



**REPUBLICA DE CUBA**  
**MINISTERIO DE EDUCACION SUPERIOR**  
**INSTITUTO SUPERIOR MINERO METALURGICO DE MOA**  
**“Dr. ANTONIO NUÑEZ JIMENEZ”**  
**FACULTAD DE GEOLOGÍA Y MINERÍA**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA Y GEOQUÍMICA DE  
LAS ROCAS METAMÓRFICAS, SECTOR CAMARIOCA SUR.**

**Tesis presentada en opción al Título Académico de Máster en Geología**  
**Maestría en Geología, Mención Prospección y Exploración de Yacimientos**  
**Minerales Sólidos**  
**9na Edición**

**Autor: Ing. Yurisley Valdés Mariño**

**Tutores: Dr. C. José Nicolás Muñoz Gómez**

**Dr. C. María Margarita Hernández Sarlabous**

**Dr. C. Idael Francisco Blanco Quintero**

**Dr. C. Kurt Mengel**

**Moa, 20 de marzo del 2015**  
**“Año 57 de la Revolución”**



PENSAMIENTO

"Ciencia y libertad son llaves maestras que han abierto las puertas por donde entran los hombres a torrentes, enamorados del mundo venidero."

José Martí

## **DEDICATORIA**

A mis familiares y amigos.

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradecer a mi familia en especial a mi madre y abuelos por brindarme apoyo, amor y cariño durante mi vida.

Agradecer a mis tutores.

Agradecer a todas mis amistades por brindarme su apoyo.

Al colectivo de profesores y trabajadores del departamento de geología.

En fin agradecer de forma general a todas las personas que de una forma u otra han contribuido en mi formación como persona y como profesional. A todos muchísimas gracias.

## RESUMEN

El presente trabajo investigativo titulado: **Caracterización petrológica y geoquímica de las rocas metamórficas, sector Camarioca sur**. Se basa en el estudio de las propiedades ópticas, mineralógicas y geoquímicas de las muestras de rocas metamórficas tomadas durante el levantamiento geológico, realizado en el sector Camarioca sur con el fin de caracterizarlas desde el punto de vista petrológico. La metodología utilizada se parte de un análisis de los trabajos geológicos ejecutados anteriormente en la región de estudio, con la utilización de diferentes técnicas analíticas: análisis petrográfico, difracción de Rayos-X y fluorescencia de Rayos-X. En función de las fases minerales identificadas y de los rasgos texturales, las rocas metamórficas se clasifican en dos grupos litológicos principales: anfibolitas gneisicas y granofels anfibolíticos. A partir de los diagramas utilizados se determina que los protolitos de dichas rocas tienen composición de picro-basalto y basaltos según el diagrama TAS (total álcalis vs. sílice) de Le Maitre et al (2011); identificándose la existencia de rocas vulcanógenas ultramáficas metamorfizadas, asociadas al complejo ofiolítico, se interpreta que estas rocas constituyen fragmentos de una antigua corteza oceánica sometida a metamorfismo de grado medio-bajo correspondiente a la parte inferior de la facies anfibolita.

## ABSTRACT

The present investigating work graduated with a title: **Characterization petrológica and geochemistry of the metamorphic rocks, Southern Camarioca.** The Southern Camarioca with the aim of characterizing them is based on the study of the optical properties, mineralógic and geochemistries of the samples of metamorphic rocks taken during the geological uprising, sold off in the from the point of obvious petrologic. The used methodology breaks of a job analysis geological debtor whose property ises attached previously in the region of study, with the utilization of different analytical techniques: Analysis petrográfic, difractometric and Rayos X. En fluorescence function of the phases: Amphibolites gneisicas and granofels anfíbolíticos. From the used diagrams it is determined that the protolit of the aforementioned rocks have composition of picro basalt and basalts after the fashion of the diagram (total alkalis vs. silica) Le Maitre's ANVIL et to the (2011); Providing evidence of his identity the existence of rocks vulcanógenas ultramáfic metarmorfic, associates to the complex ofiolítico, it interpret myself that these rocks constitute submitted fragments of an ancient oceanic bark to low metamorphism of degree half-way corresponding to her bottom facies amphibolite.

