presente trabajo de investigación.

La ubicación de las muestras se muestra en la figura # 11. Las muestras C-1, C-2 y Bo-Gu-AB 2.3, no aparecen en la imagen pues fueron colectadas a distancias remotas del afloramiento.

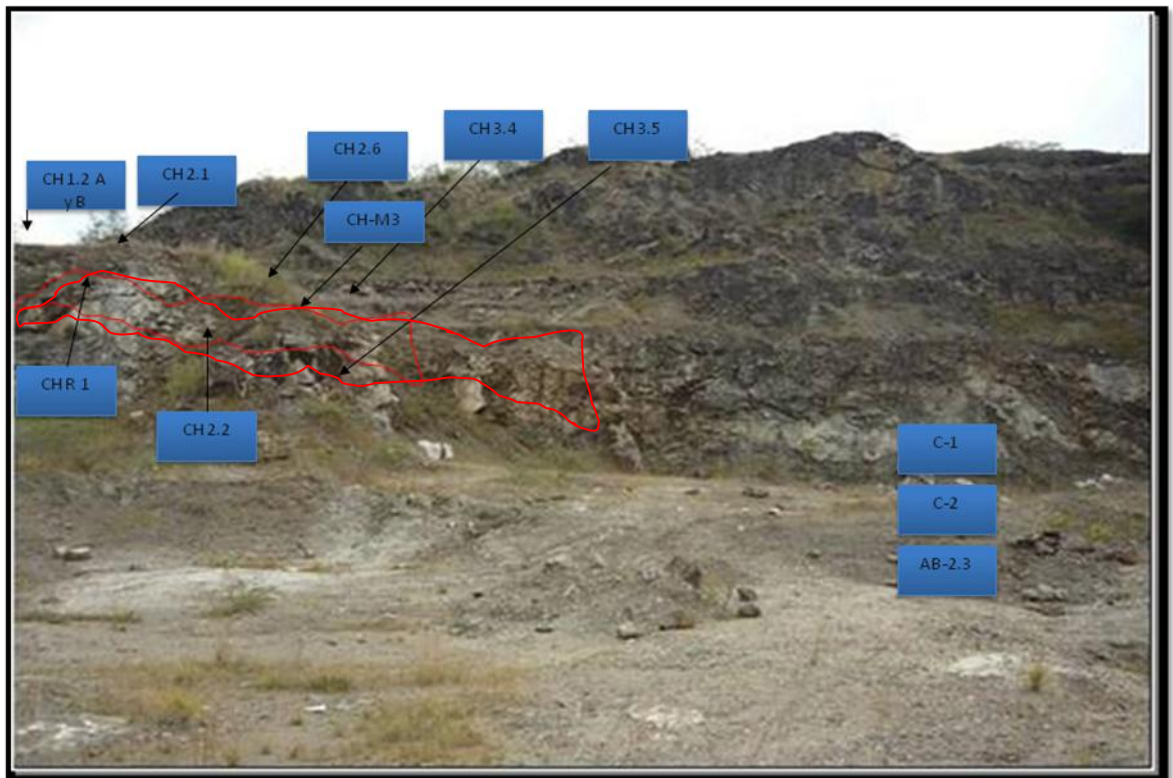


Figura # 11. Ubicación de las muestras en el afloramiento de Cerro El Hacha.

El afloramiento está ubicado en las coordenadas N 883.404 y E 597.172, posee un espesor aproximado de 55 metros expuesto extendiéndose en la zona por aproximadamente 7 kilómetros. Los planos de foliación inferidos a partir de superficies de meteorización en el afloramiento, muestran un rumbo E-W y un buzamiento de aproximadamente 45° al Sur, presenta bandas de tonalidades variables que van desde blanco a gris oscuro, así como también un cuerpo ígneo en forma de dique con textura pegmatítica.

Para facilitar la discusión se ha dividido la misma en cuatro secciones, atendiendo a las características mineralógicas de las muestras estudiadas:

- 1) Mármoles dolomíticos con forsterita y flogopita (Bg-CH-1.2A y Bo-Gu-CH 3.4).
- 2) Muestras del dique intrusivo (Bo-Gu-CH-2.2 y Bo-Gu-CH-R1).
- 3) Mármoles dolomíticos con minerales calcosilicatados (Bg-CH-1.2 B, Bo-Gu-CH-2.1, Bo-Gu-CH-AB-2.3, Bo-Gu-CH-2.6, Bo-Gu-CH-3.5 Norte, Bo-Gu-CH-3.5 Sur, CH-M3).
- 4) Mármoles dolomíticos forsteríticos bandeados (C-1 y C-2).

6.1 Especímenes del mármol dolomítico con cristales de forsterita y flogopita (muestras BO-GU-CH-3.4 y Bg-CH-1.2A):

Las muestras Bo-Gu-CH-3.4 y Bg-CH-1.2 fueron colectadas sobre el dique pegmatítico presente en el afloramiento de Cerro Hacha. Estos dos especímenes se caracterizan por presentar los minerales dolomita y olivino como constituyentes mayoritarios en la roca y cantidades menores de flogopita.

El espécimen de mano Bo-Gu-CH-3.4 es de color gris con aspecto granular, masivo y homogéneo (ver figura # 12). El análisis petrográfico y modal revela que está constituida por un 99 % de cristales subhedrales de dolomita y 1 % de cristales de olivino serpentinizado (ver figura # 13).



Figura # 12. Muestra de mano BG-CH-3.4 con aspecto granular, masiva de color gris azulado claro a medio y brillo perlino, constituida por dolomita y olivino.

La dolomita presenta su típico maclado y clivaje romboédrico, alta birrefringencia, relieve moderado y tamaño de grano de 0,3 a 0,5 mm. Por otra parte, el tamaño de los cristales de olivino son menores a 0,05 mm, anhedrales, relieve de moderado a alto y están totalmente serpentinizados. Presentan una corona de un mineral fibroso, posiblemente clorita (ver figura # 13). También se observaron cristales de pirita (ver figura # 14).

El olivino presente en la muestra es forsterita casi pura, lo cual hace presuponer que la fuente de magnesio para su formación proviene del mármol. Esta suposición se hace ya que no hay reportados en la zona cuerpos máficos o ultramáficos a los cuales atribuir el aporte de magnesio para la formación de este mineral.

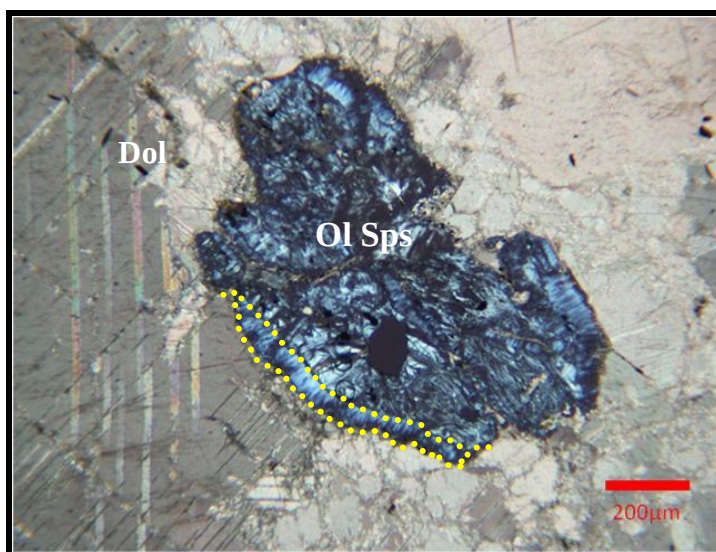


Figura # 13. Muestra BG-CH-3.4. Olivino serpentizado con corona de clorita fibrosa, rodeada de cristales subhedrales de dolomita con maclado romboédrico y birrefringencia de moderada a alta. Objetivo 4X Nícoles cruzados.

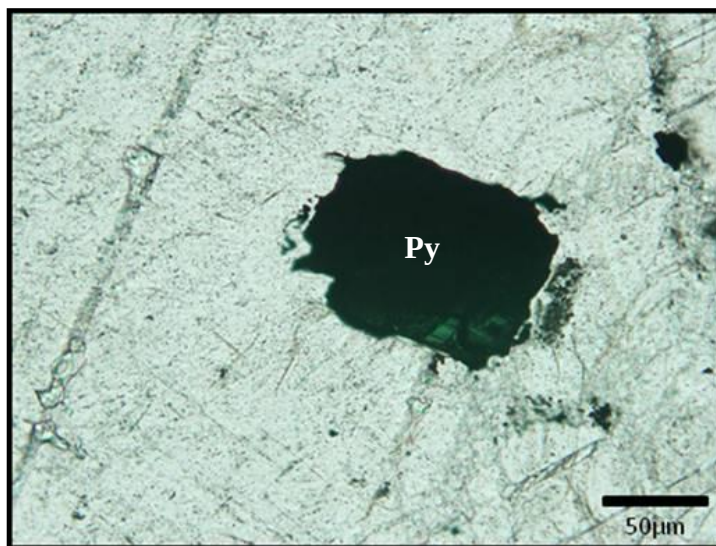


Figura # 14. Muestra BG-CH-3.4. Cristal de pirita, fotografía tomada con objetivo de 20 X nicoles paralelos.

Por otro lado, la muestra BO-GU-CH-1.2A presenta a nivel macroscópico cuerpos elongados de color blanco, constituidos por cristales de dolomita subhedrales de grano fino, con bordes negros rodeados de cristales subhedrales de dolomita de color gris claro. Se observan cuerpos alargados con una aureola de color negro y en el medio de la roca reacciona mucho más al HCl 10 % que en los extremos donde la efervescencia es baja esto hace suponer la presencia de calcita (ver figura # 15).



Figura # 15. Muestra de mano Bo-Gu-CH-1.2A con aspecto granular de color gris constituida por dolomita y olivino.

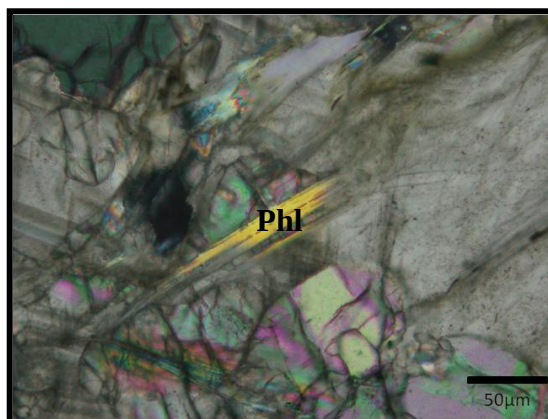


Figura # 17. Muestra BG-CH-1-2 A: Cristal de flogopita, fotografía tomada con objetivo de 20 X nicoles cruzados.

6.2 Muestras del dique intrusivo (Bo-Gu-CH-2.2 y Bo-Gu-CH-R1).

La roca Bg-CH-2.2 es de textura fanerítica compuesta principalmente por un 84 % de microclino de color blanco con hábito prismático, tabular y dimensiones centimétricas que van desde 1 cm hasta 8 cm de longitud, dureza entre 5 y 7; 15 % de cristales de oligoclasa de color gris claro con hábito masivo granular, además de 1 % entre moscovita y cuarzo (ver figura # 18).

La muestra está muy fracturada presentando un aspecto protomilonítico con desarrollo de tres superficies de fractura obteniéndose fragmentos seudoromboédricos. La superficie meteorizada de los cristales blancos está cubierta de un mineral de color negro con hábito dendrítico posiblemente pirolusita o manganita.



Figura # 18. Muestra Bo-Gu-CH-2.2 presenta textura fanerítica con cristales mayores a 1 cm de longitud.

El microclino presenta textura pertítica con lamelas de oligoclasa menores a 0,1 mm de espesor y 0,2 mm de longitud dispuestas de manera discontinua dentro del cristal de microclino, el cual esta maclado tipo tartán (ver figura # 19). También existen micro vetas de cristales de microclino subhedrales, equigranulares de tamaño de 0,2 a 0,4 mm, las micro vetas tienen un espesor de 0,5 mm.

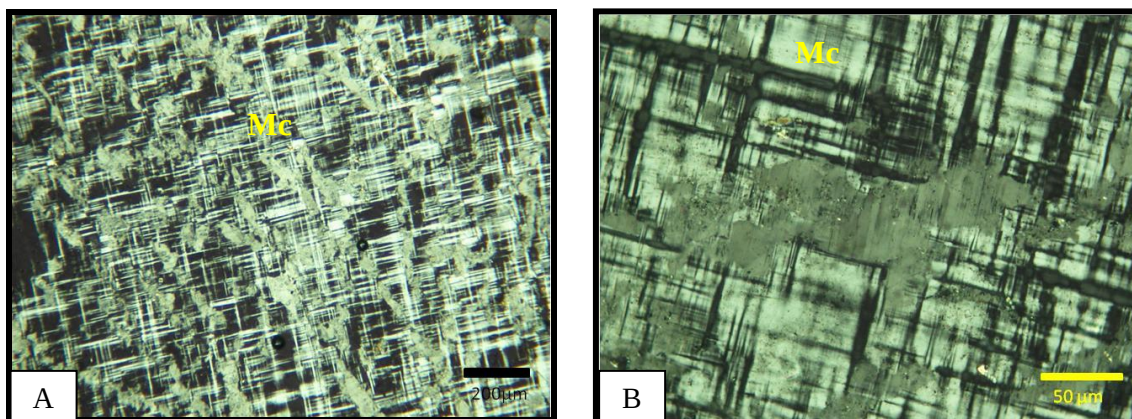


Figura # 19. Muestra BG-CH-2.2. Microclino (pertita) se observan igualmente maclado tipo tartán fotografía tomada con objetivo 4 X nicols cruzados (imagen A). Microclino (pertita). Objetivo 20 X nicols cruzados (imagen B).

La muscovita está en cristales elongados de 0,1 a 0,2 mm, habito subhedral, relieve bajo y extinción paralela al plano de clivaje, representando menos del 1 % de los constituyentes de la muestra (ver figura # 20).

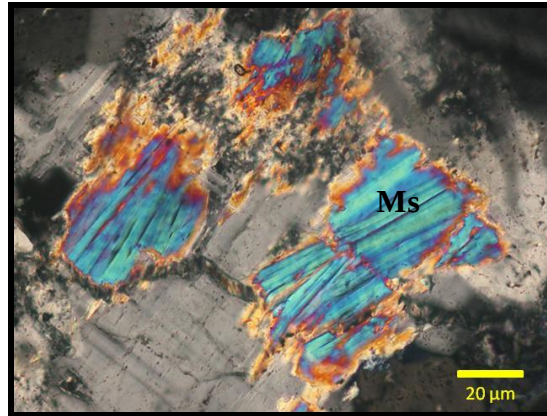


Figura # 20. Muestra BG-CH-2.2. Muscovita. Objetivo 40 X nicols cruzados.

El cuarzo, la oligoclasa y el microclino forman textura gráfica mirmequítica en la cual el cuarzo esta en forma de inclusiones triangulares y elongadas en la zona de transformación de oligoclasa a feldespato potásico típica de textura mirmequítica (ver figura # 21). Las inclusiones en forma de cuñas triangulares observadas en el cuarzo podrían estar indicando respuesta de este mineral ante esfuerzos mecánicos derivados de alta presiones (Roldán, 2004).

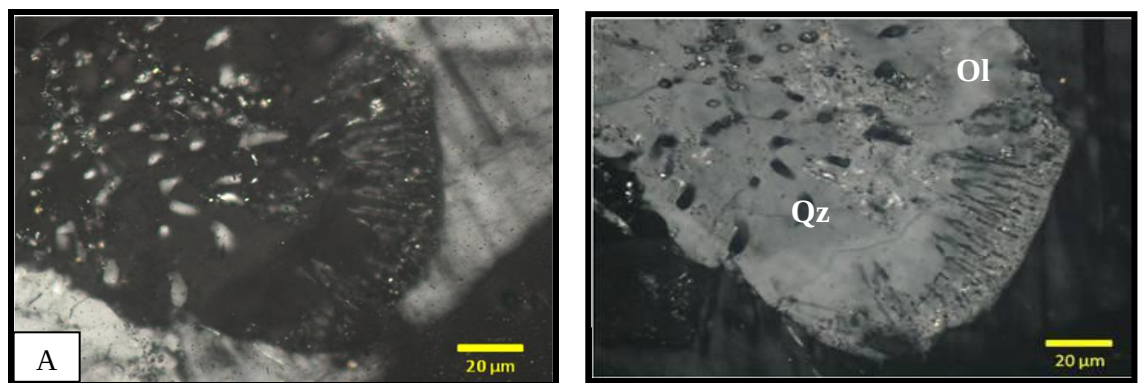


Figura # 21. Muestra BG-CH-2.2. Cuarzo, oligoclasa y feldespato potásico con textura grafica mirmequitica. (A) con extinción. (B) sin extinción, fotografía tomada con objetivo 40 X nicols cruzados.

La mineralogía obtenida a partir del análisis modal para el espécimen BG-CH-2.2 permite clasificarla como un cuarzo sienita (Méndez, 2009, ver apéndice 4 figura # 95), caracterizada por su textura gráfica mirmequítica observada en la petrografía, esto deja claro que si existe la presencia de un dique intrusivo.

La sencilla mineralogía y la textura pegmatítica de esta roca, permiten inferir que se trata de un dique proveniente de los residuos finales de cristalización de un

plutón ubicado a profundidad, a partir del cual se separaron fluidos pobres en SiO₂ los cuales ascendieron e intrusieron al mármol de Guacuripia.

En la tabla # 4 se muestran las composiciones correspondientes a los resultados obtenidos mediante microscopía electrónica de barrido (SEM-EDS) para la muestra BG-CH-2.2. Las figuras # 22 A y 22 B muestran las imágenes obtenidas por esta técnica donde ilustran las fases minerales presentes. Por último, en la figura # 23 se aprecia el espectro correspondiente a la composición química semi-cuantitativa. Lo relevante de estos resultados es que permitieron la identificación de oligoclasa y microclino en la matriz de la muestra.

Tabla # 3. Composición química y mineralógica de la muestra BG-CH-2.2 obtenida mediante SEM-EDS.

Muestra	Oligoclasa	Microclino	Al-Clorita	Cuarzo
Óxidos (wt %)	±0,01	±0,01	±0,01	±0,01
SiO₂	68,57	63,66	50,89	99,09
Al₂O₃	19,89	18,51	17,04	0,50
Fe₂O₃	-	-	13,24	0,02
MnO	-	-	0,29	-
MgO	-	-	14,90	-
CaO	0,28	0,27	2,16	-
Na₂O	11,22	0,42	0,86	0,22
K₂O	0,04	17,14	0,62	0,16

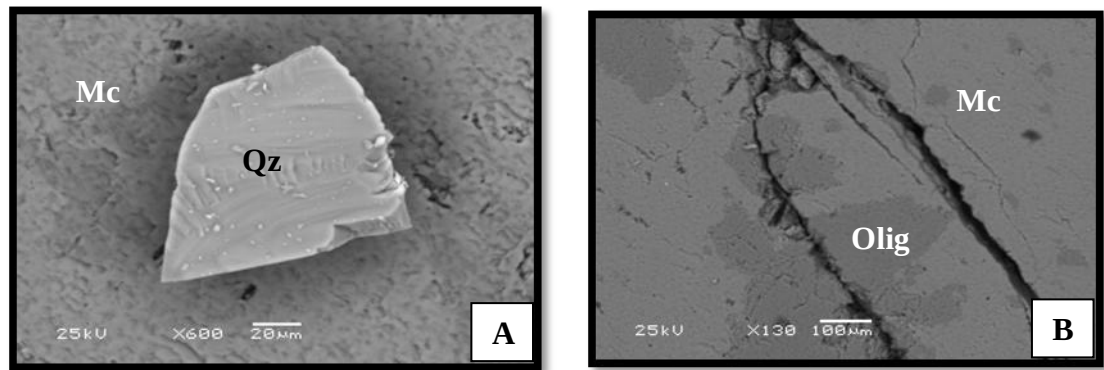


Figura # 22. Imágenes de MEB-EDS. (A) Cristal de cuarzo con tonalidad gris clara y forma triangular producto de la generación de la textura mirmequitica rodeado de microclino. (B) Microclino perítico y lamelas de oligoclase.

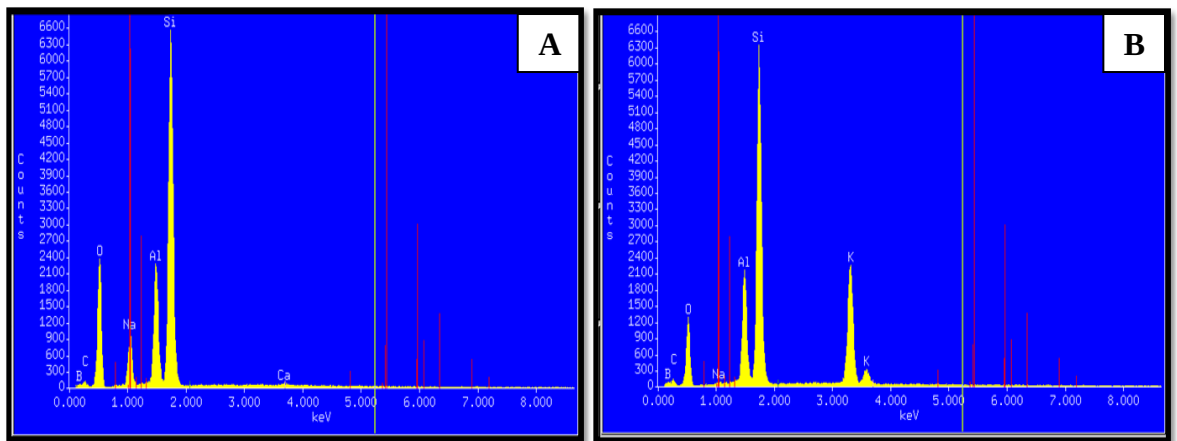


Figura # 23. Espectro de rayos X obtenido por SEM-EDS de la muestra BG-CH-2.2 en el que se aprecia: (A) espectro característico de oligoclase. (B) espectro característico de microclino.

La muestra Bo-Gu-CH-R1 presenta textura fanerítica, equigranular (ver figura #24). El análisis modal revela que la composición es de 39 % de albita, 37 % de cuarzo, 19 % microclino (no perítico), 3,17 % biotita y 0,32 % oligoclase.



Figura # 24. Muestra Bo-Gu-CH-R1 con textura fanerítica, equigranular, compuesta principalmente de 3 minerales (cuarzo, microclino y biotita).

La mayoría de los cristales de albita son aproximadamente de 2 mm de elongación, habito subhedral, extinción paralela, ángulo de maclado polisintético simple de 14° , algunas presentan inclusiones de biotita algunas están alteradas a sericita (ver figura # 25).

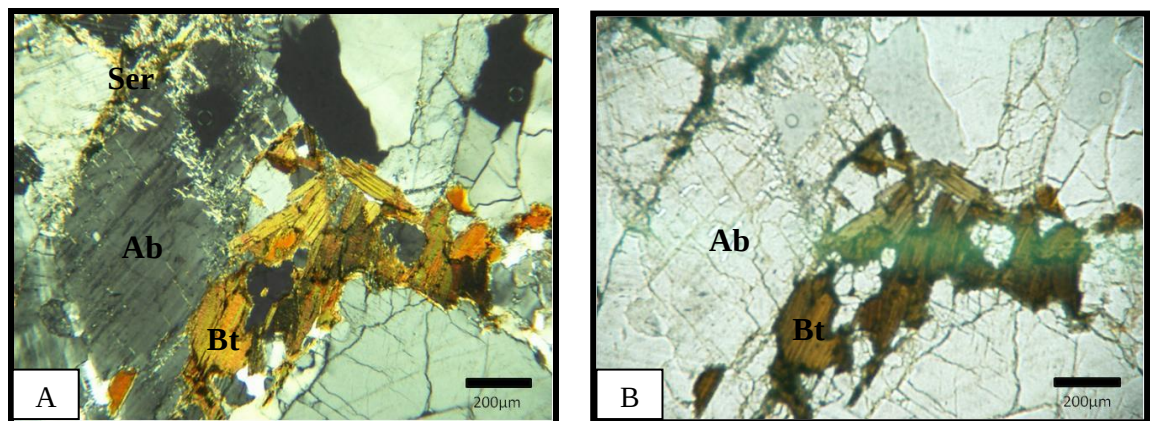


Figura # 25. Muestra Bo-Gu-CH-R1: (A) Biotita, albita y sericita. Objetivo 4 X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.

El cuarzo y el microclino perítico presentan hábito anhedral y variación de tamaño de los cristales de 2 mm. (Figura # 26).

La muestra contiene circones con su típico halo pleocroico y habito subhedral a anhedral con tamaños menores a 0,1 mm (ver figura # 27).

También se encuentra apatito (como una inclusión en cuarzo, albita, microclino y plagioclasa) y turmalina incluida en plagioclasa, estas últimas son menores a 0,1 mm (ver figura # 28).

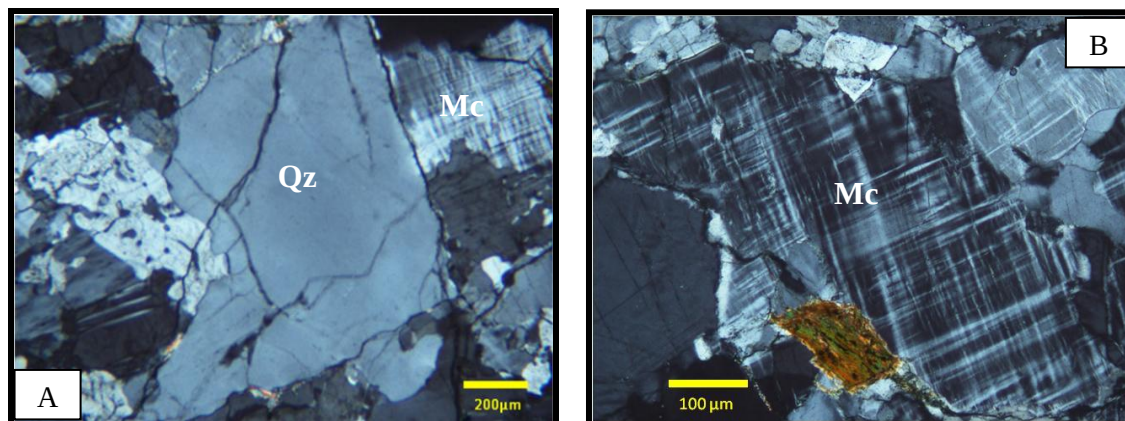


Figura # 26. Muestra Bo-Gu-CH-R1: (A) Cuarzo y microclino. Objetivo 4 X nicols cruzados. (B) Microclino, objetivo 10 X nicols cruzados.

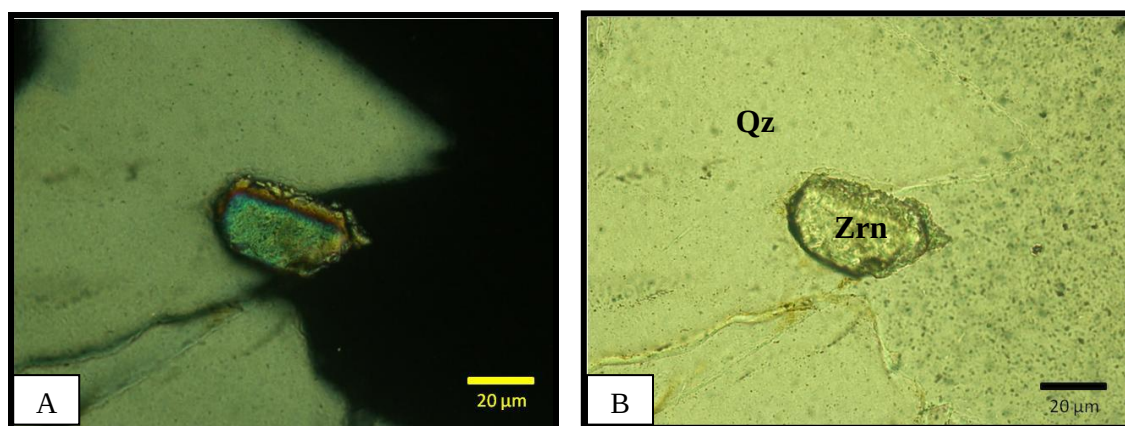


Figura # 27. Muestra Bo-Gu-CH-R1: (A) Circón. Objetivo 40 X nicols cruzados. (B) Nicols paralelos.

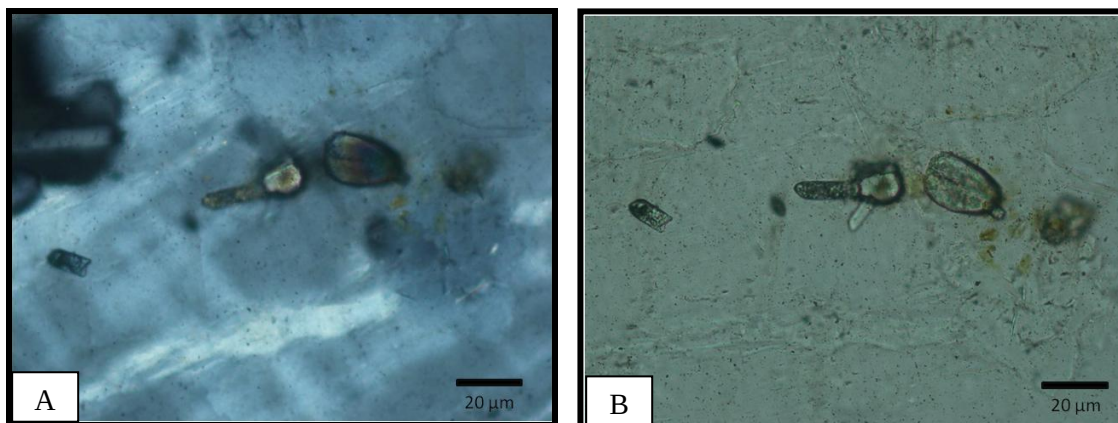


Figura # 28. Muestra Bo-Gu-CH-R1 (A) Circón y apatito. Objetivo 40 X NC. (B) Nícoles paralelos.

La muestra presenta circón y textura gráfica (ver figura # 29); además granate con alto relieve y con inclusiones de biotitas (ver figura # 30).

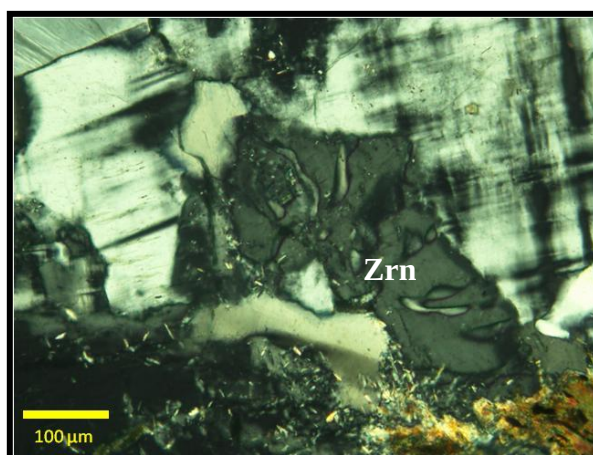


Figura # 29. Muestra Bo-Gu-CH-R1: textura gráfica entre oligoclasa y microclino, fotografía tomada con objetivo de 10 X nicoles cruzados.

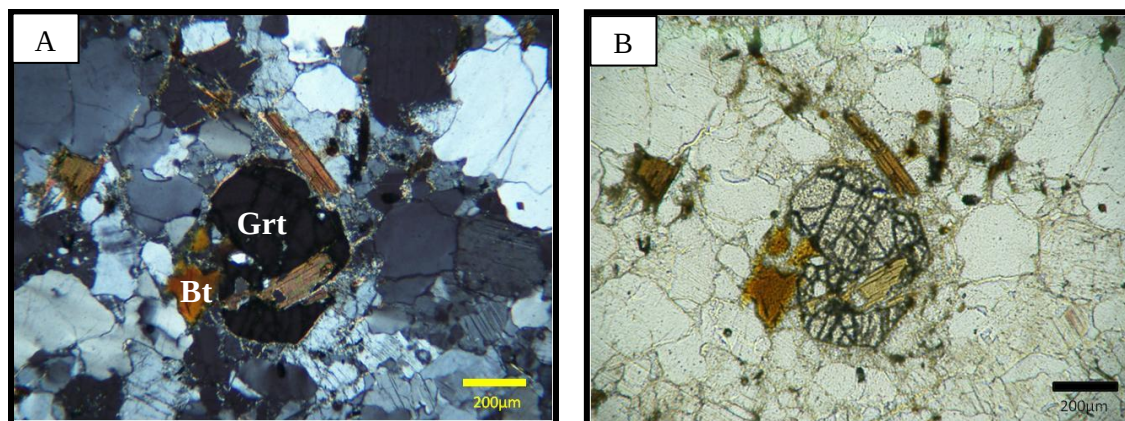


Figura # 30. Muestra Bo-Gu-CH-R1 (A) Biotita y granate subhedral. Objetivo 4X nicoles cruzados. (B) Granate de alto relieve e inclusiones de biotita en nicoles paralelos.

Como se observa a partir de los análisis petrográficos, la muestra Bo-Gu-CH-R1 difiere de la Bg-CH-2.2 por presentar una textura más fina y presencia de una mayor cantidad de minerales como apatito, circón, biotita y granate; además de la presencia de albita.

Partiendo del hecho de que la muestra Bg-CH-2.2 es claramente de textura pegmatítica, tanto la textura más fina como la mayor diversidad mineralógica en la muestra Bo-Gu-CH-R1 son cónsonas con la idea de que esta muestra podría representar una zona más interna en una pegmatita zonada.

Cabe destacar la presencia de monacita en la muestra Bo-Gu-CH-R1, la cual fue identificada por microscopía electrónica de barrido (SEM-EDS) (ver figura # 33). Este es un mineral común de cuerpos pegmatíticos zonados.

Por otra parte, la presencia de albita en mayor proporción a la oligoclasa parece indicar menos contaminación del fluido inicial por introducción de calcio desde el mármol, lo cual apoya la idea de que esta muestra representa una zona más interna y mineralógicamente más diversa que la representada por la muestra Bg-CH-2.2, la cual fue tomada en el borde del contacto dique-mármol.

En la tabla # 5 se muestra la composición correspondiente a los resultados obtenidos mediante microscopía electrónica de barrido para la muestra BG-CH-2.1 R1. Las figuras desde la 31 hasta la 34 muestran las imágenes y espectros correspondientes a la composición química obtenidas por esta técnica para los distintos minerales que componen la muestra.

Tabla # 4. Composición química y mineralógica del cuarzo obtenida mediante SEM-EDS.

Muestra	Cuarzo
Óxidos (wt %)	±0,01
SiO ₂	99,76
Al ₂ O ₃	0,03
FeO	-
MnO	-
MgO	0,15
CaO	0,06

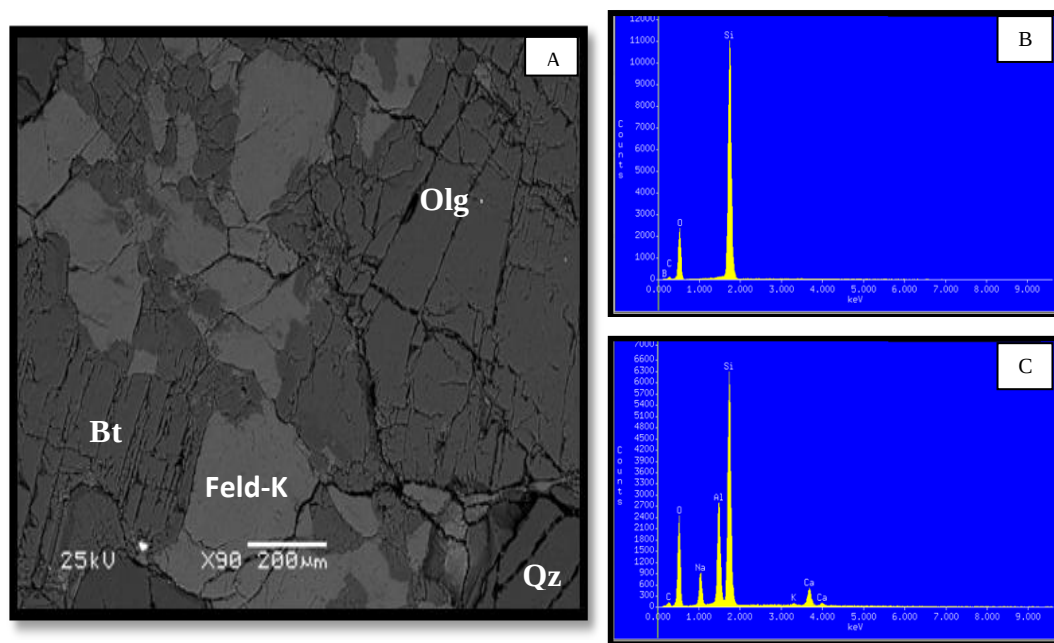


Figura # 31. (A) Imagen de electrones retrodispersados donde se distinguen cuatro fases (biotita, cuarzo, feldespato potásico y oligoclase). (B) Espectro de rayos X característico de cuarzo obtenido por SEM-EDS. (C) Espectro de rayos X característico de oligoclase obtenido por SEM-EDS.

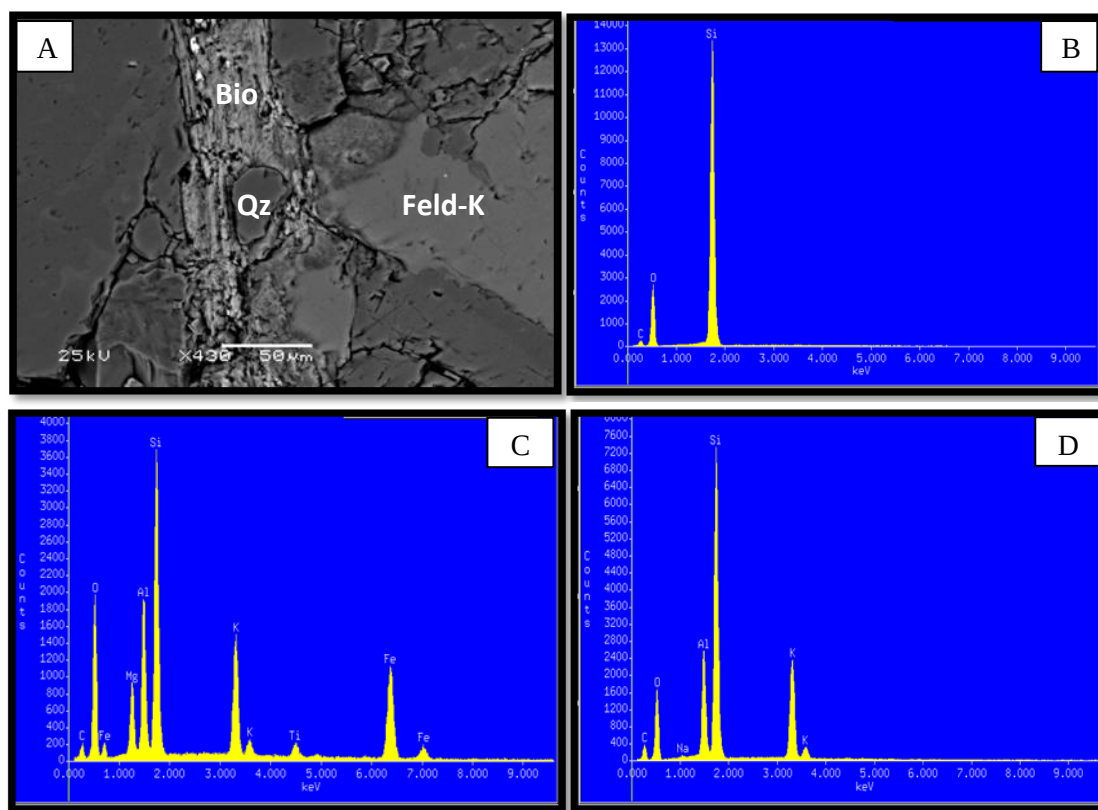


Figura # 32. (A) Imagen de electrones retrodispersados donde se distinguen tres fases (biotita, cuarzo y feldespato potásico). (B) Espectro de rayos X obtenido por SEM-EDS en el que se aprecia el espectro característico de cuarzo. (C) Espectro de rayos X obtenido por SEM-EDS característico de biotita. (D) Espectro característico de feld-K.

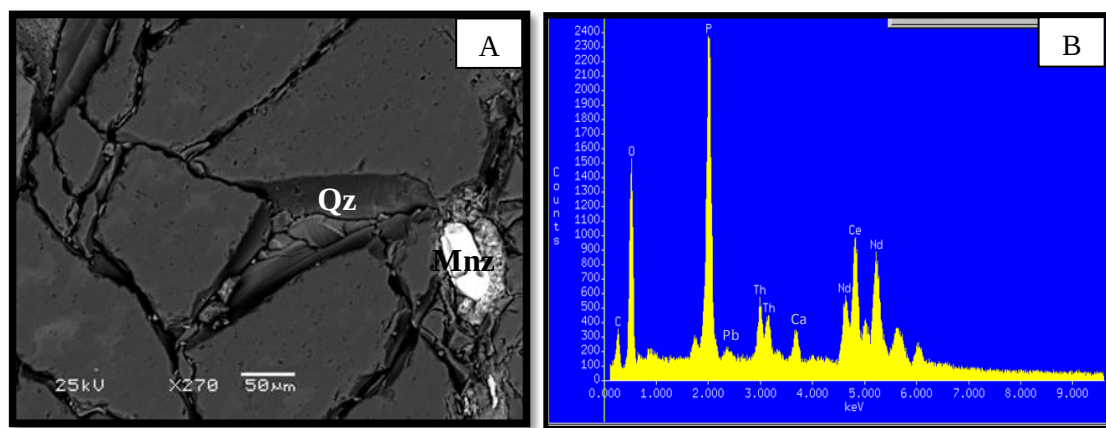


Figura # 33. (A) Imagen de electrones retrodispersados donde se distinguen dos fases cuarzo y monacita (la monacita es común en cuerpos pegmatíticos zonados). (B) Espectro de rayos X característico de monacita obtenido por SEM-EDS.

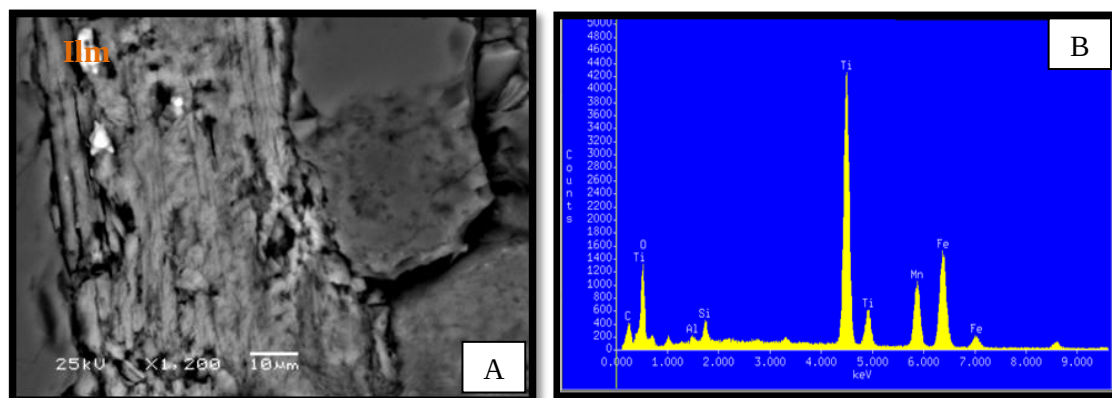


Figura # 34. (A) Imagen de electrones retrodispersados donde se distingue ilmenita. (B) Espectro de rayos X característico de ilmenita obtenido por SEM-EDS.

6.3 Mármoles dolomíticos con minerales calcosilicatados (muestras: Bg-CH-1.2 B, Bo-Gu-CH-2.1, Bo-Gu-CH-AB-2.3, Bo-Gu-CH-2.6, Bo-Gu-CH-3.5 Norte, Bo-Gu-CH-3.5 Sur, CH-M3).

El conjunto de muestras que se exponen a continuación presentan en su ensamblaje mineralógico minerales de metamorfismo regional de alto grado, como los que se han venido describiendo, pero además, presentan un conjunto de minerales calcosilicatados característicos de metamorfismo de contacto. A continuación se presentan los resultados obtenidos para cada una de las muestras y al final se hace la discusión en base a estos resultados.

6.3.1 Muestra BO-GU-CH-2.1:

Esta muestra está representada por un 99 % de cristales anhedral y subhedral de dolomita, 0,5 % diópsido cloritizado y 0,3 % de monticelita.

La dolomita presenta maclado romboédrico característico, alta birrefringencia y tamaño de granos que van de 0,1 mm hasta 3 mm. Cristales de diópsido cloritizado de color gris oscuros, habito anhedral y baja birrefringencia (ver figura # 36).



Figura # 35. Muestra BO-GU-CH-2.1. Cristales de dolomita de color gris claro con hábito romboédrico, equigranulares, con tamaño promedio de 2 mm.

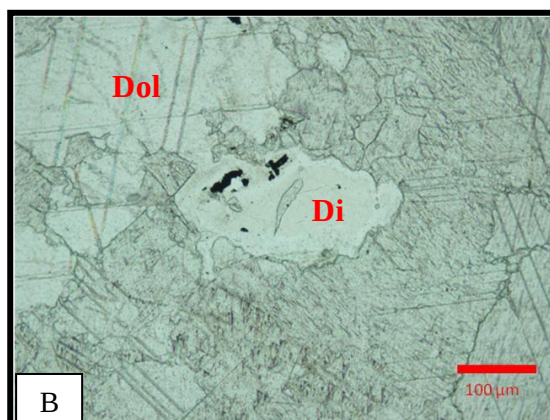
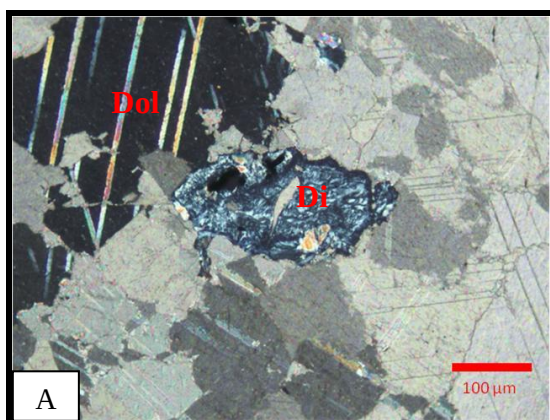


Figura # 36. Muestra BO-GU-CH-2.1: (A) Dolomita y diópsido cloritizado. Objetivo 10X nicoles Cruzados. (B) Nicoles paralelos.