## **INDICE**

INTRODUCCIÓN.....	1
MARCO TEÓRICO CONCEPTUAL DE LA INVESTIGACIÓN.....	6
CAPÍTULO 1: CARACTERÍSTICAS FÍSICO-GEOGRÁFICAS, GEOLÓGICAS REGIONALES Y PARTICULARES DEL ÁREA DE ESTUDIO. ....	15
1.1 Introducción .....	15
1.2 Características geográficas del área de estudio.....	15
1.3 Relieve .....	16
1.4 Hidrografía.....	16
1.5 Clima.....	17
1.7 Economía .....	18
1.8 Características geológicas regionales .....	19
CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA Y VOLÚMENES DE LOS TRABAJOS REALIZADOS .....	34
2.1 Introducción .....	34
2.2 Etapa preliminar.....	35
2.3 Trabajos de campo .....	50
2.4 Trabajos de laboratorio .....	53
2.4.1 Análisis petrográfico .....	53
2.4.2 Método de fluorescencia de rayos X (FRX) .....	55
2.4.3 Método de difracción de rayos-X (DRX).....	55
2.5 Etapa de gabinete .....	56
CAPÍTULO 3. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS. ....	57
3.1 Introducción .....	57

3.2 Petrografía.....	57
3.2.1. Anfibolitas gneisicas .....	58
3.2.2 Granofels anfibolíticos .....	60
3.3 Interpretación de los análisis de difracción de rayos-X .....	67
3.5 Interpretación de los análisis de fluorescencia de rayos-X.....	69
3.4 Consideraciones finales .....	78
Conclusiones.....	80
Recomendaciones .....	81
Bibliografía.....	82



## INTRODUCCIÓN

La actividad tectónica de la litosfera terrestre origina que las rocas ígneas y sedimentarias formadas en determinados ambientes y condiciones ambientales precisas, sean sometidas a nuevas condiciones de presión y temperatura. Estas nuevas condiciones, asociadas frecuentemente a la acción de esfuerzos tectónicos conllevan a la formación de cadenas montañosas, las rocas preexistentes se transformen textural, estructural y mineralógicamente en estado sólido, dando lugar a las **rocas metamórficas** (K. Bucher y R. Grapes. 2011).

Estas rocas presentan características petrográficas especialmente complicadas, debido a los procesos de transformación que han sufrido, generalmente acompañados de intensa deformación (Eskola, P. 1915, 1920 y 1939). Las condiciones metamórficas de presión y temperatura pueden ser más o menos altas, pero en una misma composición se encuentran minerales y texturas distintas en función de la **intensidad de las condiciones metamórficas** o **grado metamórfico**. Se diferencian así rocas de grado **muy bajo** (entre 100 °C y 200 °C - 250 °C), **bajo** (entre 200 °C – 250 °C y 400 °C - 450 °C), **medio** (entre 400 °C - 450 °C y 600 °C - 650 °C) y **alto** (más de 600 °C - 650 °C) Miyashiro (1973). La **intensidad de las condiciones metamórficas** también se describe mediante el concepto de **facies metamórfica**, (Humphris y Thompson 1978; Bucher y Frey 1994; Frey y Robinson 1999), que aluden al **conjunto de rocas** formadas en determinados rangos de condiciones de presión y temperatura, donde las rocas de composición basáltica (se toman de patrón) porque desarrollan asociaciones minerales típicas de condiciones de presión y temperatura. En numerosos sectores del territorio cubano afloran rocas metamórficas generadas por procesos de carácter regional, cuyos protolitos ya sean de naturaleza oceánica o continental, constituyen formaciones y complejos de edad Mesozoica, específicamente Jurásicos y Cretácicos, que pueden llegar a constituir grandes macizos rocosos. En Cuba Algunos complejos o formaciones están compuestos esencialmente por anfibolitas, tales como el complejo Mabujina (Bibikova, E.V. et al. 1988), la formación Yayabo en el macizo Escambray, las anfibolitas Perea en el norte de Cuba central y vinculada con el cinturón ofiolítico y la Fm. Güira de Jauco en el extremo oriental cubano. También se destacan bloques de anfibolitas de alta y baja presión incluidos en las serpentinitas del cinturón ofiolítico (Lázaro 2013 y 2014).

Knipper y Cabrera (1974), hacen una caracterización completa de la asociación ofiolítica, donde relacionan a los gabros y las diabasas con las rocas del complejo ultramáfico y consideran que el conjunto de los complejos ofiolíticos estudiados son parte de la corteza oceánica. Sin embargo Somin y Millán (1981) dudan de las relaciones que puedan existir entre estos complejos y un perfil oceánico típico.

Por otra parte, en una estrecha faja de melange serpentinitico que constituye la prolongación oriental del macizo ofiolítico de Cajalbana, en Cuba occidental, se destacan numerosos bloques de anfibolitas metadiabásicas y metagabroídicas, incluidos en peridotitas tectónicas muy serpentinizadas y cizalladas. Estas son anfibolitas normales compuestas por hornblenda y oligoclasa a andesina, que generalmente conservan restos de estructuras y minerales magmáticos, que frecuentemente presentan una marcada foliación metamórfica (Somin y Millán, 1981; Millán 1996 b).

En la composición de los melanges serpentiniticos que aparecen incluidos en peridotitas tectónicas serpentinizadas en el cinturón ofiolítico cubano, suelen destacarse, bloques de rocas metamórficas de alta presión, cuyos protolitos son principalmente elementos constituyentes de una corteza oceánica (ofiolíticos) metamorizados en una zona de subducción, constituyendo lo que se conoce en la literatura como un complejo de subducción (Somin y Millán, 1981; Kubovics et al. 1989; Millán, 1996 b, 1997c).

En algunos complejos ofiolíticos se han descrito rocas ígneas que presentan afinidades geoquímicas entre basaltos de dorsal medio oceánica (MORB) y basaltos de arco de isla (IOB) Lázaro et al. 2013. Entre las características geoquímicas que distinguen los basaltos MORB de los IOB se incluyen: >1 wt% TiO<sub>2</sub>, empobrecimiento en elementos de tierras raras ligeras (LREE) y ausencia de empobrecimientos en elementos de alto potencial iónico (HFSE, p.e. Nb, Ta), ejemplificados en diagramas multielementales normalizados. Las rocas básicas tipo MORB de complejos ofiolíticos se han caracterizado como basaltos de antearco generados en etapas tempranas de subducción (Stern et al. 2012). Por el contrario, los basaltos tipo IOB tienen menores contenidos en TiO<sub>2</sub>, están enriquecidos en elementos móviles en fluidos/fundidos, tales como elementos de alto radio iónico (LILE, incluyendo LREE) y presentan fuertes empobrecimientos en HFSE relativos a los LREE (Pearce, 2003). El reconocimiento de estas composiciones, tipo MORB y tipo arco, en un mismo complejo ofiolítico ha permitido a algunos autores proponer que se trata de secciones

basálticas de complejos ofiolíticos en ambientes de antearco (Reagan et al. 2010). A esto se suma que basaltos de antearco del arco Marianas-Izu-Bonin presentan razones Ti/V menores que los MORB, lo que posiblemente se debe a un incremento de la tasa de fusión en los contextos de antearco en los estadios incipientes de desarrollo de las zonas de subducción (Reagan et al. 2010), (Lázaro et al. 2013).

En los últimos años los trabajos realizados en la región se han encaminado fundamentalmente al esclarecimiento e identificación de las principales fases minerales portadoras de los componentes útiles: hierro, níquel y cobalto en los yacimientos lateríticos de Moa. (Rojas Purón, L.A. et al. 1994); (Almaguer, A. 1995 y 1996) (Brand, N. W.1998); (Muñoz J. N. 2004); (Galí, S. et al. 2006).

En el sector Camarioca Sur se inician los trabajos en 1976, (Sitnikov, V. et al. 1976), ellos describen que las peridotitas serpentinizadas están representadas por dunitas y harzburgitas serpentinizadas y en casos aislados por lherzolitas y wherlitas. Además identifican áreas con la presencia de serpentinitas, variedad antigorita, asociadas a las zonas de falla y describen que el basamento está constituido por las serpentinitas antigoríticas; concluyendo que en estas zonas se localizan cortezas de intemperismo poco desarrolladas y con bajos contenidos de níquel.

En el 2010 se desarrolla un proyecto de exploración geológica en esta área por investigadores del Departamento de Geología del Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa, los cuales describen la secuencia mantélica que está presente en el área de estudio, constituido mayoritariamente por harzburgitas y dunitas, con alto porcentaje de cromititas podiformes y la ausencia de xenolitos de alta presión. El límite inferior de estas ofiolitas está definido por fallas inversas de bajo ángulo, indicando que su emplazamiento está relacionado con un evento de acortamiento cortical, que puede relacionarse con una colisión o subducción con polaridad reversa (subduction polarity reversal). (Iturralde-Vinent, 2003; Cobiella-Reguera, 2005; Lewis et al. 2006).