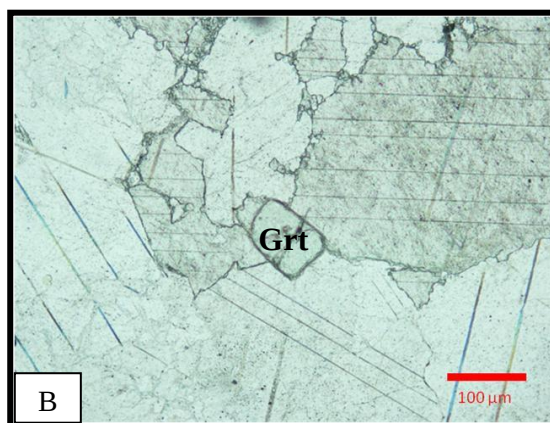
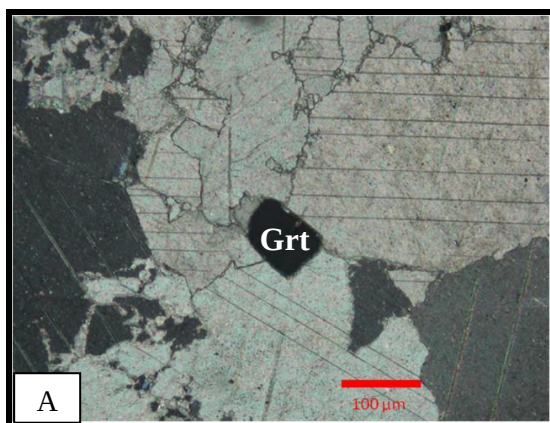


Figura # 37. Muestra BO-GU-CH-2.1: (A) Posible granate, objetivo 10 X nicoles cruzados. (B) Nicoles paralelos.

6.3.2 Muestra Bo-Gu-CH-2.6:

Roca constituida por un 97 % dolomita, 2,4 % diópsido, 0,3 % clorita, 0,3% flogopita.

El color fresco de la roca es gris plomo y el color meteorizado es rojizo pero en zonas muy localizadas. También se observan algunas vetas de un mineral de color crema el cual reacciona con HCL al 10 % pero observándose poca efervescencia (ver figura # 38).



Figura # 38. Muestra Bo-Gu-CH-2.6. Representada por dolomita, diópsido, monticelita, clorita y flogopita. La mayoría de los cristales de dolomita son de 1 mm.

El tamaño promedio de los cristales de dolomita va de 2 mm a 0,2 mm.

Los cristales de diópsido se encuentran alterados a tremolita con hábito elongado acicular y tamaños de elongación que pueden medir hasta 1 mm (ver figura # 39). La flogopita exhibe tamaños de cristales menores a 0,5 mm con hábito laminar. Se observa la presencia de cristales de olivino que van desde 0,5 mm hasta 0,05 mm y algunos están totalmente cloritizados.

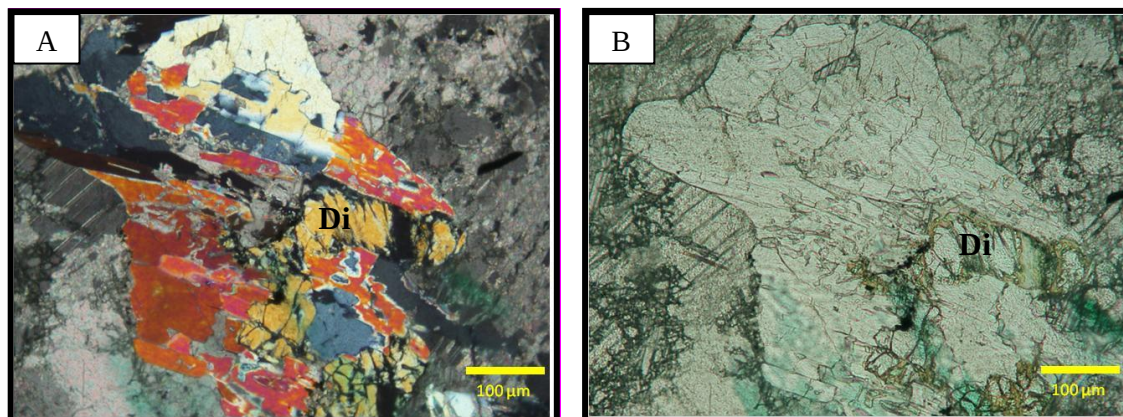


Figura # 39. Muestra Bo-Gu-CH-2.6: (A) Diópsido alterando a tremolita radial, objetivo 10 X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.

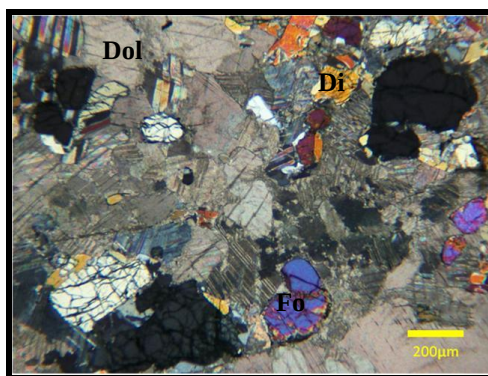


Figura # 40. Muestra Bo-Gu-CH-2.6: Diópsido, dolomita y olivino. Objetivo 4X Nicles cruzados.

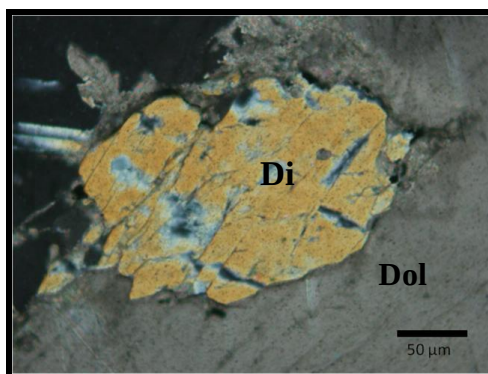


Figura # 41. Cristal de diópsido fracturado de color amarillo, birrefringencia baja, biáxico positivo, hábito subhedral, granular, alto relieve, alrededor dolomita de color gris claro, uniáxico negativo, muy birrefringente (foto tomada en nicoles cruzados y objetivo 20 X).

6.3.3 Muestra BO-GU-CH-3.5 Norte:

Roca constituida principalmente por un 94,5 % de cristales de dolomita, 4,2% de diópsido cloritizado, 0,9 % de monticellita y 0,3 % de olivino serpentinizado.



Figura # 42. Muestra BO-GU-CH-3.5 Norte. Constituida principalmente por cristales de dolomita, olivino serpentinizado y diópsido. Los cristales de dolomita son de color gris claro con hábito romboédrico, equigranulares.

La dolomita presenta hábito anhedral a subhedral, con tamaño de cristales que van de 0,3 a 0,5 mm, por otro lado, el diópsido es subhedral a anhedral, tamaño de los cristales varía de 2 a 0,05 mm con un promedio de 0,2 mm, de alto relieve, birrefringencia moderada (ver figura # 43); en algunas zonas este se observa con textura radial, alterado a clorita radial (ver figura # 44).

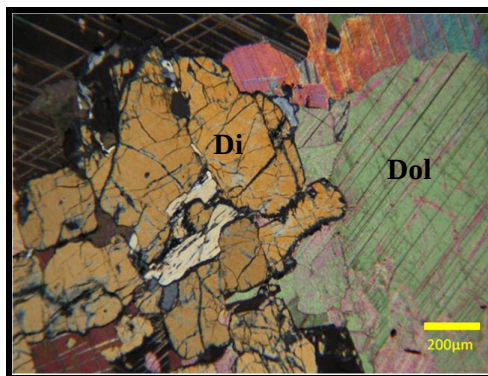


Figura # 43. Muestra BG-CH-3.5 Norte: cristales de diópsido y dolomita. Objetivo 4 X nicoles cruzados.

El olivino se encuentra totalmente cloritizado (aproximadamente un 95 %) con cristales de tamaño menores a 0,05 mm y se encuentra menor al 1 % en toda la muestra (ver figura # 45).

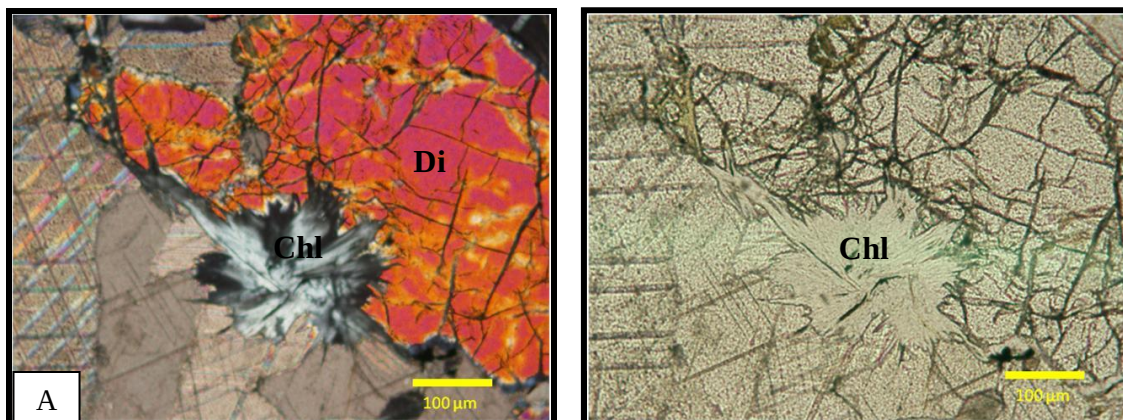


Figura # 44. Muestra BG-CH-3.5 Norte: (A) Clorita radial y diópsido. Objetivo 10 X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.

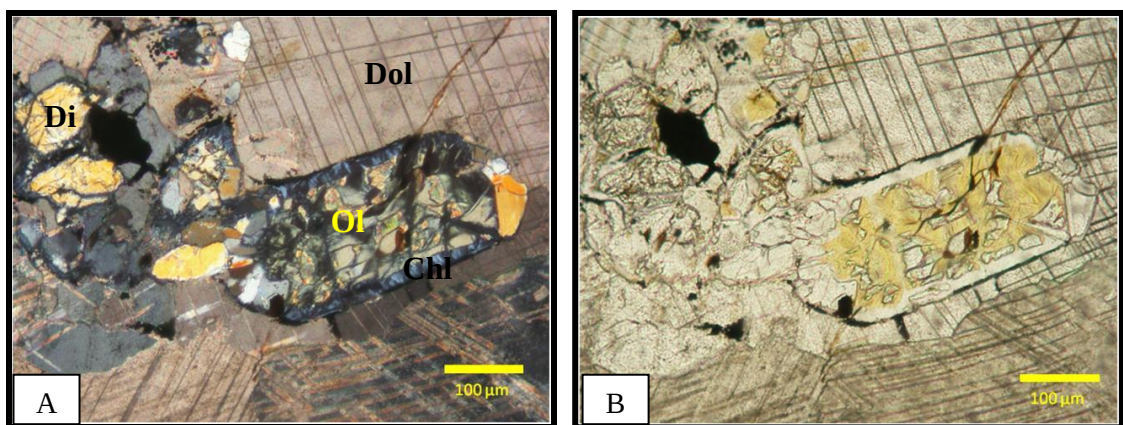


Figura # 45. Muestra BG-CH-3.5 Norte: (A) aureola de clorita alrededor del cristal de olivino, olivino serpentizado, diópsido y dolomita. Objetivo 10 X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.

6.3.4 Muestra BO-GU-CH-3.5 Sur:

Roca de color gris constituida por 96,4 % de dolomita, 2,4 % tremolita, 0,9 % diópsido cloritizado y 0,3 % flogopita. Cristales de dolomita de 2 mm en su mayoría anhedrales algunos subhedrales.



Figura # 46. Muestra BO-GU-CH-3.5 Sur. Color gris azulado claro a medio y brillo perlino. Representada por dolomita, tremolita, diópsido cloritizado y flogopita.

La dolomita con hábito romboédrico y tamaños de cristales que van de 3 a 0,5 mm. Los cristales de tremolita con longitud hasta de 3 mm, hábito acicular radial, maclas polisintéticas, orientación positiva, relieve moderado, birrefringencia moderada (ver figura # 47).

Los diópsidos que están cloritizados no pasan el 0,5 % en la muestra, con cristales de tamaño alrededor de 0,5 mm los cuales están sumamente cloritizados.

En la figura # 48 se aprecia la existencia de olivino serpentizado el cual exhibe una aureola de cloritización similar a las vistas en los especímenes BO-GU-CH-3.4 y BO-GU-CH-3.5 norte.

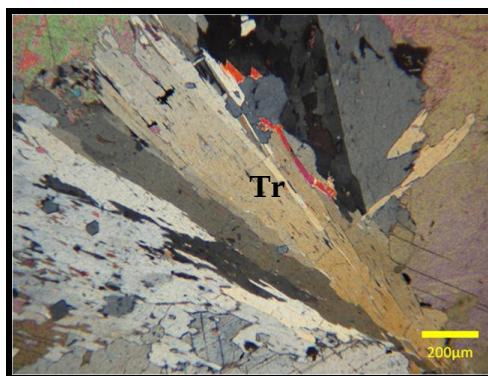


Figura # 47. Muestra BG-CH-3.5 Sur: cristal de tremolita con hábito acicular radial y maclas polisintéticas. Objetivo 4 X nicoles cruzados.

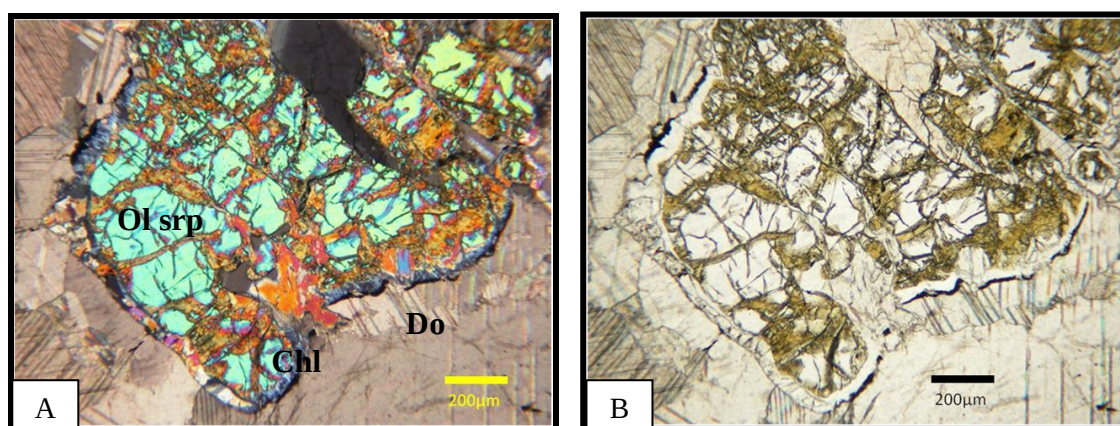


Figura # 48. Muestra BG-CH-3.5 Sur: (A) olivino serpentizado, aureola de clorita y alrededor dolomita. Objetivo 4 X nicoles cruzados. (B) Nicoles paralelos.

6.3.5 Muestra Cerro Hacha M-3:

La muestra fue dividida en dos zonas:

Zona A: Representada por un 73,61 % dolomita, 20,83 % diópsido cloritizado, 4,86 % monticellita y 0,69 % tremolita.

La mayor parte de los cristales de diópsido tienen tamaños que están entre 1 y 0,5 mm, granulares, anhedrales y se encuentran cloritizados (ver figura # 50).

El tamaño de grano de la dolomita es de 0,5 a 2 mm.

La monticelita presenta cristales de 0,5 mm en promedio, granulares, anhedrales.

Zona B: Constituida por un 90,07 % dolomita y 9,25 % diópsido cloritizado.

La dolomita presenta cristales anhedral a subhedral, con tamaño de 4 a 0,5 mm (la mayoría de los cristales es de 3 mm).

El diópsido es granular con cristales de tamaño que van de 1 a 0,2 mm con un promedio de 0,5 mm.



Figura # 49. Muestra CH M-3

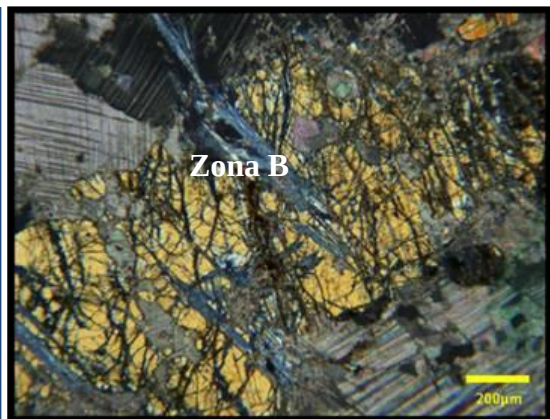


Figura # 50 Muestra CH-M3. Dolomita y diópsido cloritizado. Objetivo 4 X nicol cruzados.

6.3.6 Muestra BG-CH-1.2B:

La muestra fue dividida en dos zonas:

Zona 1: Representada por un 38,81 % tremolita, 27,84 % condrodita, 25,31 % dolomita, 4,22 % monticelita, 2,53 % talco y 1,26 % tremolita con habito de diópsido cloritizado.

El tamaño de los cristales va de 2 mm a 0,5 mm, su mayoría es de 1 mm.



Figura # 51. Muestra BG-CH-1.2B.

La condrodita tiene habito subhedral con maclado polisintético tipo albita, relieve moderado y figura de interferencia biaxial, con ángulo 2B alto positiva (ver figura # 52).

La tremolita tiene hábito acicular, macla polisintético tipo albita se encuentra alterado a talco en forma de fibras, de 0,2 mm de longitud, formando un aspecto fibroso (ver figura # 53).

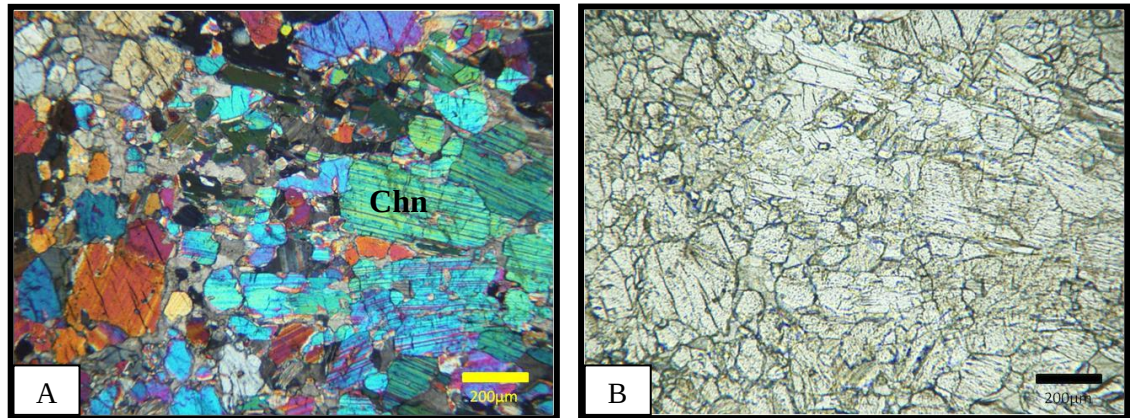


Figura # 52. Muestra BG-CH-1.2B: (A) Condrodita, objetivo 4X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.

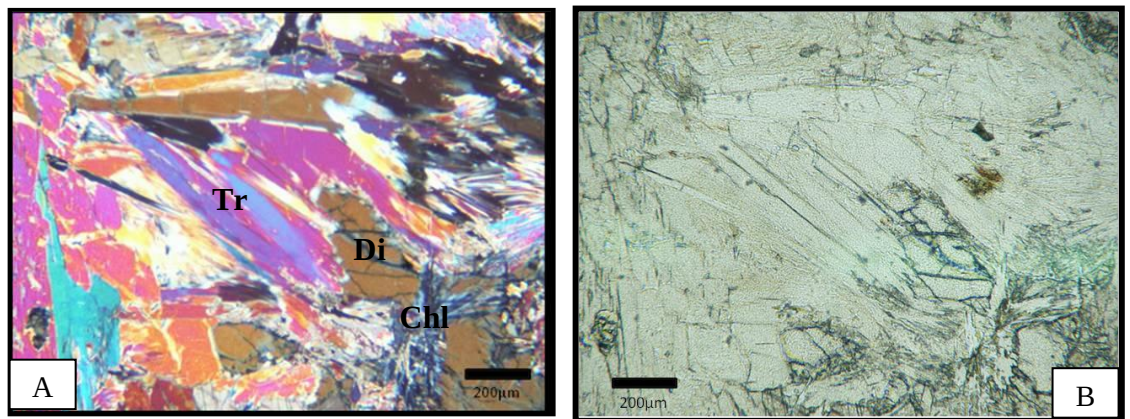


Figura # 53. Muestra BG-CH-1.2B: (A) Diópsido alterando a tremolita y esta última cloritizada, presencia de talco, fotografía tomada con objetivo de 4 X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.

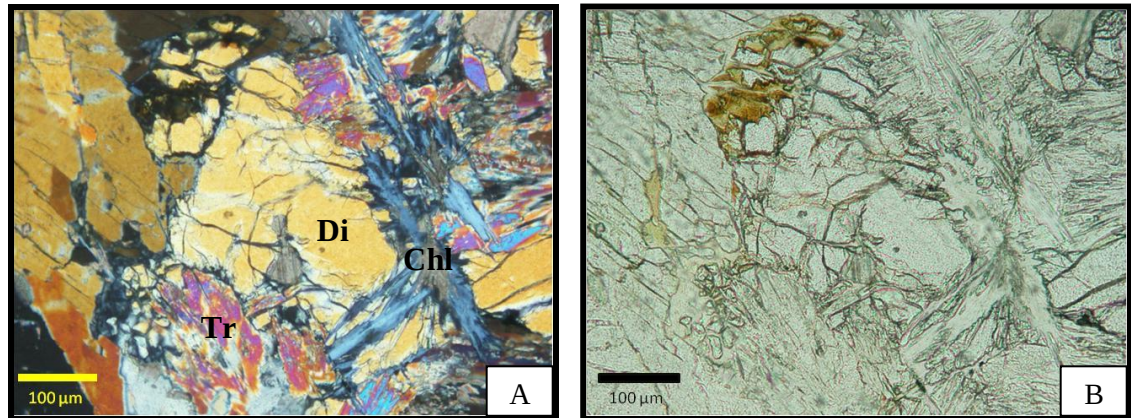


Figura # 54. Muestra BG-CH-1.2B: (A) tremolita, diópsido, clorita radial, objetivo 10 X nicoles cruzados. (B) Nicles Paralelos.

La monticelita presenta cristales anhedrales granulares, relieve moderado, birrefringencia baja de gris de primer orden, figura de interferencia biaxial negativa y el tamaño de la mayoría de los cristales es de 0,5 mm (ver figura # 55).

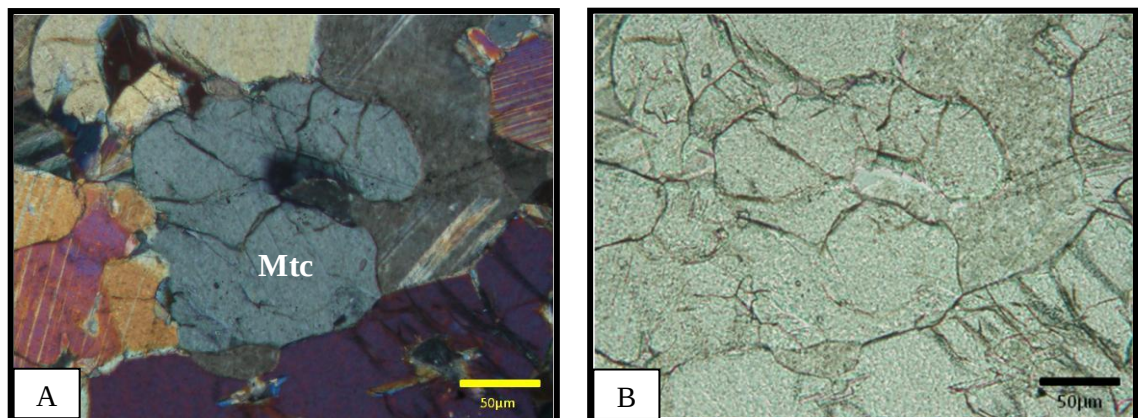


Figura # 55. Muestra BG-CH-1.2B: (A) Monticelita, objetivo 20 X nicoles cruzados. (B) Nicles Paralelos.