En conformidad con las rocas pertinentes al macizo, las principales rocas ultramáficas del basamento son harzburgitas con una distribución del 76%, un grado variable de serpentización, asociado principalmente a zonas de fracturas y cizalla. En menor porcentaje de representación aparecen serpentinitas, dunita y lherzolitas, las que sugieren un origen mantélico de las litologías del basamento. (Muñoz et al. 2007).

También se observan rocas peridotíticas alteradas como las antigorititas y talcititas, con predominio de talcitización hacia la parte Norte y la carbonatización hacia el Sur. Estas litologías pueden tener influencia local en el desarrollo y composición de la corteza laterítica.

Se documentaron bloques dispersos de variados tamaños de rocas compactas de grano fino a muy fino, muy duras, de color gris oscuro sobre las cuales apenas se desarrollan las lateritas. En las mismas se identificaron rasgos estructurales, texturales y mineralógicos que le confieren un carácter exótico con respecto a las asociaciones litológicas presentes. Llama la atención que en estas no se presenten el cuarzo y las micas lo que es típico del protolito pelítico.

Se han reportado de manera puntual rocas félsicas muy compactas y duras, que contienen plagioclasas ácidas, donde el cuarzo está ausente o se presenta en poca cantidad, y además contienen abundantes minerales metamórficos. Estas rocas podrían ser consideradas trondhjemitas, lo que debe ser precisado en futuras investigaciones, ya que implicaría la presencia de un posible melange de subducción similar al descrito en Sierra del Convento y La Corea. (Blanco Quintero, I. F. et al. 2011)

El estado de actual de la investigación en este campo permite plantear como **problema** el insuficiente conocimiento sobre el origen y formación de las rocas metamórficas presentes en el sector Camarioca Sur, asociado al complejo ofiolítico Moa-Baracoa.

### **Objeto de estudio**

Las rocas metamórficas afloradas en el sector Camarioca Sur.

### **Campo de acción.**

Petrología y geoquímica de las rocas metamórficas.

### **El objetivo general**

Caracterizar petrológica y geoquímicamente las rocas metamórficas presentes en el sector Camarioca Sur, asociados al complejo ofiolítico Moa-Baracoa para contribuir al grado de conocimiento sobre la evolución geológica del complejo ofiolítico.

### **Hipótesis**

Si se determinan los principales rasgos petrológicos y geoquímicos de las rocas metamórficas que conforman el sector Camarioca Sur, a partir de la identificación de las principales paragénesis minerales y texturas, entonces se establece la génesis de las rocas metamórficas, que permite definir los protolitos que le dieron origen y sus implicaciones en la evolución geológica del complejo ofiolítico.

### **Objetivos específicos:**

- Identificar y clasificar desde el punto de vista petrográfico las rocas metamórficas presentes en el sector de estudio a partir del establecimiento de las principales paragénesis minerales y texturas.
- Determinar sus posibles protolitos
- Determinar el ambiente tectónico de formación

### **Aporte científico**

La novedad científica está dada en que a partir de la caracterización petrológica y geoquímica realizada a las rocas analizadas se han establecido la existencia de rocas básicas metamórficas de grado medio en el complejo ofiolítico Moa-Baracoa.

## MARCO TEÓRICO CONCEPTUAL DE LA INVESTIGACIÓN

### PROCESOS METAMÓRFICOS Y CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS

La actividad tectónica de la litosfera terrestre origina que las rocas ígneas y sedimentarias formadas en determinados ambientes y condiciones ambientales precisas, sean sometidas a nuevas condiciones de presión y temperatura. Estas nuevas condiciones, asociadas frecuentemente a la acción de esfuerzos tectónicos conllevan la formación de cadenas montañosas, las rocas preexistentes se transformen textural, estructural y mineralógicamente en estado sólido, dando lugar a las rocas metamórficas. (K. Bucher y R. Grapes. 2011).

Estas rocas presentan características petrográficas específicas, debido a los procesos de transformación que han sufrido, generalmente acompañados de intensa deformación (Eskola, P. 1915, 1920 y 1939). Las condiciones metamórficas de presión y temperatura pueden ser más o menos altas, pero en una misma composición se encuentran minerales y texturas distintas en función de la intensidad de las condiciones metamórficas o grado metamórfico. Se diferencian así rocas de grado muy bajo (entre 100 °C y 200 °C -250 °C), bajo (entre 200 °C -250 °C y 400 °C -450 °C), medio (entre 400 °C -450 °C y 600 °C -650 °C) y alto (más de 600 °C -650 °C) (Miyashiro 1973). La intensidad de las condiciones metamórficas también se describe mediante el concepto de facies metamórfica, (Bucher y Frey 1994), (Frey M., y Robinson 1999).

El concepto de facies fue definido por Eskola. P. (1915) el que planteo *“Una facies metamórfica es un grupo de rocas caracterizadas por un conjunto definido de minerales que, bajo las condiciones de su formación, alcanzaron el equilibrio perfecto entre ellos. La composición mineral cualitativa y cuantitativa en las rocas de una facies dada varia gradualmente en correspondencia con las variaciones en la composición química de las rocas”*.

Eskola. P (1920) también definió el concepto de facies mineral, en un sentido más amplio y aplicable tanto a rocas metamórficas como ígneas. *“Una facies mineral comprende todas*

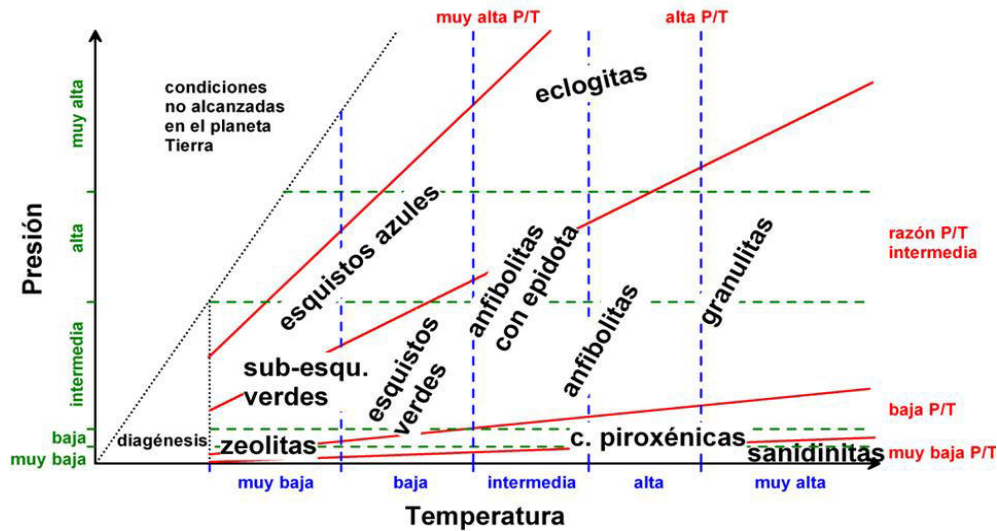
*las rocas que se han originado bajo condiciones de temperatura y presión tan similares que una composición química concreta produce el mismo conjunto de minerales...”*

Subsecuentemente, Eskola. P (1939) escribió: *“En una facies dada se agrupan rocas para las que composiciones (químicas) globales idénticas exhiben asociaciones minerales idénticas, pero cuya composición mineral para composiciones (químicas) variables varía de acuerdo con leyes definidas”*.

La IUGS define las facies metamórficas, siguiendo a Eskola y otros autores, como: *“Una facies metamórfica es un conjunto de asociaciones minerales repetidamente asociadas en el tiempo y el espacio y que muestran una relación regular entre composición mineral y composición química global, de forma que diferentes facies metamórficas (conjunto de asociaciones minerales) se relacionan con las condiciones metamórficas, en particular temperatura y presión, aunque otras variables, como  $P_{H_2O}$  pueden ser también importantes”*.

Eskola definió 8 facies: esquistos verdes, anfíbolitas con epidota, anfíbolitas, corneanas piroxénicas, sanidinitas, granulitas, esquistos con glaucofana (o esquistos azules, como ahora se las denomina), y eclogitas. Coombs et al. (1959) añadió las facies de las zeolitas, y una zona de prehnita-pumpellyita, que Turner (1968) llamó facies de las metagrauvacas con prehnita-pumpellyita. Miyashiro (1973) usó las diez facies anteriores, aunque renombró la última como facies de prehnita-pumpellyita (que se ha subdividido en facies de prehnita-pumpellyita, prehnita-actinolita, y pumpellyita-actinolita, aunque colectivamente que se agrupan bajo el término facies sub-esquistos verdes). Figura 1.

### Variabilidad de las condiciones metamórficas



**Figura 1.** Gráfico de variabilidad de las condiciones de presión y temperatura. Tomado de Miyashiro 1973.

Las clasificaciones de las rocas metamórficas se realizan teniendo en cuenta 3 parámetros fundamentales (Fettes 2007).