Zona 2: 67,31 % dolomita, 30,77 % olivino fresco y 1,92 % flogopita.

En el contacto los olivinos son anhedrales de aproximadamente 0,5 a 1 mm. Dolomita va de 0,5 a 2,5 mm.

En la tabla # 6 se muestran las composiciones correspondientes a los resultados obtenidos mediante microscopía electrónica de barrido (EDS) para la muestra BG-CH-1.2B. Los análisis puntuales realizados sobre esta muestra arrojan la presencia de los minerales olivino, calcita, dolomita, tremolita, monticelita, óxido de manganeso y posible hematita o magnetita.

Vale la pena destacar la presencia de calcita y óxidos de hierro y manganeso, pues estos minerales no se habían observado en las muestras anteriores. Esto podría deberse a que en este espécimen estos minerales se encuentran en mayor abundancia.

Las figura # 56 muestra la imagen obtenida por esta técnica para la muestra, donde se ve claramente la presencia de tres fases (olivino, calcita y tremolita) bien diferenciadas por la tonalidad de grises y diferente textura. Por último en la figura # 57, se aprecian los espectros correspondientes a la composición química de los minerales observados.

Tabla # 5. Composición química y mineralógica de la muestra BG-CH-1.2B.

Muestra	Olivino	Tremolita	Monticellita	Oxido de Mn
Óxidos (wt %)	±0,01	±0,01	±0,01	±0,01
SiO ₂	41,13	54,26	21,51	0,55
Al ₂ O ₃	-	0,09	-	0,30
FeO	3,76	0,71	1,17	8,42
MnO	2,17	1,03	1,27	76,10
MgO	52,84	18,49	27,38	12,94
CaO	0,11	25,41	48,67	1,68

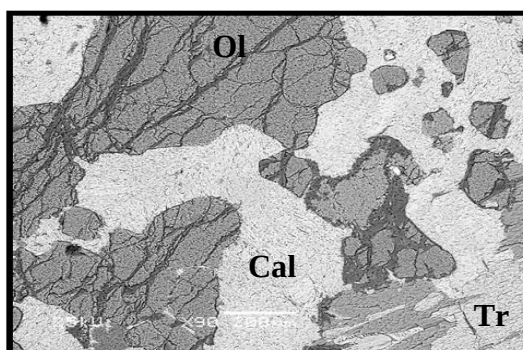


Figura # 56. Imagen de electrones retrodispersados de minerales. Presencia de tres fases bien diferenciadas por la tonalidad de grises y diferente textura. Cristal de olivino, de color gris oscuro fracturado, conservado dentro de calcita de tono gris claro. En la zona inferior derecha de la imagen tremolita.

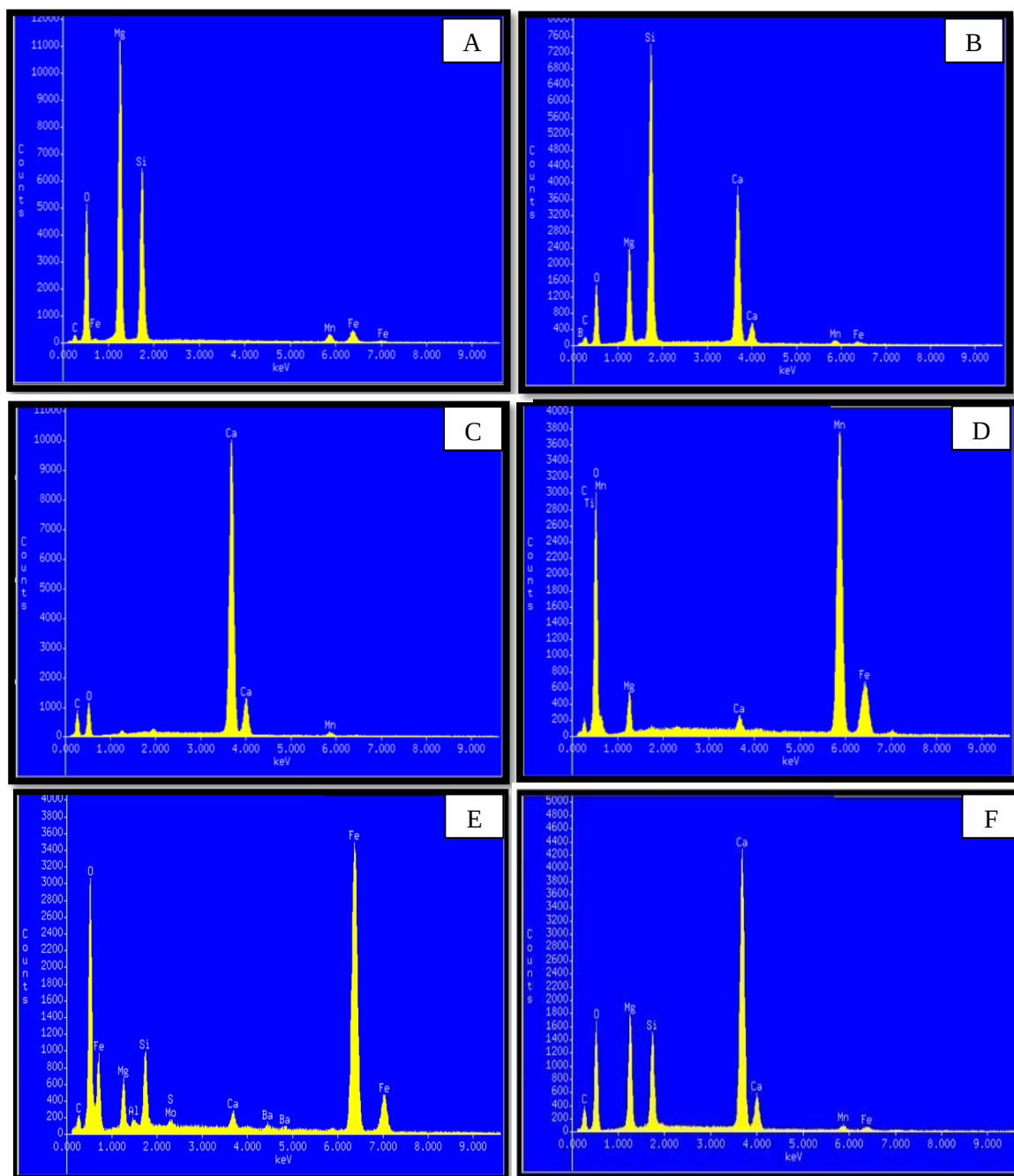


Figura # 57. (A) Espectro de rayos X característico de forsterita por SEM-EDS. (B) Espectro tremolita. (C) Espectro de calcita. (D) Espectro posible óxido de manganeso. (E) Espectro de posible magnetita o hematita. (F) Espectro de monticelita.

6.3.7 Muestra Bo-Gu-AB-2.3:

La muestra es de color gris claro, constituida por un 90,18 % de dolomita, 6,13 % diópsido, 1,22 % olivino serpentizado, 1,22 % monticellita, 1,22 % posible condrodita.



Figura # 58. Muestra Bo-Gu-AB-2.3. Constituida por dolomita, diópsido, olivino serpentizado, monticelita y posible condrodita.

Los cristales de dolomita varían en su tamaño de 0,2 mm a 3 mm. Dentro de la matriz dolomítica se observan cristales de diópsido los cuales presentan habito subhedral a anhedral, todos los diópsidos están rodeados por una corona menor a 0,02 mm de calcita, biáxica positiva (+), birrefringencia moderada, relieve moderada, clivaje en 2 direcciones a 90° y el tamaño de los granos varia de 2 mm a 0,05 mm con un promedio de 0,2 mm (ver figura # 59 y 60).

También se observó la presencia monticelita como cristales subhedrales, elongados, con variedad de tamaños que van de 0,5 mm de largo y 0,2 mm de ancho hasta cristales menores a 0,2 mm de largo. Todos los cristales presentan una corona de clorita de 0,1 mm.

Hay presencia de olivino fresco y olivino serpentizado (ver figura # 59). Los tamaños de los cristales en el olivino serpentizado, son muy parecidos a los del diópsido, presentan habito anhedral, alto relieve (0,3 mm), muy fracturados y estas están rellenas de serpentina. Existen algunos cristales que van hasta 0,05mm.

Se observan cristales de flogopita embebidos en dolomita que van desde 0,2 mm hasta 1 mm que representan un porcentaje menor a 1% de la muestra (ver figura # 61).

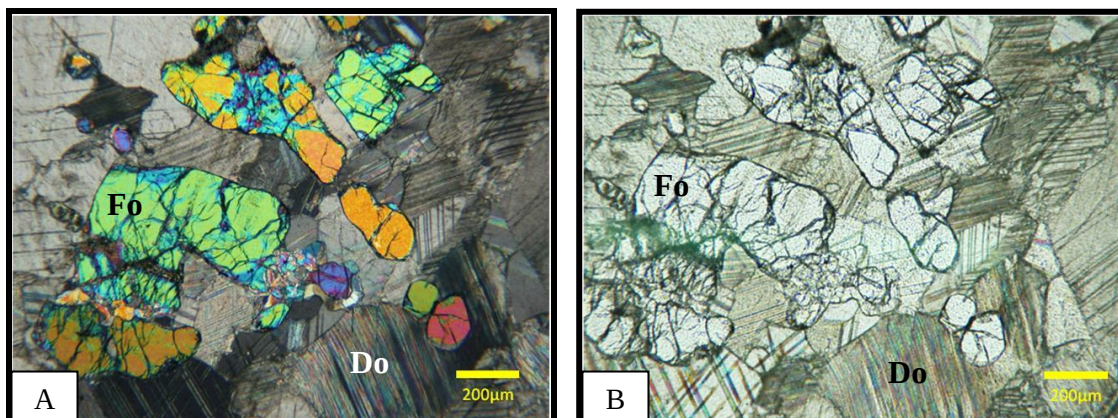


Figura # 59. Muestra Bo-Gu-AB-2.3: (A) Se observan cristales de olivino frescos (Forsterita) rodeado de dolomita distribuidos en el centro de una de las caras del mármol, objetivo 4 X nicoles cruzados. (B) Fotografía tomada en luz plano-polarizada, muestra la morfología típica de los cristales de olivino: las fracturas irregulares y la ligera alteración a lo largo de dichas fracturas son características de este mineral.

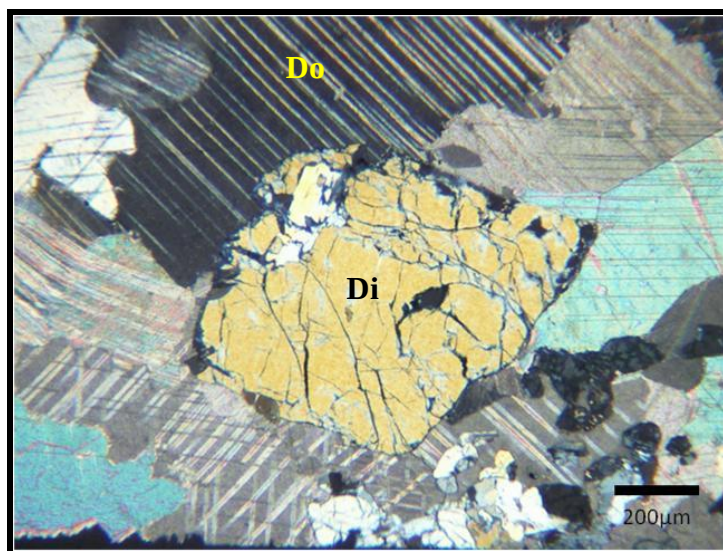


Figura # 60. Muestra Bo-Gu-AB-2.3: Cristal de diópsido granular rodeado de dolomita. Nicles cruzados, objetivo 4 X.

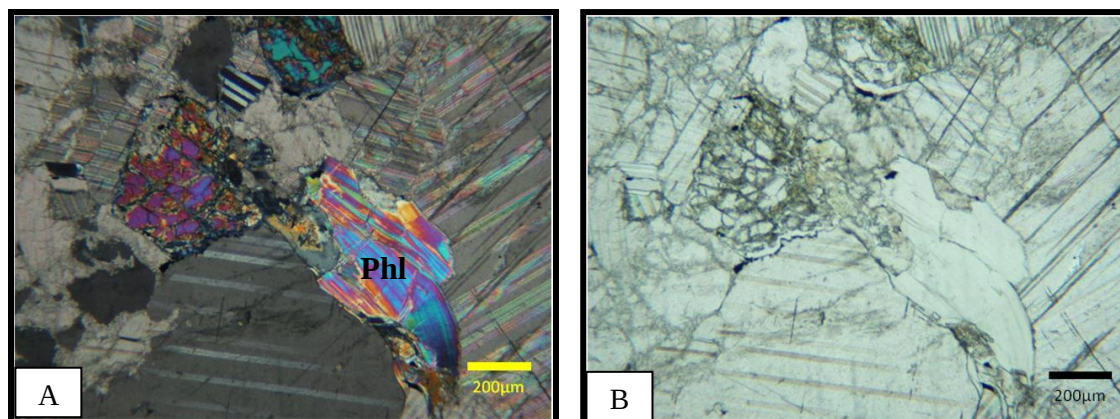


Figura # 61. Muestra Bo-Gu-AB-2.3: (A) Cristal flogopita conservado dentro de un cristal de dolomita. En la fotografía tomada con nicoles cruzados, los cristales de flogopita presentan un color de interferencia azulado-amarillo-morado, mientras que la dolomita se observa gris. (B) Fotografía luz plano polarizada, objetivo 4X.

En la tabla # 7 se muestra la composición correspondiente a los resultados obtenidos mediante microscopía electrónica de barrido (EDS) para la muestra Bo-Gu-AB-2.3. La figura # 62 muestra la presencia de fases minerales observadas anteriormente por el análisis petrográfico como dolomita, calcita y forsterita con sus correspondientes espectros. Sin embargo, se reconoció otras fases minerales presente en esta muestra como: pirita (ver figura # 63), la cual no se había identificado anteriormente; y hematita (figura # 64) identificada en la muestra Bg-CH-1.2B.

Tabla # 6. Composición química y mineralógica de forsterita y feldespato potásico.

Muestra	Forsterita	Feld-K
Óxidos (wt %)	±0,01	±0,01
SiO ₂	39,38	64,59
Al ₂ O ₃	-	18,97
Fe ₂ O ₃	8,30	-
MnO	2,40	0,12
MgO	49,48	-
CaO	0,08	0,34
Na ₂ O	0,34	0,24
K ₂ O	0,02	15,74

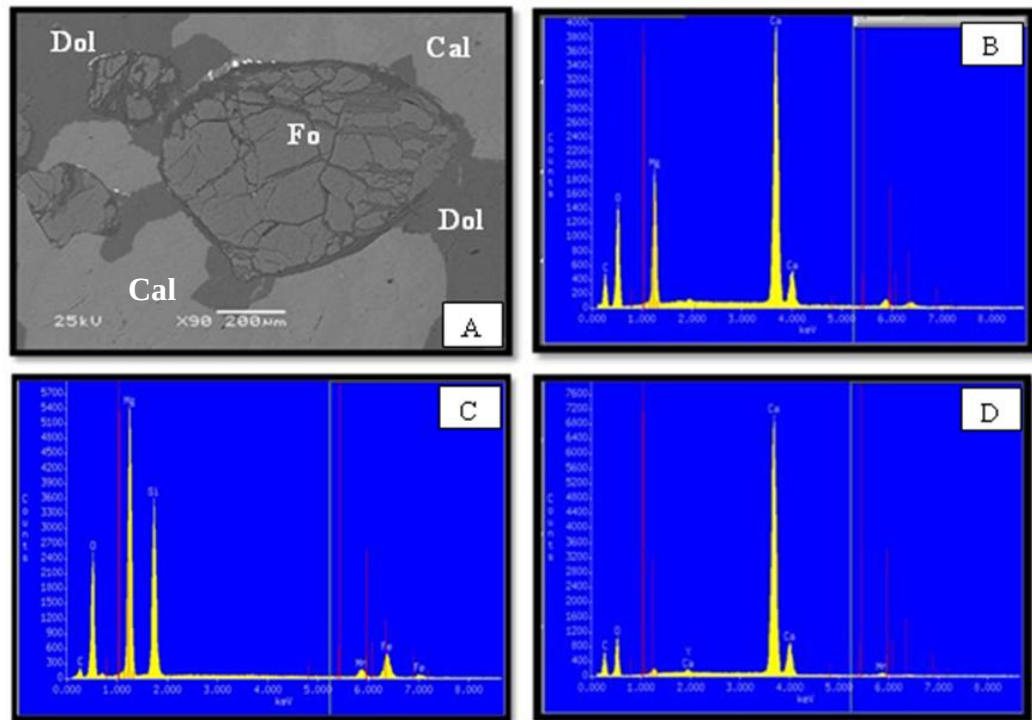


Figura # 62. (A) Imagen de electrones retrodispersados de minerales, donde se observan tres fases de acuerdo a las tonalidades de grises (calcita, olivino y dolomita). Nótese en el centro de la imagen se encuentra un cristal de olivino subhedral fracturado de tonalidad gris clara, rodeado a él calcita con un tono de gris más claro y dolomita un tono de gris más oscuro distribuido en toda la imagen. (B) Espectro de rayos X característico de dolomita por SEM-EDS. (C) Espectro de rayos X característico de calcita X por SEM-EDS. (D) Espectro de olivino (Forsterita).

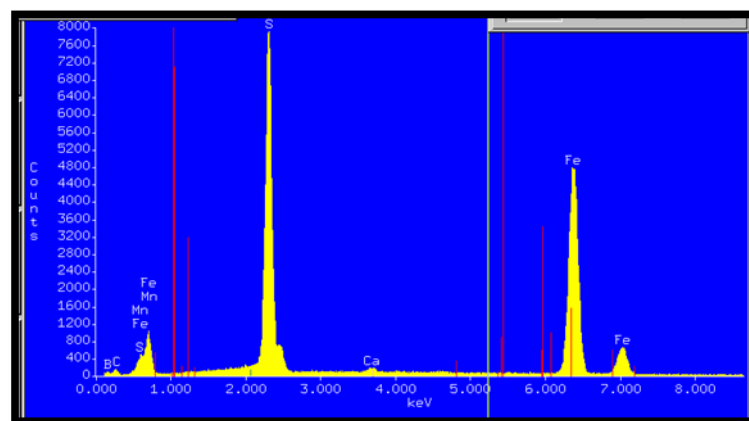


Figura # 63. Espectro de composición química de la pirita. De acuerdo a lo que se observa en el espectro, encontramos que la composición de esta fase está dada por hierro y azufre que corresponde a fase de pirita.

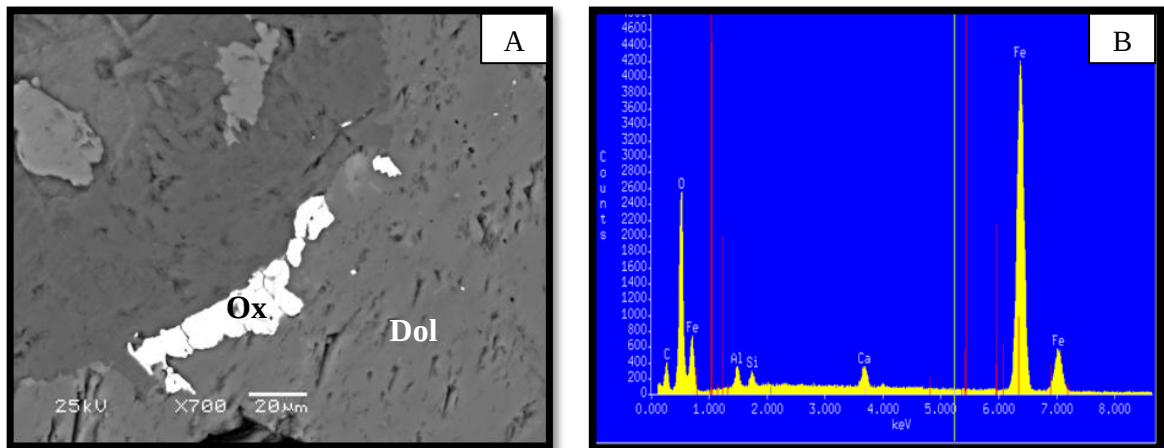


Figura # 64. (A) Imagen de electrones retrodispersados donde se distinguen dos fases posible magnetita o hematita, presente en el centro de la imagen de color blanco con elevado brillo y dolomita con una tonalidad gris clara. (B) Espectro de rayos X característico de posible hematita o magnetita por EDS.

En estos especímenes se observa la presencia de forsterita, sin embargo, en la mayoría de los casos estos están altamente serpentinizados, lo que indica un evento posterior a la formación de olivino (formado en metamorfismo regional), que propiciaron la hidratación de este mineral.

En la figura # 45 se observa claramente un cristal de olivino serpentinado y a su vez rodeado de una aureola de clorita. Esto pudiera explicarse asumiendo un proceso gradual de aumento en las condiciones de P y T que pudo haber llegado a presiones de 5 Kbar y 700 °C con la formación de forsterita a partir de la reacción de dolomita con sedimentos silíceos, como ya se explico. Por posterior al climax del metamorfismo, ocurrió un descenso de las condiciones de P y T originándose un proceso de metamorfismo retrogrado, pues hay evidencia de minerales como diópsido y flogopita en estas muestras (ver figura # 41, 43, 45, 60, 61) que indican condiciones de temperatura alrededor de 500 °C.

Este proceso pudo deberse como ya se mencionó por levantamiento de la secuencia litológica llevando el mármol a zonas cercanas de la superficie, así al tiempo que sucede este metamorfismo retrogrado pudo haber ocurrido la entrada de agua en el sistema por fracturas asociadas a la decompresión favoreciéndose a

la posterior serpentización y cloritización observada en los cristales de diópsido y olivino.

Por otro lado, en este conjunto de muestras también existe la presencia de minerales típicos de metamorfismo de contacto tales como: monticelita, tremolita y condrodita (ver figuras # 47, 52, 53, 55), los cuales evidentemente no se formaron antes del metamorfismo regional, por lo que existe entonces un evento metamórfico posterior a este metamorfismo con temperaturas menores a los 600°C y presencia de agua en el sistema. Este último evento, podría estar asociado a la presencia del dique observado en Cerro Hacha; más aun la presencia de talco (mineral típico de metamorfismo de contacto) encontrado en la muestra BO-GU-CH-1.2B (ver figura # 53).

La secuencia de eventos interpretada en base a estas paragénesis quedaría entonces resumida en la figura # 65, donde se observa formación de flogopita, tremolita y forsterita durante metamorfismo regional y luego la serpentización y cloritización de estas fases durante el metamorfismo retrogrado y la apertura del sistema a fluidos acuosos. Por último, la formación de minerales típicos de metamorfismo de contacto durante un evento intrusivo posterior.

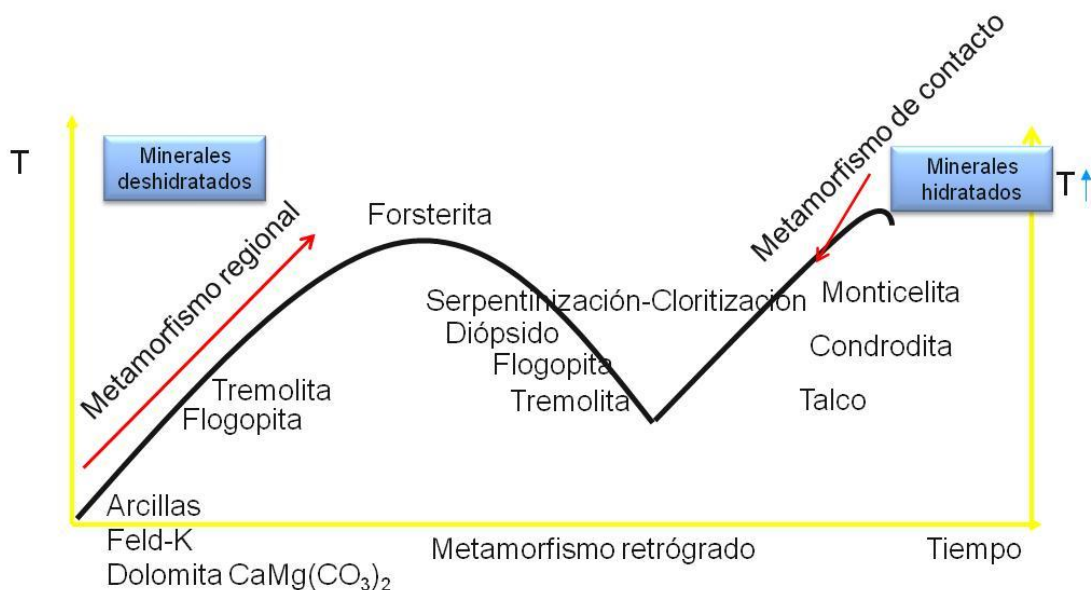


Figura # 65. Esquema general de eventos ocurridos durante la historia del mármol dolomítico de Guacuripia, mostrando la variación en temperatura a través del tiempo y su relación con la formación de las distintas paragénesis minerales encontradas.

6.4 Mármoles dolomíticos forsteríticos bandeados (C-1 y C-2).

Las dos muestras que se describen a continuación fueron separadas del resto por presentar bandas alternadas de tonalidades de claras y oscuras.

6.4.1 Muestra C-1:

Mármol dolomítico caracterizado por presentar dos bandas diferenciables en base a su color: bandas de color oscuro compuestas por olivino serpentizado y calcita con hábito granular. Por otra parte las bandas de color claras están compuestas por cristales euhedrales, romboédricos de color blanco a gris claro (ver figura # 66).



Figura # 66. Muestra C-1. Obsérvese el bandeamiento en la roca diferenciable claramente.

En función del bandeamiento exhibido por la roca, esta fue dividida en cuatro submuestras para su análisis. Las submuestras C-1-A y C-1-C correspondiente a horizontes oscuros y las muestras C-1- B y C-1-D a horizontes claros de acuerdo al siguiente esquema:



Se obtuvieron los siguientes resultados:

Horizontes claros (C-1-B y C-1-D):

En la submuestra C-1-B se identificaron y cuantificaron mediante análisis modal los siguientes minerales: 96,06% dolomita, 1,57% diópsido, 1,57% tremolita y 0,79% olivino serpentinizado.

En la submuestra C-1-D se identificaron y cuantificaron los minerales: dolomita 97,56% y tremolita 2,44.

Como se observa en la figura # 67 la dolomita en estos horizontes es anhedral y su tamaño es bastante equigranular con cristales de 0,5 hasta 4 mm siendo la mayoría de los cristales de 3 mm. El tamaño máximo de cristales de tremolita y de olivino serpentinizado es de 0,5 mm.

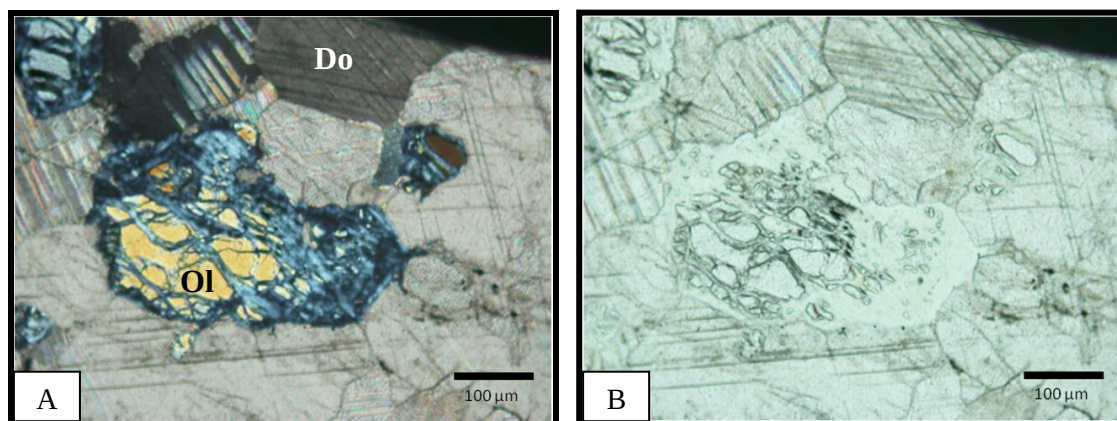


Figura # 67. Muestra C-1. (A) (Banda clara) A la izquierda se puede observar la textura “mesh” con serpentina (color oscuro) reemplazando un único cristal de olivino (color claro) a lo largo de grietas irregulares en el mineral. Cristal diópsido cloritizado conservado dentro de un cristal de dolomita, fotografía tomada con objetivo de 10 X en nicoles cruzados. (B) Nicoles paralelos.

Horizontes oscuros (C-1-A y C-1-C):

En la submuestra C-1-A se identificaron y cuantificaron por análisis modal los minerales: dolomita 56,13% y olivino serpentinizado 43,87%.

En la submuestra C-1-C se identificaron y cuantificaron los siguientes minerales: 59,35% dolomita, 39,25% olivino serpentinizado y 1,40% diópsido.

Los olivinos son granulares anhedrales y se encuentran serpentinizados un 90-95%, su tamaño varía desde 1,5 mm hasta 0,2 mm siendo la mayoría de 1 mm. En

algunos cristales se observan restos de olivino. La calcita varía desde 0,3 a 3 mm con la mayoría de cristales de 1 mm (ver figura # 68).

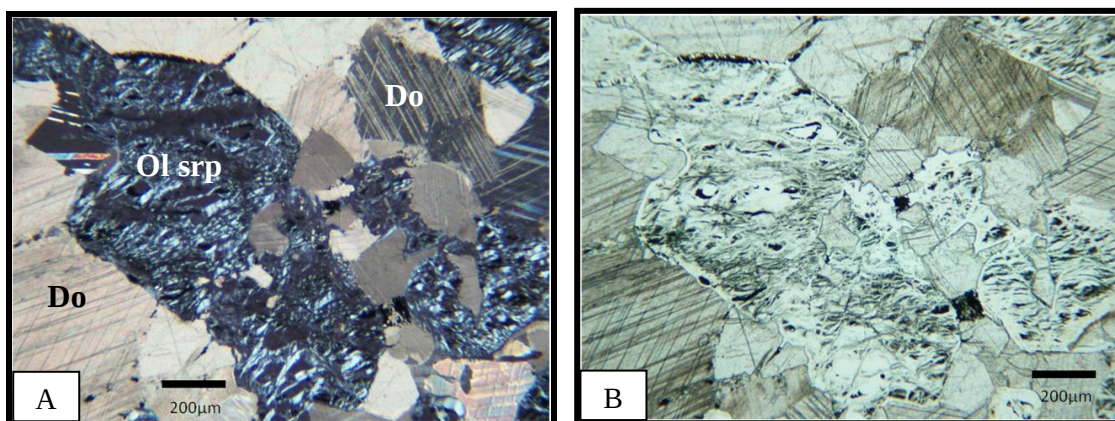


Figura # 68. Muestra C-1. (A) (Banda oscura) Olivino serpentizado rodeado de dolomita, muestra colores de interferencia de primer orden y estructura reticulada. Objetivo 4X nicoles cruzados. (B) nicols paralelos.

En la tabla # 8 se muestra la composición correspondiente a los resultados obtenidos mediante microscopía electrónica de barrido (con detector EDS) para la muestra C1. La figura # 69 muestra las fases minerales observadas en la banda oscura de la muestra C-1 con sus espectros correspondientes (calcita, dolomita, forsterita, posible hematita).

Tabla # 7. Composición química y mineralógica de forsterita y tremolita (muestra C-1).

Muestra	Forsterita	Tremolita
Óxidos (wt %)	±0,01	±0,01
SiO ₂	45,80	58,94
Al ₂ O ₃	-	0,02
FeO	6,68	0,89
MnO	0,32	0,65
MgO	47,03	24,31
CaO	0,16	15,18

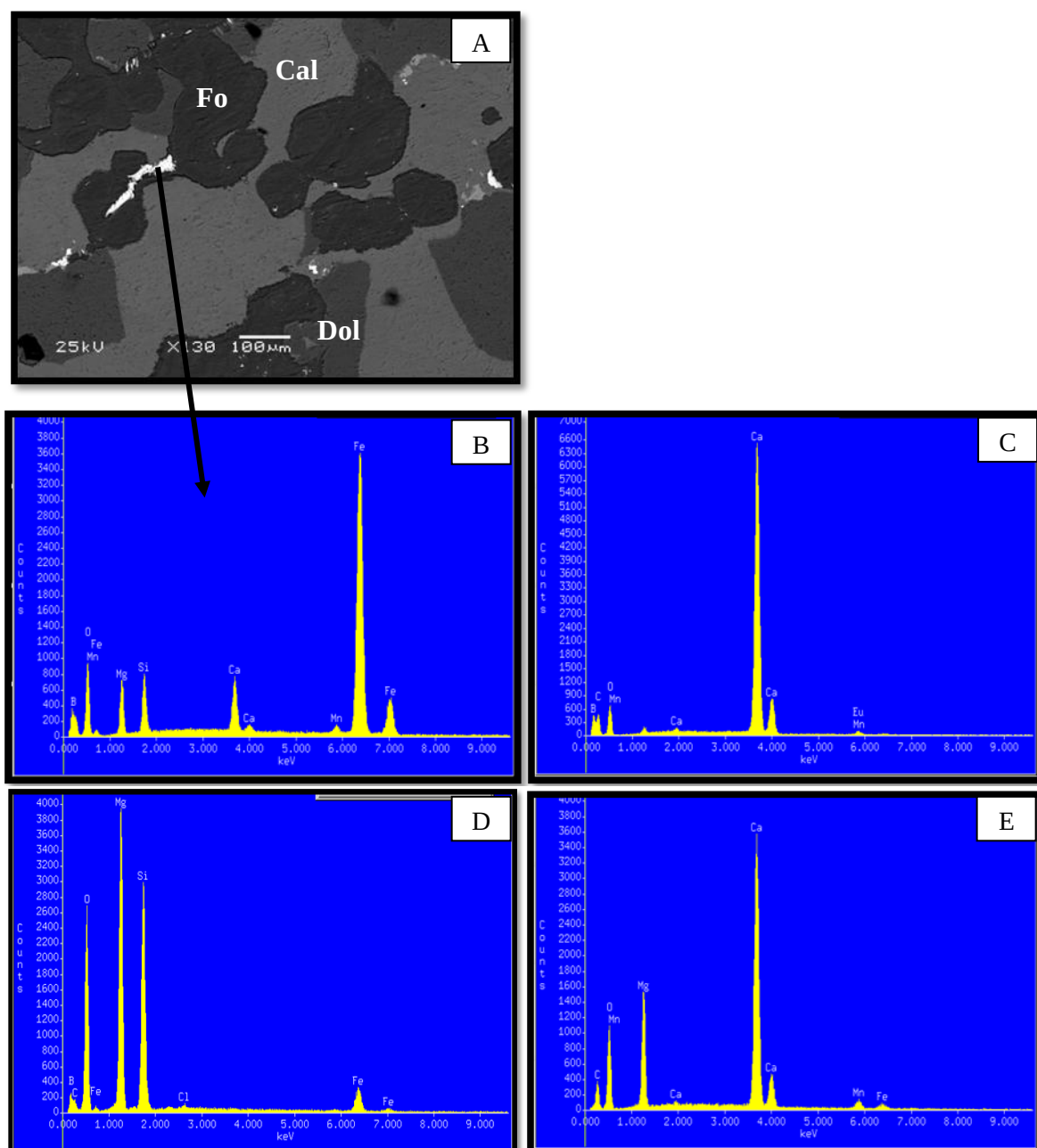


Figura # 69. Muestra C-1 banda oscura. (A) Imagen de electrones retrodispersados. De acuerdo a las tonalidades de grises se observan 3 fases de calcita, dolomita y olivino (fosfoterita). Dentro del cristal de forsterita existe un cristal de color blanco brillante que posiblemente sea hematita. (B) Espectro de rayos X característico de hematita por EDS. (C) Espectro de rayos X característico de calcita por EDS. (D) Espectro de rayos X característico de olivino serpentizado por EDS. (E) Espectro de dolomita.

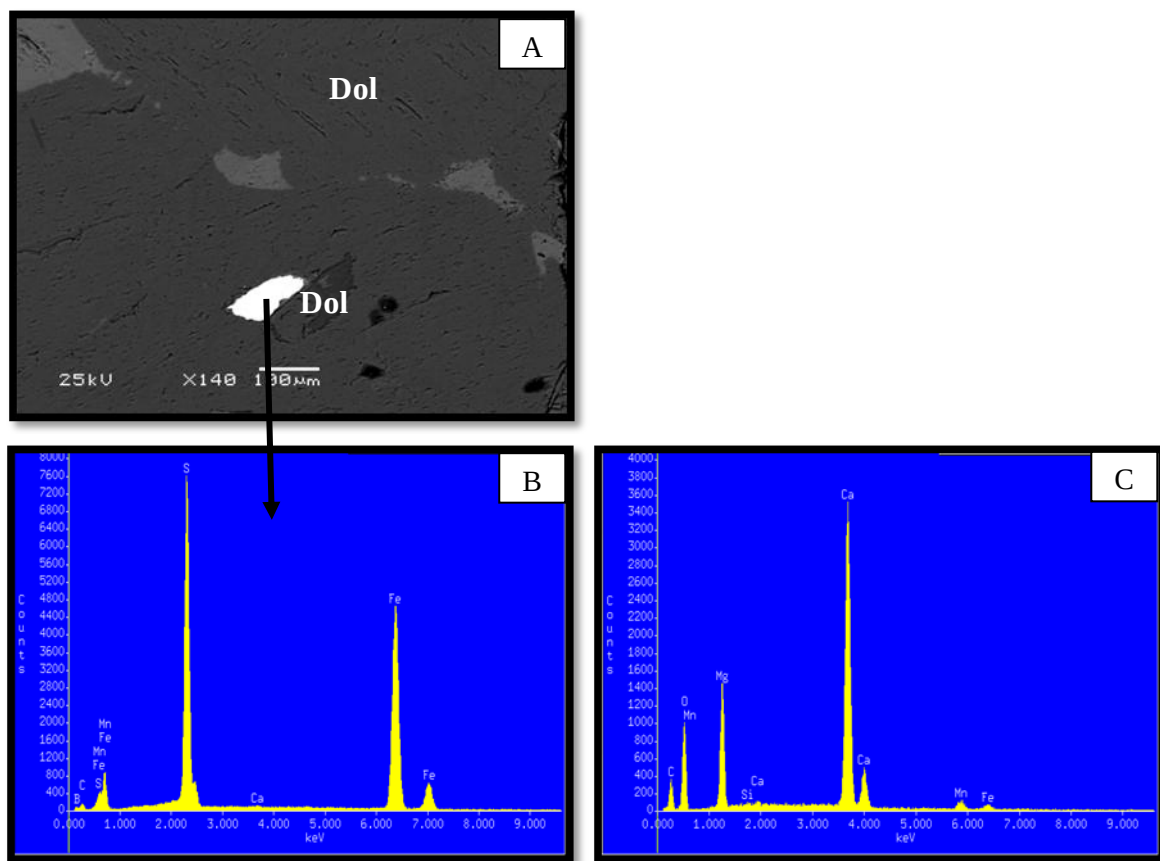


Figura # 70. (A) Imagen de electrones retrodispersados de minerales. Cristal de pirita rodeado o embebido dentro de una matriz de dolomita. (B) Espectro de pirita, encontramos que la composición química de esta fase está dada por hierro y azufre que corresponde a fase de pirita. (C) Espectro de dolomita.

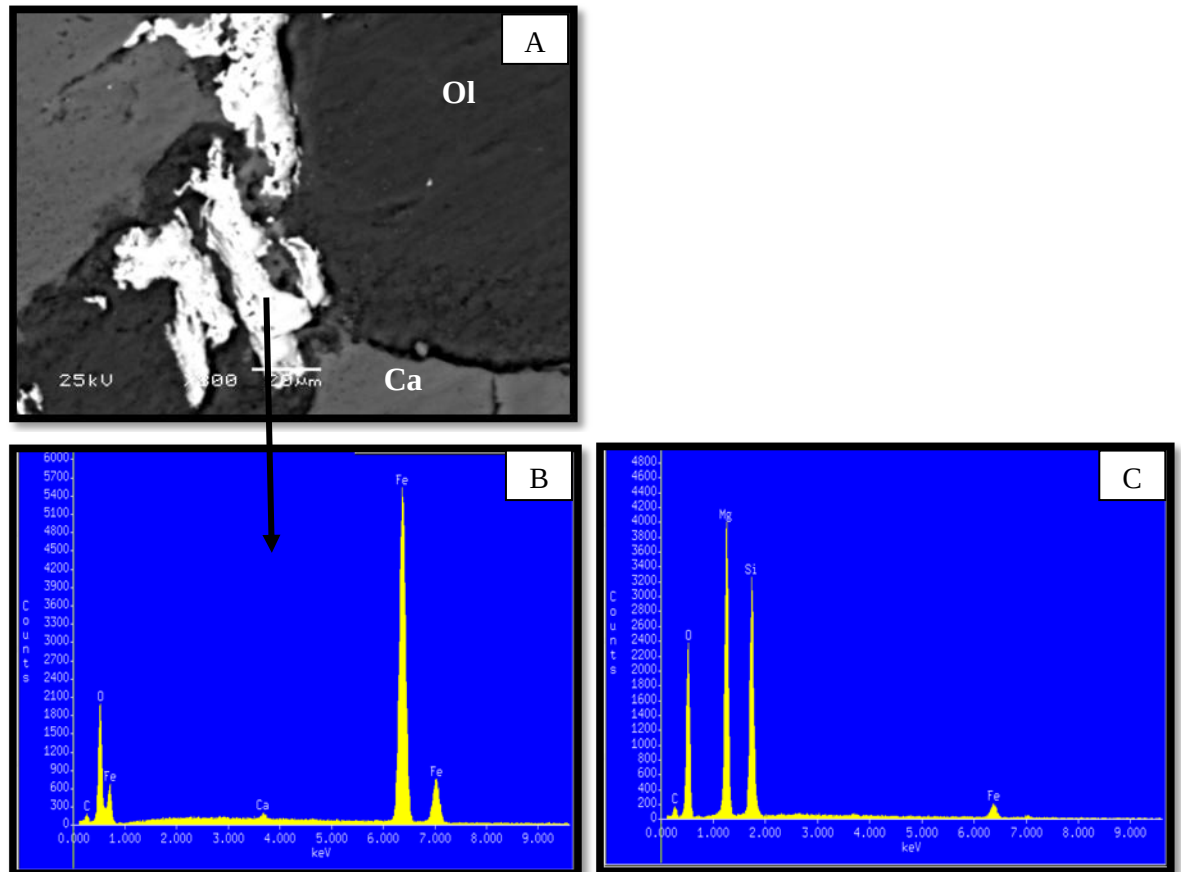


Figura # 71. (A) Imagen de electrones retrodispersados de minerales. De acuerdo a las tonalidades de grises se observa la presencia de tres fases olivino, calcio y magnetita. (B) Espectro de rayos X característico posible magnetita por EDS. (C) Espectro de forsterita.

6.4.2 Muestra C-2:

Esta muestra se caracteriza por presentar bandas oscuras enriquecidas en micas con algo de dolomita, bandas claras de dolomita con hábito granular y bandas discontinuas de aproximadamente 5 mm de clorita en forma de bouding desarrollando un plano de foliación (ver figura # 72).



Figura # 72. Muestra C-2.

Los análisis petrográficos revelan la existencia de cristales de flogopita con tamaños que van de 0,1 mm a 1,5 mm, con un promedio de 0,5 mm, se encuentran alineadas formando bandas discontinuas y paralelas de aproximadamente 0,1 mm de espesor dándole a la roca un aspecto bandeado. Las otras bandas están constituidas por dolomita anhedrales a subhedrales con tamaño de grano que varía de 3 mm a 0,5 mm. La mayoría de los cristales de dolomita presentan inclusiones de flogopita de 0,1 mm y un mineral opaco de 0,1 mm (ver figuras # 73 y 74).

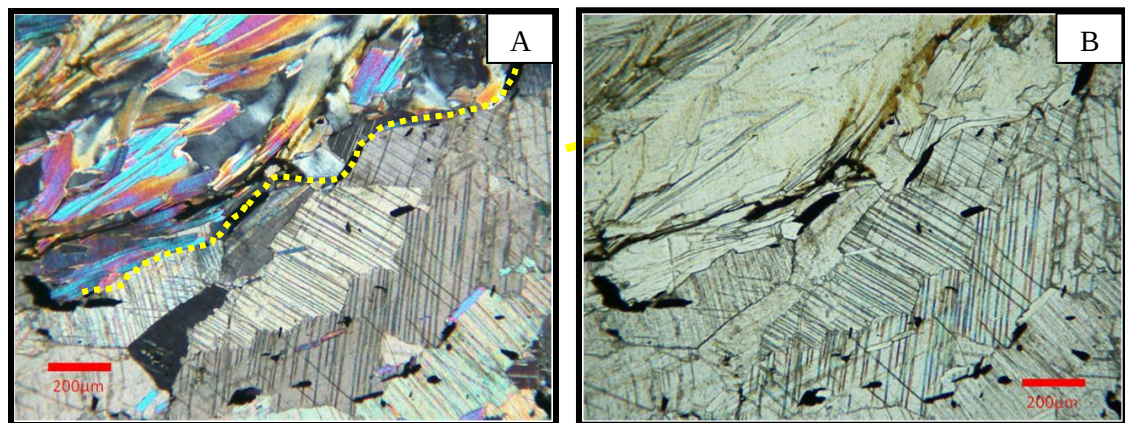


Figura # 73. Muestra C-2: (A) Contacto entre la banda nematoblastica-lepidoblastica-mármol bandeado, objetivo 4 X nicols cruzados. (B) Nicols paralelos.