- La composición química y mineralógica de la misma
- El origen de la roca original o protolito (ígneo o sedimentario)
- Sus características texturales, estructurales y de fábrica

En cuanto al criterio composicional, se pueden diferenciar grandes grupos tales como rocas de composición máfica y ultramáfica (procedentes de rocas ígneas, máficas como gabros y ultramáficas como peridotitas), pelítica (rocas sedimentarias detríticas arcillosas) y gnéisica (rocas ígneas ácidas como granitos y riolitas, y sedimentarias de tipo areniscas arcósicas), carbonáticas (calizas y dolomías) y calcosilicatadas (carbonatadas impuras con cierta proporción de componente arcilloso y margas). (Turnbull et al. 2001).

### **TIPOS DE METAMORFISMO**

Los tipos de metamorfismo más importante son metamorfismo regional y metamorfismo de contacto. Las rocas del primer tipo de metamorfismo se forman en áreas orogénicas amplias, a lo largo de cientos de km, soliendo presentar foliaciones e importantes



deformaciones. Las del segundo tipo se forman en torno a los contactos entre cuerpos magmáticos intrusivos y las rocas encajantes, en respuesta al incremento de temperatura que sufren las rocas adyacentes al ponerse en contacto con los cuerpos ígneos. Este tipo de rocas no sufre esfuerzos dirigidos especialmente intensos durante la blastesis mineral, por lo que suelen ser rocas no foliadas (exclusivamente blásticas). Existen, no obstante, otros tipos de metamorfismo. (Bucher y Grapes, 2011).

**La clasificación del metamorfismo se basa en criterios variados:**

1. La extensión areal sobre la que se produce el proceso (i.e., m. regional, m. local).
2. Contexto geológico (orogénico, de enterramiento, de fondo oceánico, de dislocación, de contacto, de lámina caliente –“hot-slab”,...).
3. El principal factor (P, T,  $P_{H_2O}$ , esfuerzo desviatorio, deformaciones) del metamorfismo (m. térmico).
4. La causa particular de un metamorfismo específico (m. de impacto, m. hidrotermal)
5. Si el metamorfismo resultó de un solo evento o de más de uno (monometamorfismo, polimetamorfismo).
6. Si va acompañado de incremento o descenso de temperatura (m. progrado, m. retrogrado).

**Texturas**

Las texturas principales que pueden encontrarse en las rocas metamórficas son cuatro (Spry et al. 1969), que se describen a continuación.

**Textura granoblástica.** Los cristales forman un mosaico de granos más o menos equidimensionales. Los contactos entre granos tienden a formar ángulos de  $120^\circ$  en puntos donde se juntan tres de ellos (denominados puntos triples). Esto se debe a que esta disposición morfológica es más estable, ya que se minimiza la superficie total de contactos entre granos y por ende la energía de superficie, por comparación con otras disposiciones que implican contactos al azar. Esta textura es común en rocas monominerales como cuarcitas y mármoles, así como en rocas de grado metamórfico muy alto como granulitas.

**Textura lepidoblástica.** Está definida por minerales tabulares (en general filosilicatos, normalmente micas y cloritas) orientados paralelamente según su hábito planar. El hecho

de que esta textura presente orientación preferente de sus componentes minerales supone que las rocas con esta textura presentan fábrica planar (o plano-lineal), lo que confiere a la roca una anisotropía estructural (foliación) según la cual tiende a exfoliarse. Estas rocas presentan, por tanto, comportamientos mecánicos contrastados según las direcciones perpendicular y paralela a la superficie de foliación. Esta textura es la típica de metapelitas (pizarras, micacitas, esquistos y gneises pelíticos).

**Textura nematoblástica.** Está definida por minerales prismáticos o aciculares (e.g., inosilicatos, normalmente anfíboles), orientados paralelamente según su hábito elongado en una dirección. Las rocas con esta textura presentarán fábrica lineal (o plano-lineal), lo que igualmente les confiere una anisotropía estructural (lineación) según la cual las rocas tienden a escindirse. Esta textura es típica de anfibolitas y algunos gneises y mármoles anfibólicos.