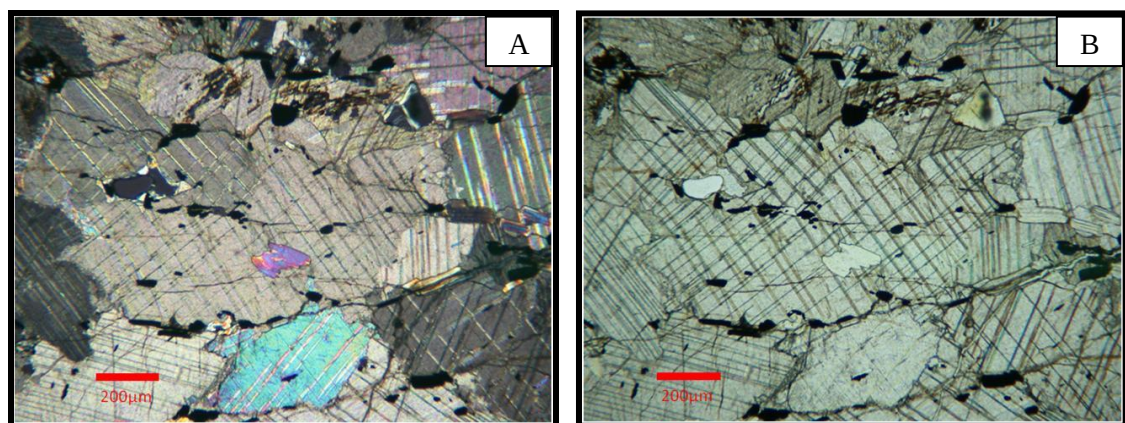
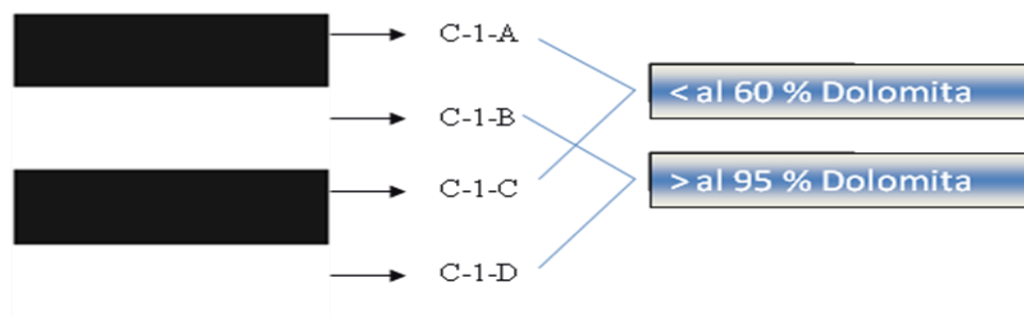


Figura # 74. Muestra C-2: (A) Dolomita con fracturas paralelas a los planos de foliación. Objetivo 4X nicols cruzados. (B) Nicols paralelos.

Discusión general de los resultados obtenidos en el apartado 6.4:

De estos resultados se destaca el hecho de que la composición de las bandas claras en la muestra C-1 están constituidas casi en su totalidad por dolomita (más del 95%) con concentraciones menores de minerales calcosilicatados, mientras que las bandas oscuras presentan una concentración de dolomita mucho más baja (menor al 60%) y una concentración de olivino superior al 40%. La presencia de bandeamiento en la roca, apunta a una posible estratificación en el material que dio origen a la roca metamórfica; autores como Drovenick (1967) y Morrisón (1953) postulan un origen sedimentario para este mármol y estas observaciones apoyan esta idea.



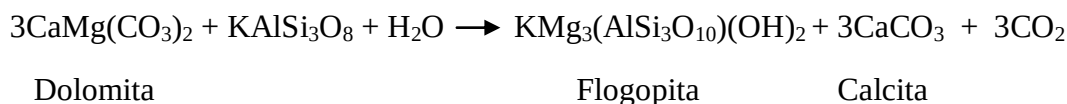
La roca sedimentaria original estaría entonces compuesta por capas de material carbonático alternadas con capas de sedimentos siliciclásticos. En trabajos anteriores González (2009), reportó la presencia de arcillas en la fracción fina del residuo insoluble en HCl del mármol dolomítico de Guacuripia, este resultado pudiera estar indicando que el material siliciclástico original pudo estar compuesto básicamente de arcillas. Llama la atención la ritmicidad en la alternancia de estas bandas, aunque los datos de este trabajo son insuficientes para aseverarlo, esto podría representar cambios cíclicos en la energía del fluido que transportó las arcillas que se repitieron a través del tiempo.

La idea de que en la composición mineralógica original las arcillas estuviesen presentes, permite explicar la fuente de silicio necesaria para la formación de

flogopita y posteriormente olivino durante el proceso de metamorfismo regional, según la ecuación:

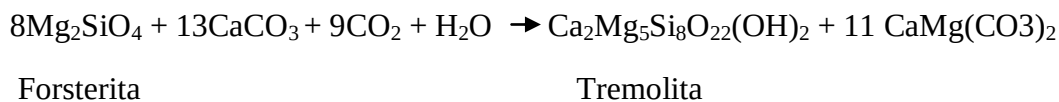


Así mismo la presencia de flogopita en el mármol sugiere que los sedimentos originales contenían alúmina y potasio, según la siguiente reacción Guerreschi y Martino (1999):



De nuevo la presencia de forsterita indica condiciones de alto grado de metamorfismo, temperaturas superiores a los 700 °C.

La formación de tremolita pudiera interpretarse como resultado de la siguiente reacción Guerreschi y Martino (1999):



Esta reacción involucra un descenso de temperatura y un aumento en el contenido de agua, el cual podría darse durante un proceso de descompresión durante el levantamiento de la secuencia tal como se expuso en la sección 6.3.7 Muestra Bo-Gu-AB-2.3

7 CONCLUSIONES

- La composición mineralógica obtenida para las muestras de composición granítica, arrojó la presencia de las siguientes fases minerales: cuarzo, microclino, oligoclasa, muscovita, biotita, albita.
- La mineralogía encontrada en el mármol (dolomita, olivino, diópsido, tremolita, monticelita, condrocita, talco, serpentina) corresponden a posibles productos del metamorfismo sufrido por este, sugieren que el rango de temperatura para el metamorfismo está entre 450 y 600 °C, correspondiendo estas al rango entre facies de los esquistos verdes y las facies de la anfibolita (metamorfismo de grado medio a grado alto).
- La presencia de forsterita en todos los especímenes de mármoles estudiados, indican que este es producto de metamorfismo regional, por lo que las temperaturas alcanzadas deberían haber sobrepasado los 600° C y presiones de 5 Kbar.
- Los análisis realizados indican un proceso de metamorfismo retrógrado, debido a la presencia de la paragénesis olivino, flogopita, olivino serpentinizado y tremolita.
- Los resultados indican que se produjo una invasión de fluidos hidrotermales con una composición alta en silicatos sobre el mármol dolomítico ya formado a través de fracturas, que pudieron dar origen a la paragénesis mineral monticelita, talco y condrocita.
- La coexistencia de minerales indicativos de metamorfismo regional (dolomita, flogopita, olivino, diópsido, clorita) y minerales propios de un metamorfismo de contacto (monticelita, tremolita, talco y condrocita) permite inferir que posterior al evento metamórfico regional sufrido por estas rocas, sucedieron las intrusiones de diques silíceos, responsables de los procesos metasomáticos en el mármol, los cuales quedaron reflejados en su mineralogía.
- La secuencia cronológica de los eventos aquí postulados sería: a) metamorfismo regional de sedimentos carbonáticos hasta la facies de la anfibolita; b) metamorfismo retrogrado hasta la facies de los esquistos verdes y c) metamorfismo de contacto debido a los diques intrusivos.

8 RECOMENDACIONES

- Realizar estudios petrográficos detallados en distintas localidades de la zona a fin de validar la extensión de los procesos aquí descritos.
- Dada la importancia de conocer la edad del mármol dolomítico de Guacuripia, se recomienda estudiar la posibilidad de aislar los circones presentes en las muestras para realizar estudios geocronológicos.
- Realizar la geoquímica del dique a fin de comparar con la geoquímica de otros cuerpos ígneos presentes en la región, con la finalidad de establecer la posible relación entre el dique y estos cuerpos.

9 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

Blatt. H. Tracy, R., 1996. Petrology. Segunda Edición. W.H. Freeman and Company. New York. 529 p.

Blatt. H. Tracy, R., 1997. Petrology. Segunda Edición. W.H. Freeman and Company. New York. 530 p.

Carmona. C., 1984. La dolomita de Guacuripia, Estado Bolívar y sus posibilidades de utilización. Informe interno CAINGEOMIN. Ministerio de Energía y Minas. 5 pp.

Cotton, F., y Wilkinson, G., 1978. Química Inorgánica Avanzada. John Wiley & Sons, Inc. 1173 p.

Dasgupta H. C., Sambasiva R., and Krishna C., 1999. Chemical environments of deposition of ancient iron and manganese rich sediments and chert. Sedimentary Geology. Volumen 125. 83-98 p.

Deer, W. A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Second edition. Editorial Prentice Hall. 696 p.

Drovenick, F., Krulc, Z., Tajder, M. y Talic, S., 1967. Menas manganesíferas de la región de Upata, Boletín de Geología. Volumen 8. 163 p.

Fairbridge, R.W., 1967. Phases of diagénesis and authigenensis. En Lansen, G. y Chillingar, G.V., Eds. Diagénesis Sediments. Developments in Sedimentology, 8 Elsevier, 19-90.

Fernández. C., 2006. Estudio de la distribución de Ca, Mg, Fe, Mn, Na, K en rocas frescas y meteorizadas del mármol dolomítico de Guacuripia, Región de Upata, Estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Facultad de Ciencias. Universidad Central de Venezuela. 80 p.

Freeman, T., 1972. Sedimentology and dolonitization of Muschelkalk carbonates (Triassic), Iberian Range, Spain. Am. Assoc. Petrol. Geol. Buí., 56. 434-453.

Godoy. M., 2008. Distribución vertical de los elementos Ca, Mg, Fe, Mn, Al, Si, Sr, Ti, Ba, Rb, Co, Cu, Ni, Pb, Zn en un horizonte laterítico desarrollado sobre el mármol dolomítico de Guacuripia, Estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Facultad de Ciencias. Universidad Central de Venezuela. 103 p.

González. I., 2009. Estudio de la fracción de arcillas y minerales pesados, asociados al residuo insoluble del mármol de Guacuripia, Estado Bolívar y suelos suprayacentes. Trabajo Especial de Grado. Facultad de Ciencias. Universidad Central de Venezuela. 30 – 37 p.

González de Juana, C., Iturralde, J., Picard, C., 1980. Geología de Venezuela y sus cuencas Petrolíferas, Tomo I, ediciones FONINVES, Caracas, Venezuela, 407 p.

Guerrero, C., 2001. Rocas Calizas: Formación, ciclo del carbonato, propiedades, aplicaciones, distribución y perspectivas en la Mixteca Oaxaqueña. Temas de ciencia y tecnología vol. 5 numero 14. 3 – 14 p.

Hurlbut, C., Klein. C., 1991. Manual de Mineralogía de Dana. Tercera edición. Editorial Reverte, S.A. Barcelona – España. 679 p.

Klein, C y Hurlbut, C. 1997. Manual de mineralogía de Dana. Cuarta edición. Editorial Reverté, S.A. Barcelona - España, 679 p.

López de Azarevich, 2009. The Guarguaráz Complex and the Neoproterozoic-Cambrian evolution of the southwestern Gondwana: Geochemical signature and geochronological constrains. Journal of South American Earth Sciences 28: 333-344 p.

Mason. B., More.C., 1982. Principles of Geochemistry. Cuarta edición. Jhon Wiley & Sons. New York. 347 p.

Medina. L., 2011. Caracterización Morfológica y Química del residuo insoluble asociado al mármol dolomítico de Guacuripia, Edo Bolívar, mediante técnicas de difracción de rayos X y microscopía electrónica de barrido. Trabajo Especial de Grado. Facultad de Ciencias. Universidad Central de Venezuela. 89 p.

- Melgarejo, J., 1997. Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada. Primera Edición. Ediciones UB, España. 1073 p.
- Méndez. B, José., 2006. Petrología. Instituto de Ciencias de la tierra de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad Central de Venezuela. 326 p.
- Menéndez. A., 1972. Geología de la región de Guasipati. Región Guayana, Estado Bolívar. Venezuela. IV Congreso Geológico Venezolano. Memoria. Tom o – 4, pp 2001-2046.
- Méndez. B, José., 2009. Carbonatos, origen y sedimentación. Instituto de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad Central de Venezuela. 270 p.
- Milovski A. y Kónonov, O., 1988. Mineralogía. Editorial Mir Moscú. 320 p.
- Morrison. R., 1953. Informe geológico de la zona manganesífera del Cerro Guacuripia, estado Bolívar. Revista de Hidrocarburos y Minas. M.M.H. Caracas. Vol. IV, N° 14. pp 45 – 75.
- Ness. W., 2000. Introduccion to Mineralogy. Editorial Oxford University Press. 442 p.
- Nyame, et al., 2002. Compositional variations in manganese carbonate micronodules from the Lower Proterozoic Nsuta deposit, Ghana: product of authigenic precipitation or post-formational diagenesis. Sedimentary Geology 159–175 p.
- Nyame, F., 2008. Petrography and geochemistry of intraclastic manganese-carbonates from the 2.2 Ga Nsuta deposit of Ghana: Significance for manganese sedimentation in the Palaeoproterozoic of West Africa. Journal of African Earth Sciences. 133-147 p.
- Polikreti. K., Maniatis. Y., 2004. Distribution changes of Mn^{2+} and Fe^{3+} on weathered marble surfaces measured by EPR spectroscopy. Atmospheric Environment. 3617–3624 p.

Rangel. G., 2009. Caracterización geoquímica de una sección de rocas carbonáticas con intrusión de un dique de textura pegmatítica presente en Guacuripia, estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Facultad de Ciencias. Universidad Central de Venezuela. 68 pág.

Robb, L., 2005. Introduction to Ore-Forming Processes. Blackwell Science Ltd. 373 p.

Rodríguez. M, S.E., 1986. Recursos Minerales de Venezuela. Boletín de Geología. M.E.M, Vol. XV, N° 27. 228 p.

Rodríguez. M, S.E., 2000. Yacimientos de Minerales Industriales de Venezuela. Áreas investigadas entre los años 1983 y 1988. Boletín de Geología. M.E.M. V-XVII, N° 30. pp 7-78.

Roldán, A., 2004. Petrología Metamórfica. Universidad de Granada. 45 pág.

Saavedra. D., 2007. Estudio geoquímico del mármol dolomítico de Guacuripia y sus productos de alteración, Upata, estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Facultad de Ciencias. Universidad Central de Venezuela. 85 pág.

Skoog, D., Holler, J., Nieman, T., 2001. Principios de Análisis Instrumental. Quinta edición. McGraw-Hill. 1028 p.

Shanqin, et al., 2009. Enrichment of heavy metal elements and their adsorption on iron oxides during carbonate rock weathering process. Progress in Natural Science.

Sochava, A.V., Podkovyrov, V.N., 1995. The compositional evolution of Meso and Neoproterozoic carbonate rocks. Precambrian Research. Vol 73. pp 283-289.

Veizer, J., 1978. Secular variations in the composition of sedimentary carbonate rocks, II. Fe, Mn, Ca, Mg, Si and minor constituents. Precambrian Research. Vol. 6. pp 381- 413.

Veizer, J., Hoefs, J., Ridler, R.H., Jensen, L.S., Lowe, D.R., 1989. Geochemistry of Precambrian Carbonates: I. Archean hydrothermal systems. Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol 53 pp. 845-857.

Warren, J., 2000. Dolomite, occurrence, evolution and economically important associations. *Earth – Science Reviews*, V- 52, pp 1-81.

Winkler, H., 1976. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Fourth Edition, Springer Verlag edition. 333 p.

<http://www.a-venezuela.com/mapas/map/html/viales/bolivarv.html>

10 APÉNDICES

Apéndice # 1: Fotografías obtenidas por petrografía.

Sección fina: Los análisis realizados en las secciones finas correspondientes a cortes realizados de forma perpendicular y transversal en cada una de las muestras colectadas, permiten observar la presencia de un conjunto de minerales, que a su vez, sirven para corroborar los datos obtenidos por la técnica de microscopía electrónica de barrido y de esta manera poder determinar la composición mineralógica y la evidencia de algunos procesos que pudieran estar operando en la sección del mármol dolomítico.

Apéndice 1.1: Fotografías de la muestra C-1.

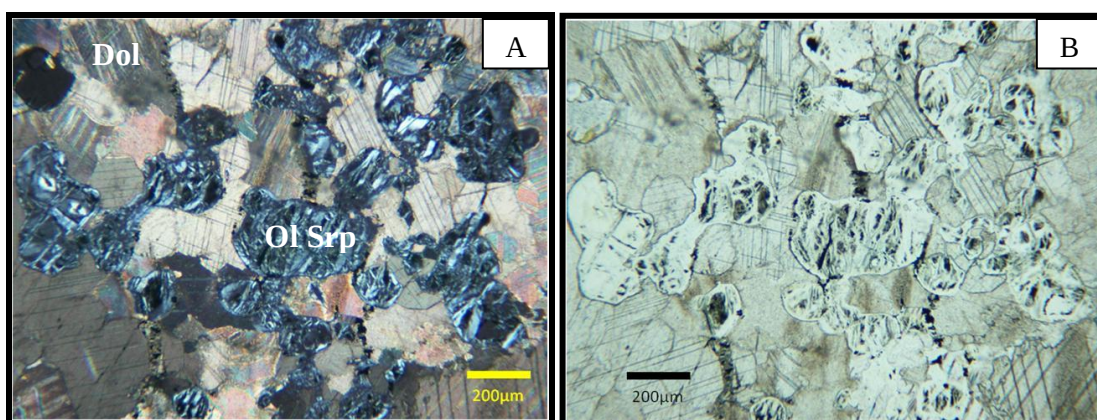


Figura # 75. Muestra C-1: (A) Olivino serpentizado y dolomita (Banda oscura), fotografía tomada con objetivo 4X nicols cruzados. (B) Nicols paralelos.

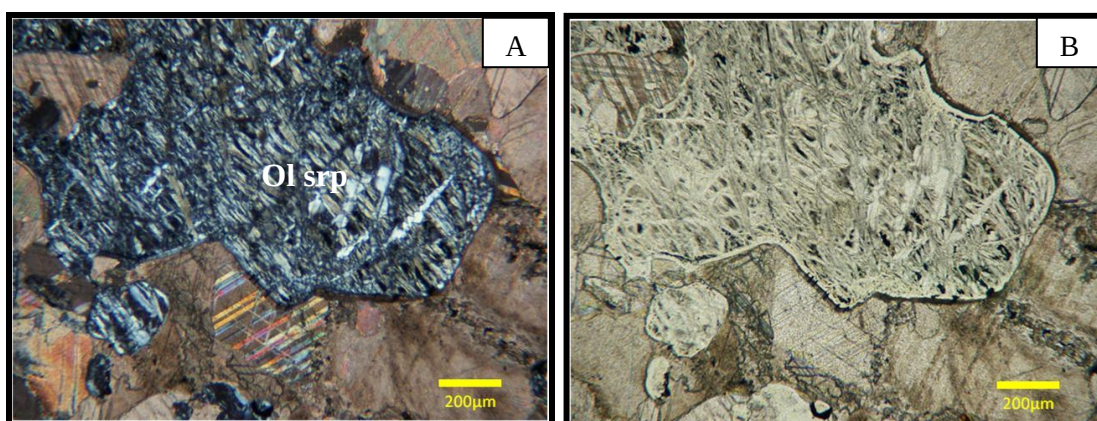


Figura # 76. Muestra C-1: (A) Olivino serpentizado y dolomita fotografía tomada con objetivo 4 X nicols cruzados. (B) Nicols paralelos.

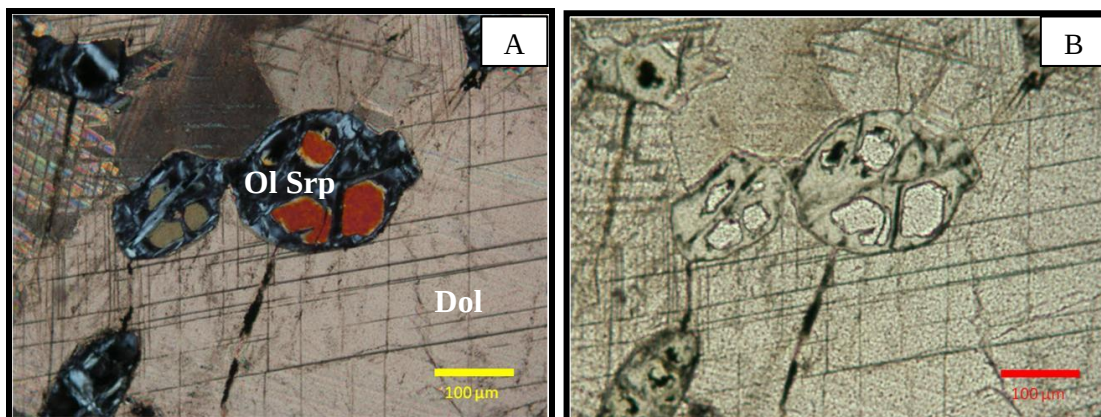


Figura # 77. Muestra C-1: (A) Olivino serpentizado y dolomita fotografía tomada con objetivo 10 X nicols cruzados. (B) Nicols paralelos.

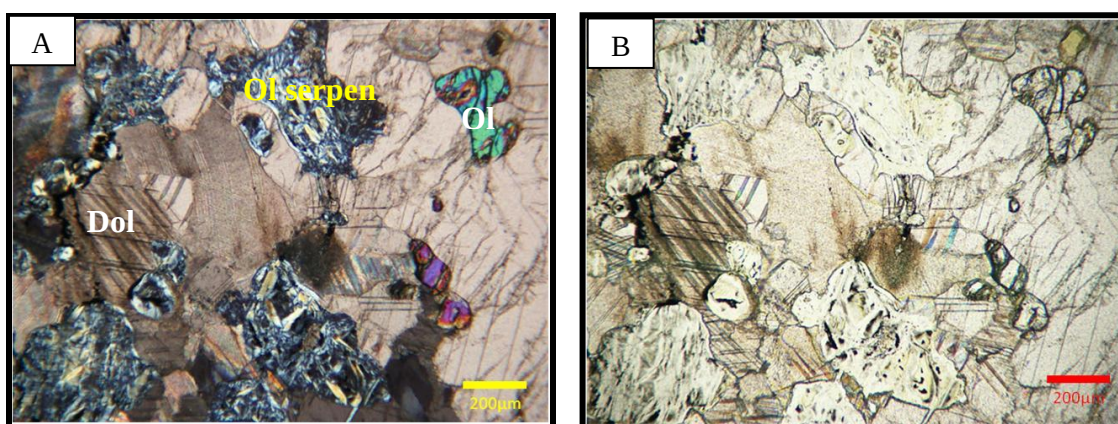


Figura # 78. Muestra C-1. (A) Olivino fresco, olivino serpentizado y cristal de dolomita, granular, romboedro, masivo, uniáxico negativo, relieve bajo-medio -/+, color de interferencia blanco de alto orden. Objetivo 4 X nicols cruzados. (B) Nicols paralelos.

Apéndice 1.2: Fotografías de la muestra C-2.

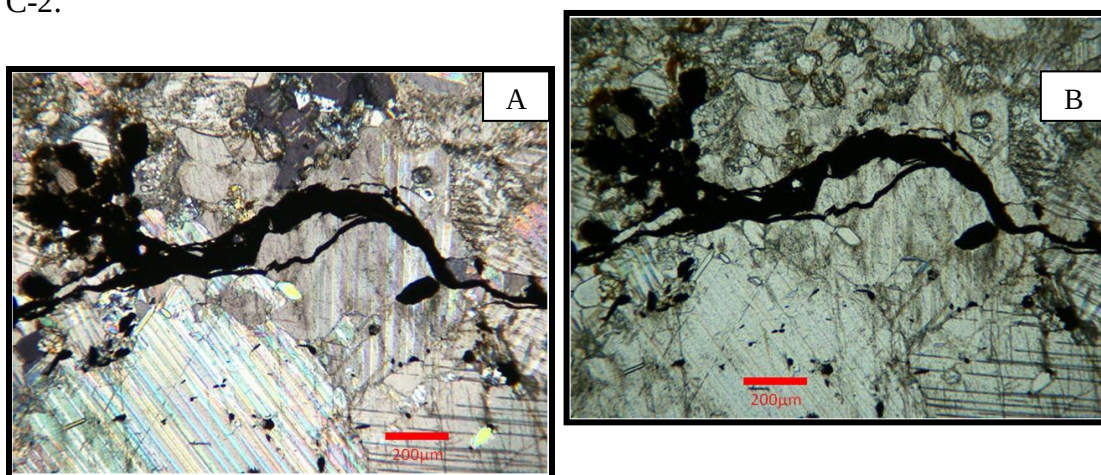


Figura # 79. Muestra C-2: (A) Minerales opacos en microfracturas. Objetivo 4X nicols cruzados. (B) Nicols paralelos.

Apéndice 1.3: Fotografías de la muestra BG-CH-1-2 A.

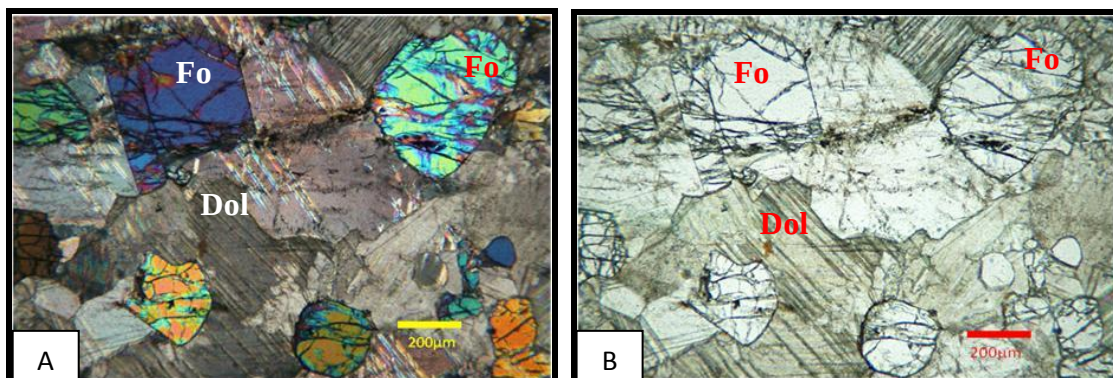


Figura # 80. Muestra BG-CH-1-2 A. Olivino fresco y dolomita, fotografía tomada con objetivo de 4X nicoles cruzados (Imagen A). Nicles paralelos (Imagen B).

Apéndice 1.4: Fotografías de la muestra BG-CH-2.2.

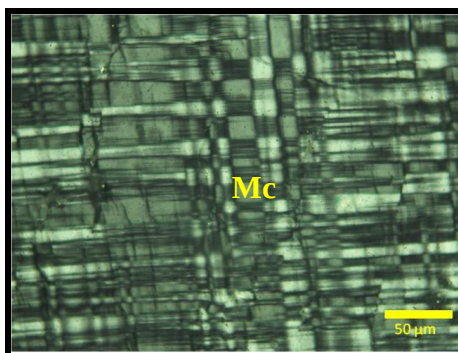


Figura # 81. Muestra BG-CH-2.2. Microclino (pertita). Objetivo 20 X nicoles cruzados.

Apéndice 1.5: Fotografías de la muestra BG-CH-R1.

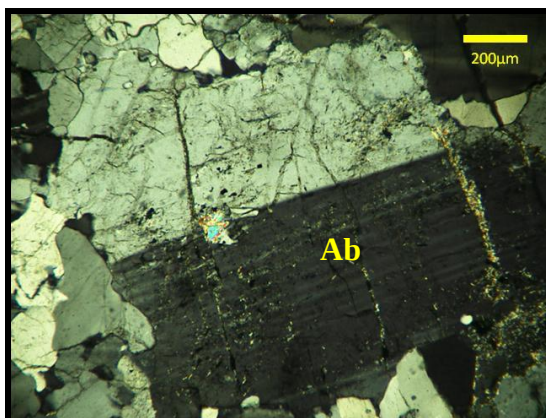


Figura # 82. Muestra BG-CH-R1: Albita. Objetivo 4X nicoles Cruzados.

Apéndice 1.6: Fotografías de la muestra BG-CH-1.2B.

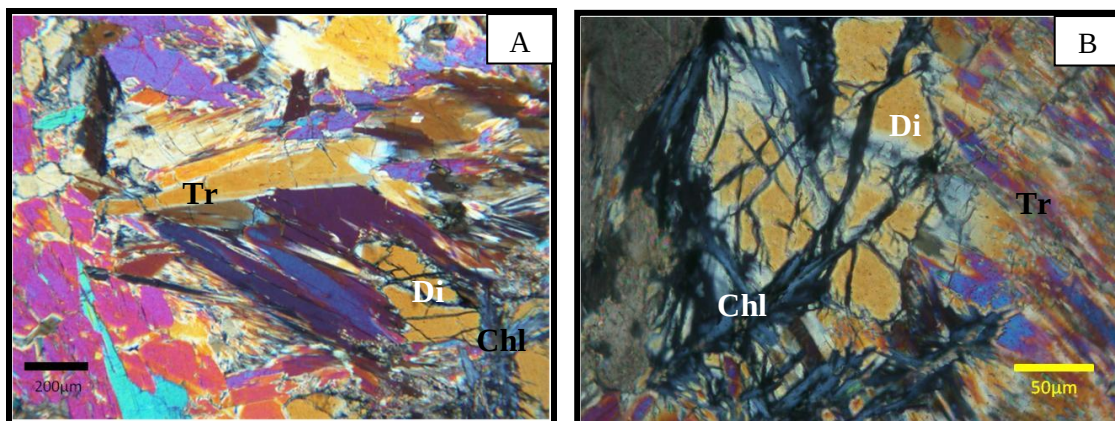


Figura # 83. Muestra BG-CH-1.2B: (A) Diópsido alterando a tremolita y esta última cloritizada, presencia de talco, fotografía tomada con objetivo de 4 X nicoles cruzados. (B) Tremolita y diópsido cloritizado, objetivo 4X nicoles paralelos.

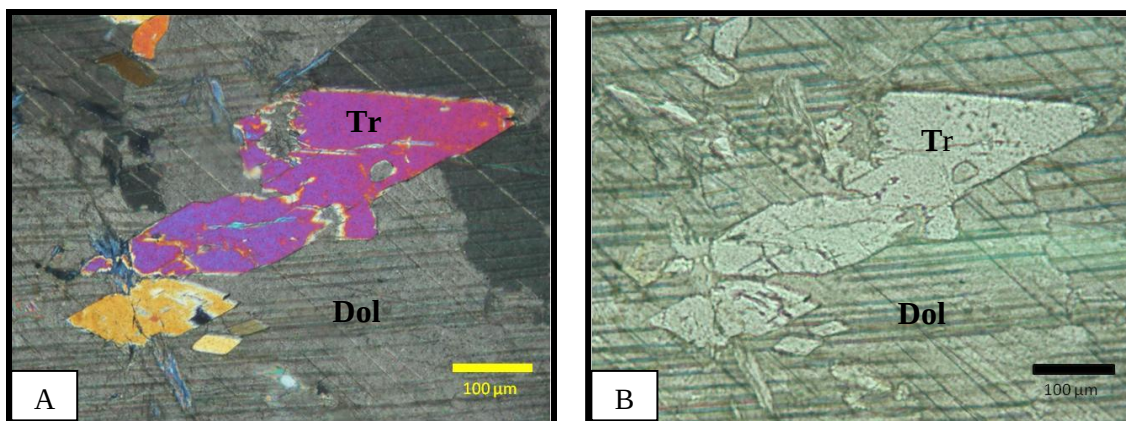


Figura # 84. Muestra BG-CH-1.2B: (A) Cristal de tremolita alterado, rodeado de dolomita, objetivo 10 X nicoles cruzados. (B) Nicoles paralelos.

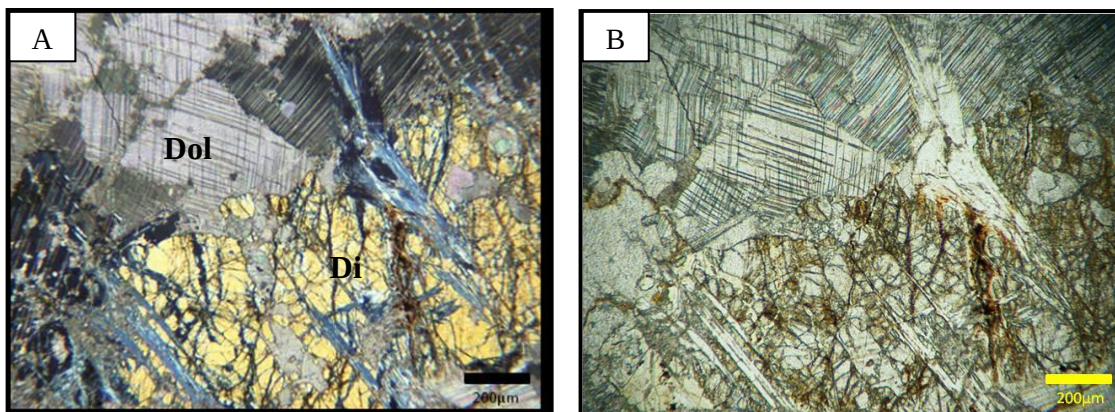


Figura # 85. Muestra BG-CH-1.2B: (A) Dolomita y diópsido cloritizado, objetivo 4X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.

Apéndice 1.7: Fotografías de la muestra Bo-Gu-CH-2.6.

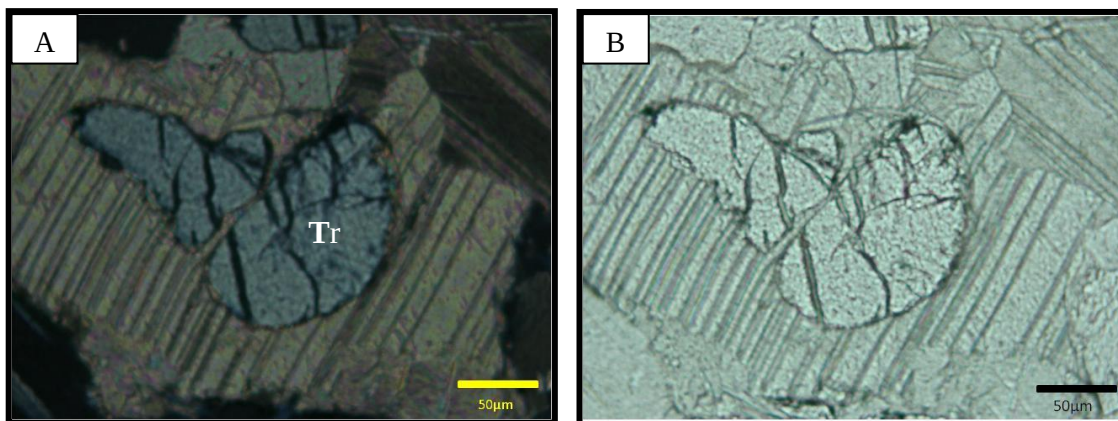


Figura # 86. Muestra Bo-Gu-CH-2.6. (A) Monticelita objetivo 20 X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.

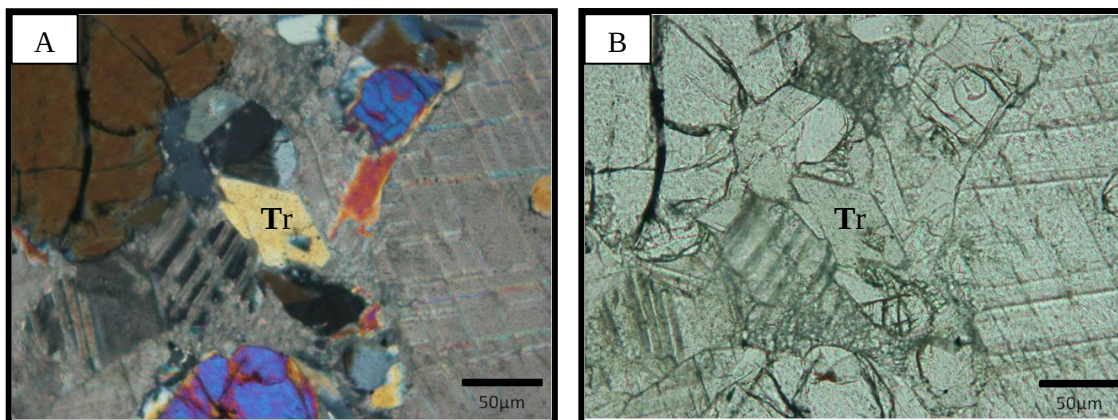


Figura # 87. Muestra Bo-Gu-CH-2.6. (A) Tremolita corte basal objetivo 20 X nicoles cruzados. (B) Nicles paralelos.

Apéndice 1.8: Tabla general de los minerales presentes en las secciones finas de cada muestra.

Tabla # 8. Minerales presentes en las secciones finas de cada muestra.

	Muestra	Mineralogía
1	Bo-Gu-CH-1.2 A	Dolomita, olivino fresco, flogopita.
2	BGCH-1.2 B	Zona 1: Dolomita, monticelita, tremolita, condrodita, talco, tremolita con hábito de diópsido cloritizado. Zona 2: Dolomita, olivino, flogopita.
3	Bo-Gu-CH-2.1	Dolomita, diópsido cloritizado.
4	Bo-Gu-CH-2.2	Microclino, oligoclase, muscovita.
5	Bo-Gu-CH-AB-2.3	Dolomita, olivino, monticelita, diópsido, condrodita.
6	Bo-Gu-CH-2.6	Dolomita, diópsido, monticelita, clorita, flogopita.
7	Bo-Gu-CH-3.4	Olivino serpentizado, dolomita.
8	Bo-Gu-CH-3.5 Norte	Dolomita, diópsido cloritizado, olivino, monticelita.

9	Bo-Gu-CH-3.5 Sur	Dolomita, diópsido cloritizado, tremolita, flogopita.
10	CH-M3 LM	Zona A: Dolomita, tremolita, diópsido cloritizado, monticelita. Zona B: Dolomita, diópsido cloritizado.
11	Bo-Gu-CH-R1	Cuarzo, albita, biotita, microclino, muscovita, oligoclasa.
12	C-1	C-1-A: Olivino serpentizado, dolomita C-1-C: Dolomita, olivino serpentizado, diópsido. C-1-B: Dolomita, diópsido, tremolita, olivino serpentizado. C-1-D: Dolomita, tremolita.
13	C-2	Dolomita, monticelita, flogopita.

Apéndice # 2: Micrografías obtenidas por Microscopía Electrónica de Barrido (SEM-EDS).

A continuación se muestra los resultados obtenidos mediante esta técnica, las imágenes presentadas ilustran las fases minerales presentes y los espectros que las acompañan su composición química semi-cuantitativa.

Apéndice 2.1 Imagen y composición química de Feldespato potásico (microclino) de la muestra BG-CH-AB 2.3.

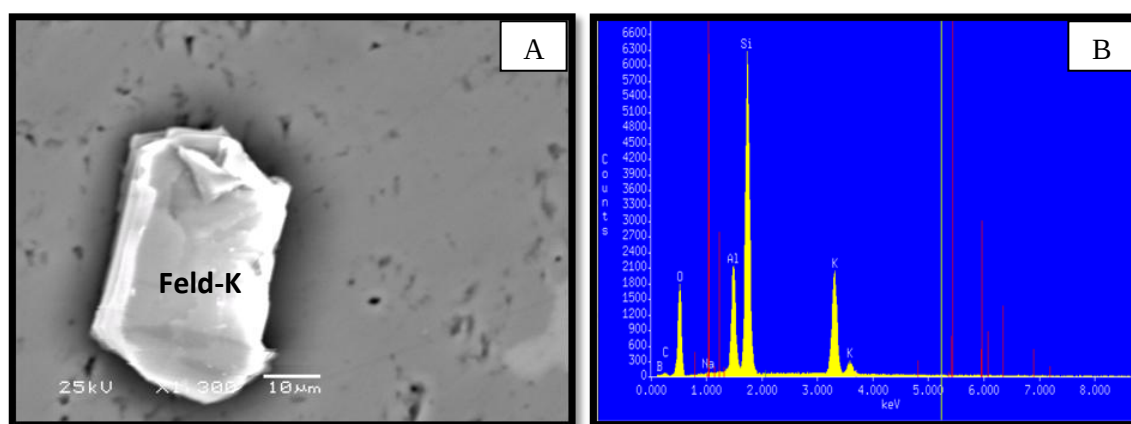


Figura # 88. (A) Imagen de electrones retrodispersados. Cristal de Feldespato potásico (microclino). (B) Espectro de rayos X característico de microclino por MEB-EDS.

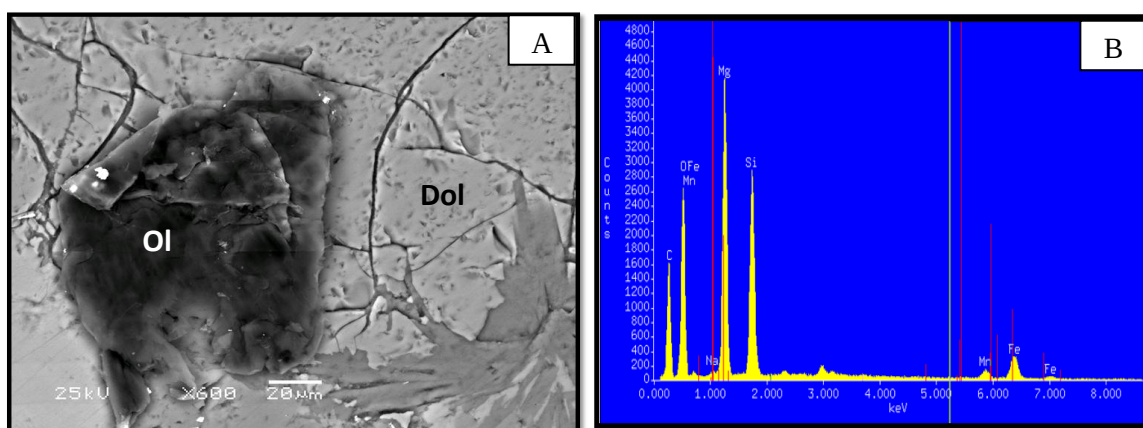


Figura # 89. (A) Imagen de electrones retrodispersados. Olivino serpentizado en contacto con dolomita. (B) Espectro de olivino.

Apéndice 2.2: Imagen y composición química de olivino (forsterita) de la muestra BG-CH 1.2 B.

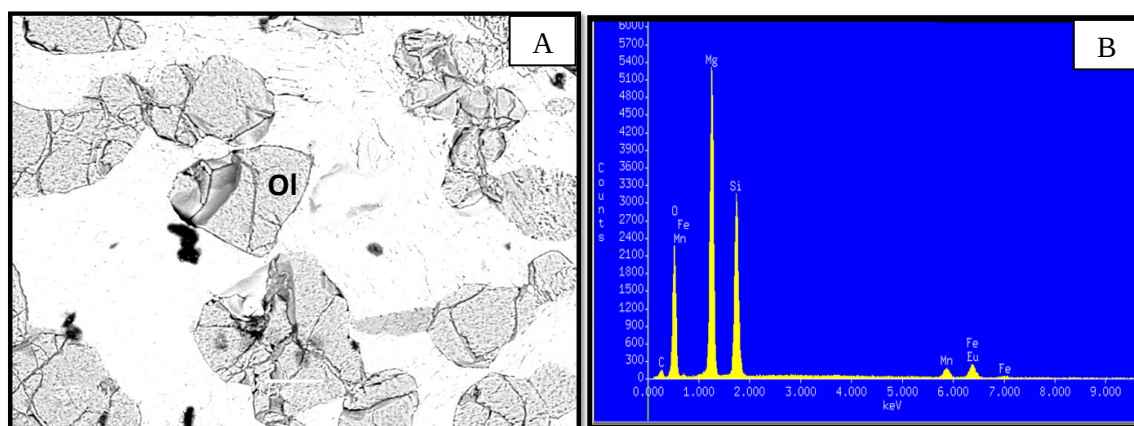


Figura # 90. (A) Imagen de electrones retrodispersados. Cristal de olivino rodeado de calcita. (B) Espectro de olivino.

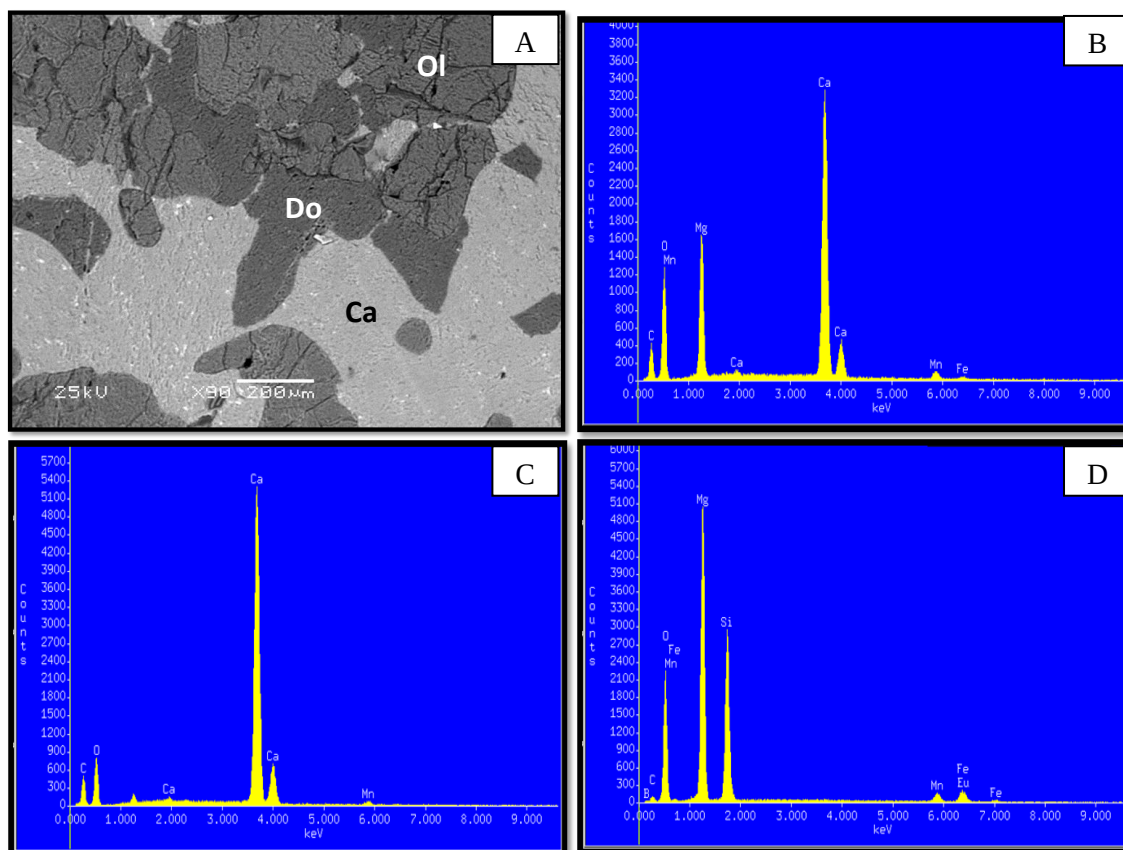


Figura # 91. (A) Imagen de electrones retrodispersados. Cristales de olivino (forsterita), calcita y dolomita. (B) Espectro de dolomita. (C) Espectro de calcita. (D) Espectro de olivino (forsterita).