**Textura porfidoblástica.** Está definida por la presencia de blastos de tamaño de grano mayor (i.e., porfidoblastos) que el resto de los minerales que forman la matriz en la que se engloban. La matriz por su parte puede tener cualquiera de las texturas anteriores (grano-, lepidó- o nematoblástica), o una combinación de ellas. Cualquier tipo de roca metamórfica puede tener textura porfidoblástica, y los porfidoblastos pueden ser de cualquier mineral que la forme.

### **Estructuras, microestructuras y fábrica**

Las estructuras encontradas en las rocas metamórficas dependen de si ésta ha sufrido o no deformación, y del tipo de estructuras de las rocas originales, ígneas o sedimentarias. (Yardley 1989).

En el caso de no haber sufrido deformación (como sería el caso típico de las rocas de metamorfismo de contacto), no suele existir orientación preferencial de los blastos minerales. La fábrica sería por lo tanto generalmente isótropa. En estos casos, se encuentran estructuras bandeadas, que pueden ser relictas de estructuras sedimentarias antiguas (como superficies de estratificación), o desarrolladas durante el propio proceso metamórfico (e.g. diferenciados metamórficos, migmatitas estromáticas), estructuras masivas (e.g. granulitas y mármoles corneánicos, algunas serpentinitas) y estructuras nodulosas (e.g. corneanas nodulosas o moteadas).

En el caso de que las rocas hayan sufrido deformación contemporánea con el metamorfismo (rocas de metamorfismo regional), todos o parte de los blastos minerales presentan orientaciones morfológicas (fábrica) y/o cristalográficas (fábrica cristalográfica) preferentes. Las estructuras y las fábricas encontradas son en parte equivalentes. La estructura más común es la bandeada que, además, presentará orientación preferente de los minerales paralelamente al bandeo.

Tanto en las rocas no deformadas como en las deformadas (aunque especialmente en estas últimas) se pueden encontrar características estructurales penetrativas en grandes volúmenes de rocas, independientemente de su estructura básica. Se dice que una característica es penetrativa cuando se encuentra homogéneamente distribuida por toda la roca a una escala determinada, lo cual supone que se repite en el espacio de manera constante. Normalmente, la escala es pequeña, esto es microscópica o de muestra de mano. En las rocas metamórficas las estructuras penetrativas son la **foliación** y la **lineación**, caracterizadas por la existencia de cualquier superficie o línea, respectivamente, presentes en la roca de forma penetrativa. Estas estructuras imprimen la facilidad de rotura a favor de las mismas. En las rocas metamórficas deformadas, tanto las foliaciones como las lineaciones son el resultado de la deformación sufrida ante la acción de esfuerzos dirigidos (i.e., esfuerzos no hidroestáticos) (Turnbull, et al. 2001)

A partir de los criterios de tipo y grado de metamorfismo, texturas, estructuras y fábricas, y composición de la roca original (Bucher y Grapes 2011), se clasifican las rocas metamórficas entre las que se destacan:

**Pizarra y filita.** Rocas pelíticas de grano muy fino a fino. Está compuestas esencialmente de filosilicatos (micas blancas, clorita,...) y cuarzo (si es muy abundante puede denominarse entonces cuarzofilita); los feldespatos (albita y feldespato potásico) también suelen estar presentes. Este tipo de roca presentan **foliación** por orientación preferente de los minerales planares (filosilicatos), y son fácilmente fisibles.

**Esquisto.** Roca pelítica de grano medio a grueso y con foliación marcada (en este caso se denomina **esquistosidad**). Los granos minerales pueden distinguirse a simple vista (en contra de las filitas y pizarras). Los componentes más abundantes son moscovita, biotita, plagioclasas sódicas, clorita, granates, polimorfos del silicato de aluminio (andalucita,

silimanita, distena), etc. A veces pueden tener altas concentraciones de grafito, por lo que toman un color oscuro (al igual que las pizarras y filitas).

**Gneiss.** Rocas cuarzofeldespática de grano grueso a medio, con foliación menos marcada que en los esquistos debido a la menor proporción de filosilicatos (esencialmente moscovita y/o biotita). Para definir una roca como gneiss debe contener más de un 20 % de feldespatos. Su origen es diverso, pudiendo derivar tanto de rocas ígneas (ortogneisses) como sedimentarias (paragneisses); algunos gneises se producen en condiciones de alto grado por fusión parcial de esquistos u otros gneises, denominándose gneises migmatíticos.

**Anfibolita.** Roca compuestas esencialmente por anfíboles (en general hornblenda) y plagioclasa de composición variable. La esquistosidad no suele estar muy desarrollada, aunque los prismas de anfíbol suelen estar orientados linealmente (lo cual genera **lineación**). Proceden en su mayoría de rocas ígneas básicas (ortoanfibolitas) y margas (paraanfibolita).