Apéndice 2.3: Imagen y composición química de la muestra C-1.

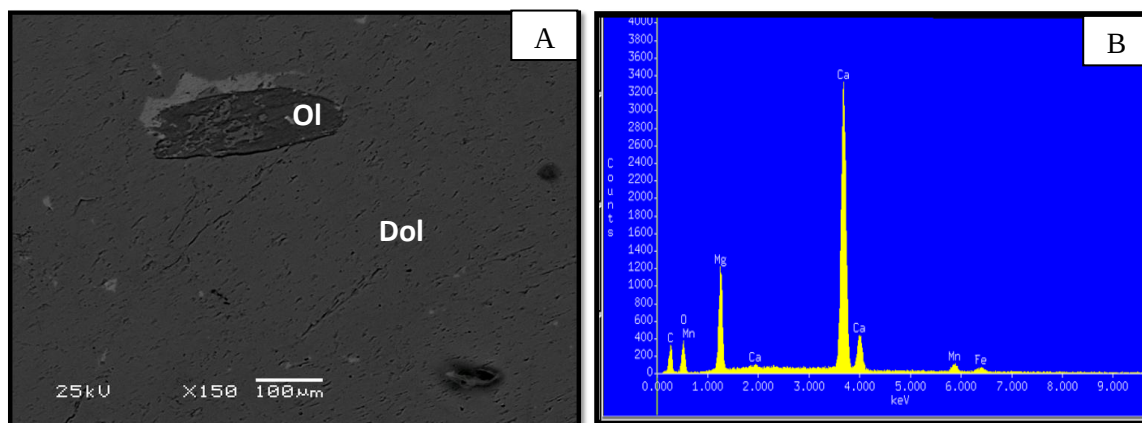


Figura # 92. (A) Imagen de electrones retrodispersados. Olivino rodeado de dolomita. (B) Espectro de dolomita.

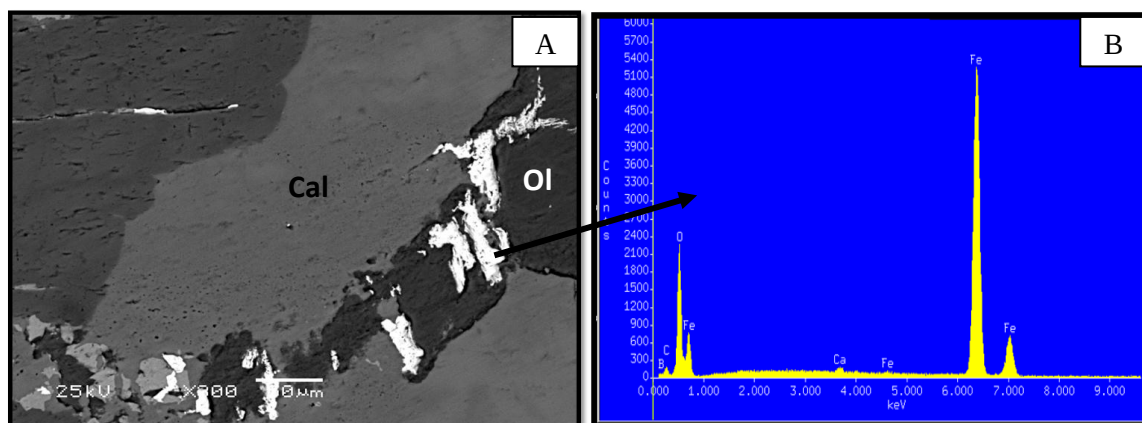


Figura # 93. (A) Imagen de electrones retrodispersados. Calcita, olivino y óxido de hierro. (B) Espectro de óxido de hierro.

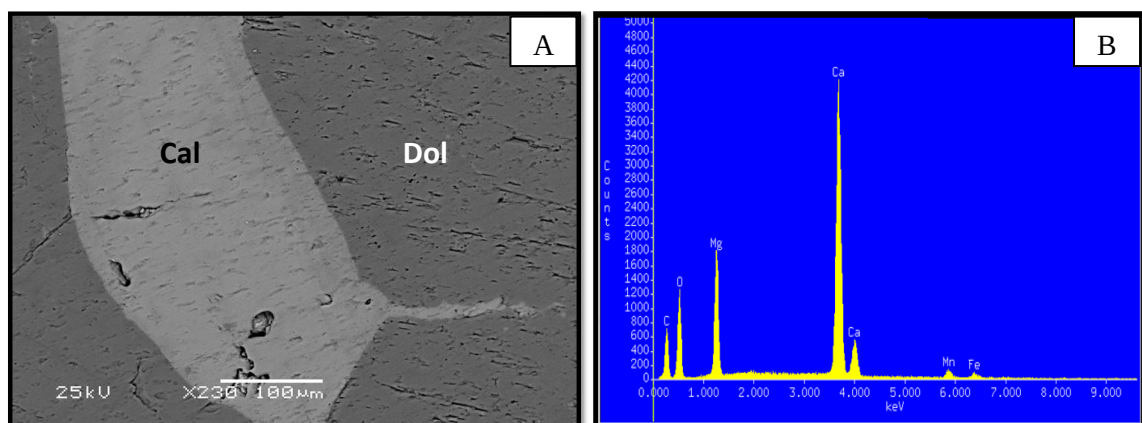


Figura # 94. (A) Imagen de electrones retrodispersados. Calcita en contacto con dolomita. (B) Espectro de Calcita.

Apéndice 2.8: Imagen y composición química de la muestra BG-CH 2.2.

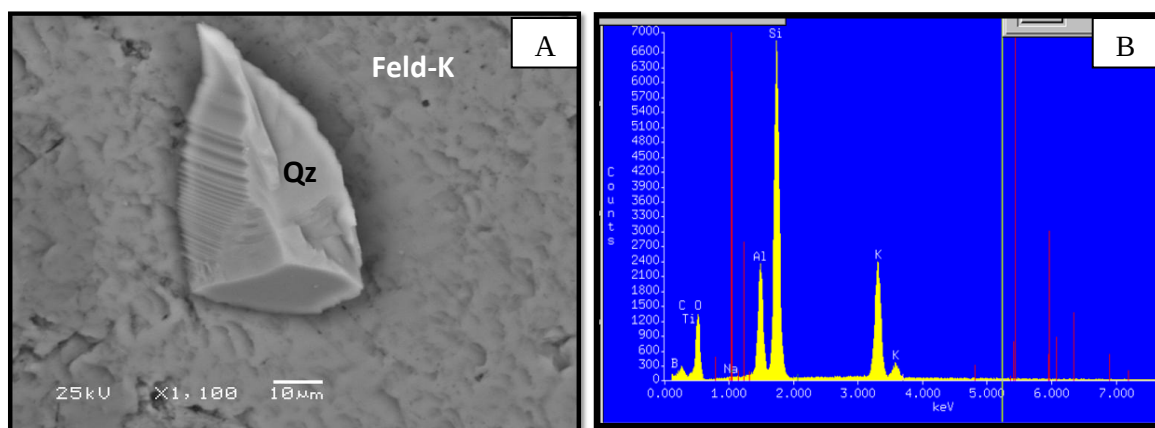


Figura # 95. (A) Imagen de electrones retrodispersados. Cristal de cuarzo embebido en feldespato potásico. (B) Espectro de feldespato potásico.

Apéndice # 3: Procedimiento para la preparación de secciones finas y tacos pulidos:

- 1.- Se marcaron las siglas de campo y la polaridad (orientación) con un rotulador indeleble y se eligió el plano de corte.
- 2.- Para el corte de roca, se utilizó una cortadora con disco de borde adiamantado y refrigerado por agua. Se identificó cada muestra por una de las caras expuestas.
- 3.- El corte de la roca fue en prismas rectangulares (tacos) de dimensiones aproximadas de 3cm x 2 cm x 2 cm.
- 4.- El taco fue desbastado por la cara opuesta al ID, utilizando para ello un disco magnético con hexágonos de diamante de 150 grit. Refrigerando el mismo con agua cruda. Colocados previamente sobre un plato giratorio de una pulidora de pío.
- 5.- Seguidamente sobre la cara desbastada y seca, se le colocó una mezcla de resina epóxica con el fin de impregnar todos los espacios porosos, fracturas y micro-fracturas de la muestra, colocándolas para el fin, en una cámara de vacío a 10^{-6} mbar.
- 6.- Una vez curada la resina epóxica y cubiertos todos sus poros, se retira la resina sobre-expuesta con disco de lija granos 150 dorso adhesivo, lubricando el desbaste con agua cruda de manera tal que, solo quede desplegada la cara de roca previamente impregna y no reabrir lo ya cubierto con la resina, pues de lo contrario nos ocasionará problemas con burbujas una vez colocado el portaobjeto.
- 7.- Retirada la resina por la lija granos 150, la cara expuesta es sometida a un plano totalmente uniforme, a través de discos magnéticos con hexágonos de diamante granos 400 y 1000, colocados previamente sobre un plato giratorio de una pulidora de pío. Hecho esto, se limpia el taco por medio de ultrasonido.
- 8.- Totalmente plano, uniforme y limpio el taco de roca, se rotula sobre el portaobjeto en la parte superior pequeño pero entendible el ID de la muestra correspondiente.

9.- Se limpió el portaobjeto con Alcohol, previamente colocando el taco de muestra sobre una plancha de calentamiento a aprox. 80°, para retirar cualquier humedad. Se prepara nuevamente una mezcla de resina epoxíca, se le agrega resina sobre la cara expuesta de la muestra, suficiente como para colocar el portaobjeto y ejercer presión sobre el slide y retirar todas las burbujas atrapadas entre la muestra y el slide.

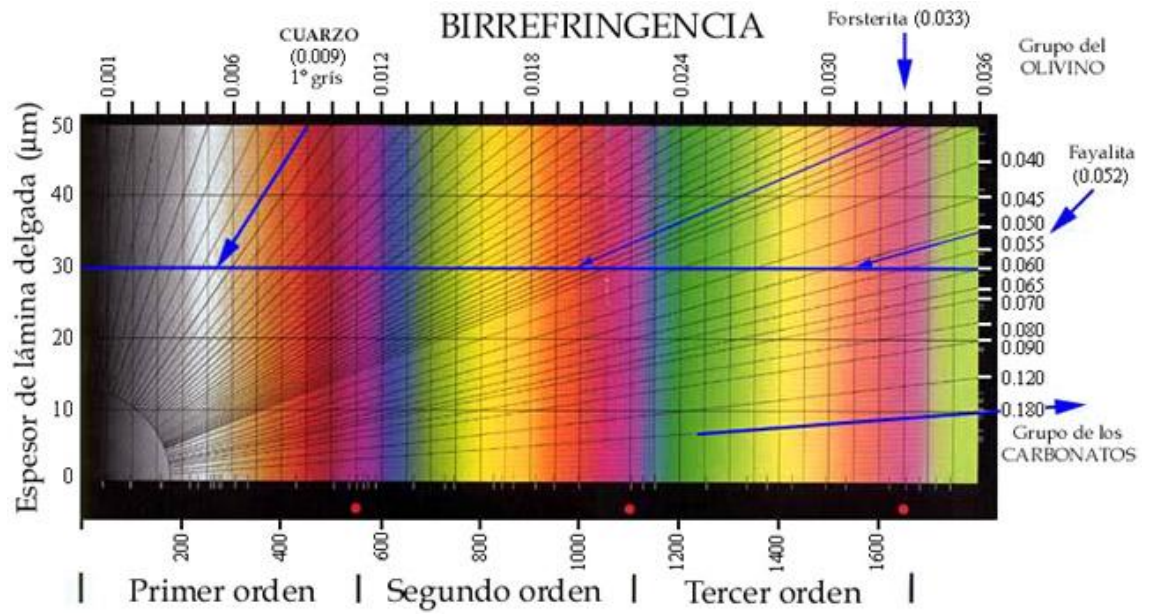
Se deja curar por espacio de aprox. 45 min.

10.- Pegado el portaobjeto de la muestra, se procede a seccionar el espécimen a través de una cortadora de precisión, para obtener una parte del taco original mucho menos gruesa. Seguidamente por medio de una desbastadora de precisión contentiva de una copa borde de diamante, gradualmente se va reduciendo el grosor de la muestra hasta llevarla a un rango de entre 1.300 – 1350 μm (slide + muestra), medidos con un vernier digital y desbastes controlados por medio de ajustes de exactitud y refrigerados con agua corriente.

11.- Obtenidos las 1.300 – 1350 μm en la muestra, se reducirá el grosor del espécimen dependiendo de qué litología se posea. (40 – 50 μm). Todo esto por medio de polvos de carburo de silicio granos 600 y 1200. El control del espesor de las láminas se realizó a través de los colores de interferencias de los minerales observados bajo el microscopio petrográfico (Según tabla # 3. Michael Levy). La observación de lo anterior se efectuó mediante lupa petrográfica, para visualizar en forma macro y microscopio petrográfico, para observación detallada.

Tabla Michael Levy

Tabla # 9: Tabla Michael Levy (Deer, W et al., 1992).



Apéndice # 4: Análisis modal de las muestras petrográficas.

Apéndice 4.1: Porcentajes mineralógicos estimados a partir del análisis para secciones finas estudiadas.

Tabla # 10. Porcentaje mineralógicos estimados a partir del análisis modal para las muestras Bg-CH-1.2A, Bo-Gu-CH-2.1, Bo-Gu-CH-AB 2.3, Bo-Gu-CH-2.6, Bo-Gu-CH-3.4, Bo-Gu-CH-3.5 Norte, Bo-Gu-CH-3.5 Sur y C-2.

Muestras	Bo-Gu-CH-1.2 A	Bo-Gu-CH-2.1	Bo-Gu-CH AB 2.3	Bo-Gu-CH-2.6	Bo-Gu-CH-3.4	Bo-Gu-CH-3.5 Norte	Bo-Gu-CH-3.5 Sur	C-2
Dolomita (%)	82,4	99,69	90,18	97,0	99,13	94,5	96,4	86,87
Olivino (%)	17,2	-	-	-	-	0,30	-	-
Olivino serpentizado (%)	-	-	1,22	-	0,87	-	-	-
Flogopita (%)	0,31	-	-	-	-	-	0,30	12
Tremolita (%)	-	-	-	0,3	-	-	2,40	-
Oligoclasa (%)	-	-	-	-	-	-	-	-
Moscovita (%)	-	-	-	-	-	-	-	-
Diópsido (%)	-	-	6,13	2,4	-	-	-	-
Condrodita (%)	-	-	1,22	-	-	-	-	-
Diópsido cloritizado(%)	-	-	-	-	-	4,2	0,9	-
Monticellita (%)	-	0,31	1,22	-	-	0,9	-	1,2
Clorita (%)	-	-	-	0,3	-	-	-	-
Microclino (%)	-	-	-	-	-	-	-	-
Cuarzo (%)	-	-	-	-	-	-	-	-
Albita (%)	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotita (%)	-	-	-	-	-	-	-	-
Total (%)	99,91	100	99,97	100	100	99,9	100	100

Tabla # 11. Porcentaje mineralógicos estimados a partir del análisis modal para las muestras Bg-CH-1.2B, CH-M3 y C-1.

Muestras	BG-CH-1.2B		CH-M3 LM		C-1			
	Zona 1	Zona 2	Zona A	Zona B	C-1-A	C-1-B	C-1-C	C-1-D
Dolomita (%)	25,31	67,31	73,61	90,07	56,13	96,06	59,35	97,56
Olivino (%)	-	30,77	-	-	-	-	-	-
Olivino Serpentinizado (%)	-	-	-	-	43,87	0,79	39,25	-
Flogopita (%)	-	1,92	-	-	-	-	-	-
Tremolita (%)	38,81	-	0,69	-	-	1,57	-	2,44
Diópsido (%)	-	-	-	-	-	1,57	1,40	-
Diópsido Cloritizado (%)	-	-	20,83	9,25	-	-	-	-
Condrodita (%)	27,84	-	-	-	-	-	-	-
Monticellita (%)	4,22	-	4,86	-	-	-	-	-
Talco (%)	2,53	-	-	-	-	-	-	-
Tremolita con habito de diópsido cloritizado (%)	1,26	-	-	-	-	-	-	-
Total (%)	99,97	100	99,99	99,32	100	99,99	100	100

Tabla # 12. Porcentaje mineralógicos estimados a partir del análisis modal para las muestras Bo-Gu-CH-2.2, Bo-Gu-CH-R1.

Muestras	Bo-Gu-CH-2.2 ●	Bo-Gu-CH-R1 ●
Microclino (%)	84,24	19,37
Cuarzo (%)	-	37,8
Albita (%)	-	39,05
Oligoclasa (%)	15,43	0,32
Moscovita (%)	0,32	0,32
Biotita (%)	-	3,17
Total (%)	99,99	100

La muestra Bo-Gu-CH 2.2 es clasificada como una cuarzo sienita (ver porcentajes en la tabla # 12).

La muestra Bo-Gu-CH-R1, según los porcentajes obtenidos en el triángulo Q-A-P es clasificada como una roca granítico feldespático alcalino.

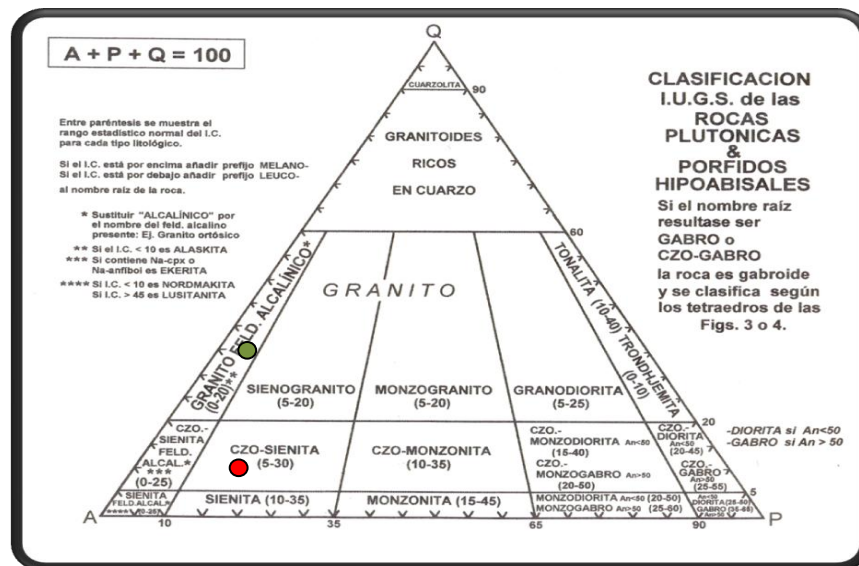


Figura # 96. Clasificación de las Rocas Ígneas (Méndez, 2009).

Apéndice # 5: Características de los minerales estudiados.

Dolomita su origen principalmente sedimentario; es posible también por transformación de las calizas bajo la influencia de las soluciones magnesianas. Hidrotermal, en filones minerales (Milovski y Kónonow, 1988). La dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ engloba a varios componentes de una serie de solución solida con una relación similar pero no idéntica de Mg/Ca, esta característica de solución solida le da al mineral la capacidad de cambiar su relación de Ca y Mg sin afectar en gran medida las propiedades ópticas de las dolomitas (Warren, 2000).

Así como los feldespatos forman una serie isomórfica continua de variaciones químicas, al cambiar su relación de Mg/Ca a condiciones mas estequiométricas (fases más estables y ordenadas), la dolomita forma un espectro de fases que van de un polo mas cálcico a otro mas magnesico (Figura # 96).

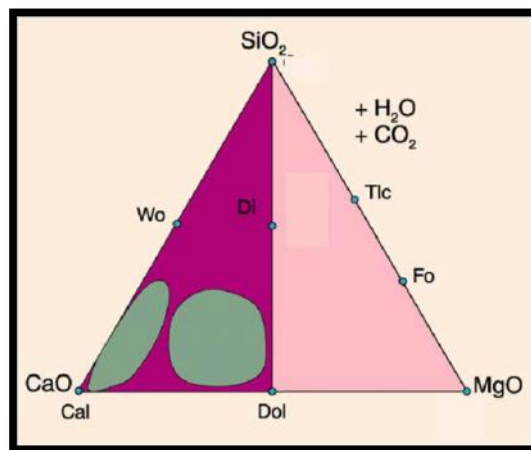


Figura # 96. Diagrama ternario de los carbonatos. En gris se muestran las zonas donde se ubican las calizas y las dolomías (Méndez, 2009).

Condrodita aparece comúnmente en las calizas dolomíticas metamórficas. Es muy característica paragénesis que incluye flogopita, espinela, pirrotina y grafito. Se encuentra con la wollastonita, forsterita y monticelita (Klein y Hurlbut, 1997).

La moscovita es un filosilicato perteneciente al grupo de las micas, está asociado a un amplio rango metamórfico desde la facies de los esquistos verdes hasta mayor grado de metamorfismo correspondiente a la facies de la anfibolita (Deer, W et al., 1992), cabe destacar que la presencia de este mineral junto con la clorita, afirman el hecho de que se haya reportado cordierita en el residuo insoluble, ya que según la reacción mostrada anteriormente los reactantes presentes son la moscovita, el cuarzo y la clorita para dar como producto cordierita.

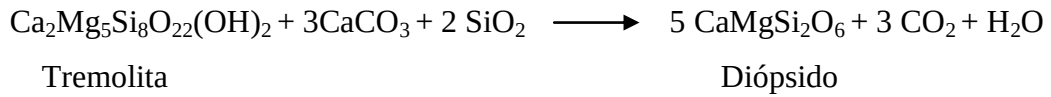
El olivino es un nesosilicato el cual puede estar asociado a rocas de composición ultramáficas, carbonatos impuros y sedimentos ricos en hierro, la formación de este mineral en sedimentos carbonáticos impuros metamorfoseados bajo condiciones anhidras se ilustra en la siguiente reacción (Deer, W et al., 1992):



Rocas carbonáticas metamorfoseadas contienen forsterita en asociación con calcita, dolomita, diópsido y tremolita (Ness, W. 2000); los minerales antes mencionados han sido reportados en estudios previos lo que explica la presencia del olivino en el mármol dolomítico de la zona de estudio.

El cuarzo y tridimita son polimorfos, el cuarzo es estable a presión atmosférica y hasta un rango de temperatura de 870 °C, la tridimita es la forma estable del SiO₂ a temperaturas entre 870 y 1470 °C, la coexistencia de ambos minerales puede estar relacionado con los eventos metamórficos que ha sufrido el mármol ya que puede ser que el cuarzo por un incremento de la temperatura asociado al metamorfismo se transforme en tridimita, o que la tridimita se haya formado en evento metamórfico diferente al cuarzo y luego este al ser sometido a otro evento metamórfico de baja temperatura se haya convertido en cuarzo.

La pirolusita pertenece al grupo del rutilo y es la mena más importante de manganeso, se forma a partir de alteración de minerales que contenga manganeso en su estructura, en trabajos realizados por Saavedra (2006), Fernández (2006) y



Serpentinización este proceso es la alteración pervasiva más común en olivino. En el caso de una peridotita, la roca completa puede convertirse en serpentinita y la alteración involucra tanto al olivino como al piroxeno. El Fe del olivino es frecuentemente depositado como magnetita y brucita, frecuentemente mezclados con la serpentina producida por la alteración. Esta alteración requiere la adición de agua y con frecuencia Si es adicionada mientras que Mg se pierde en la solución; el proceso involucra un incremento de volumen superior al 50% para una completa alteración. Como consecuencia de esta expansión, en rocas gábricas son comunes fracturas en plagioclasas, rellenas con serpentina, que radian desde el olivino serpentinizado (López, A., 2009).