**Mármol.** Roca de grano fino a grueso compuesta esencialmente por carbonatos (calcita y/o dolomita) metamórfico. Normalmente, los mármoles no presentan foliación, debido a la ausencia o escasez de minerales planares. Su estructura es variada, aunque abunda la masiva y bandeada, y su textura es típicamente granoblástica. Su color es muy variado, desde blanco, gris, rosa a verde. Resultan de la recrystalización de rocas calizas de cualquier tipo, por lo que no pueden observarse los componentes originales como bioclastos, oolitos, etc. Los mármoles no deben confundirse con calizas esparíticas sedimentarias, que sí presentan los componentes originales, aunque más o menos modificados por los procesos diagenéticos. De hecho, gran parte de las rocas que comercialmente se conocen con el nombre de mármol, son rocas carbonatadas sedimentarias.

**Cuarcita.** Roca de grano medio a fino, constituida esencialmente por cuarzo (más del 80 %) y algo de micas y/o feldespatos. Las cuarcitas derivan de rocas sedimentarias detríticas ricas en cuarzo (areniscas cuarcíticas) con las que no deben confundirse. Son rocas masivas o bandeadas, sin foliación marcada y textura granoblástica deformada o no.

**Corneana.** Roca no esquistosa desarrollada por metamorfismo de contacto sobre rocas originariamente pelíticas. La composición mineral es muy similar a la de los esquistos, aunque presentan algunas diferencias mineralógicas, como cordierita y andalucita. La textura es granoblástica, la estructura generalmente masiva y la fábrica no orientada.

Cuando una roca metamórfica es de contacto suele ser nombrada con el término “corneánico/a”, independientemente que su composición sea o no pelítica (e.g., mármoles corneánicos).

**Serpentinita.** Roca compuesta esencialmente por minerales del grupo de la serpentina (antigorita, crisotilo, lizardita, carlosturanita), con proporciones variadas de clorita, talco, y carbonatos (calcita, magnesita). Son rocas generalmente masivas, aunque pueden presentar cierto bandeo composicional. Proceden de rocas ultrabásicas, constituidas esencialmente por olivino y piroxenos, hidratadas durante el proceso metamórfico.

Estos tipos descritos se forman a partir de una misma roca, difiriendo en cuanto al grado metamórfico sufrido. Así por ejemplo, una pelita (o metapelita) de grado muy bajo se denomina en general filita o pizarra, en grado bajo sería una micacita o un esquisto, en grado medio un esquisto y en grado alto un esquisto o un gneis pelítico; una roca máfica sería un esquisto verde en grado bajo (esquisto con abundante clorita y albita) o una anfibolita en grado medio.

Las rocas metamórficas foliadas (e.g., esquistos, gneises) no han sido especialmente utilizadas como material de construcción debido a la fuerte anisotropía que presentan en cuanto a sus características mecánicas, que suponen una fácil exfoliación y rotura paralelamente a la superficie de foliación y/o lineación.

Los prefijos meta, orto y para suelen utilizarse en las denominaciones de las metamorfitas:

**Meta:** el prefijo meta se usa, en casos necesarios, acompañado del nombre de la roca primaria para indicar que esta última se encuentra metamorfizada. Por ejemplo: metagabro, metabasalto, metaarenisca, etc. Este prefijo, acompañado de la denominación de la roca primaria, también suele utilizarse a continuación del nombre de una metamorfita nominada. Por ejemplo: anfibolita metagabroídica, gneiss feldespato micáceo granatífero metagranitoídico, eclogita metagabroídica, esquisto cuarzo moscovítico metaterígeno o metaarenoso, etc.

**Orto:** el prefijo orto se usa, en casos necesarios, acompañado del nombre de la roca metamórfica para indicar que esta última tiene un origen ígneo o magmático. Por ejemplo: ortoanfibolita, ortogneiss plagioclaso micáceo granatífero, ortoesquisto albita clorito actinolítico, ortoesquisto verde, etc.

**Para:** el prefijo para, se usa, en casos necesarios, acompañado por el nombre de la metamorfita para indicar que esta última tiene un origen sedimentario. Por ejemplo: paraanfibolita, paragneiss cuarzo plagioclaso micáceo con cianita y granate, paraesquistos verde actinolito clorito albítico, etc.

.

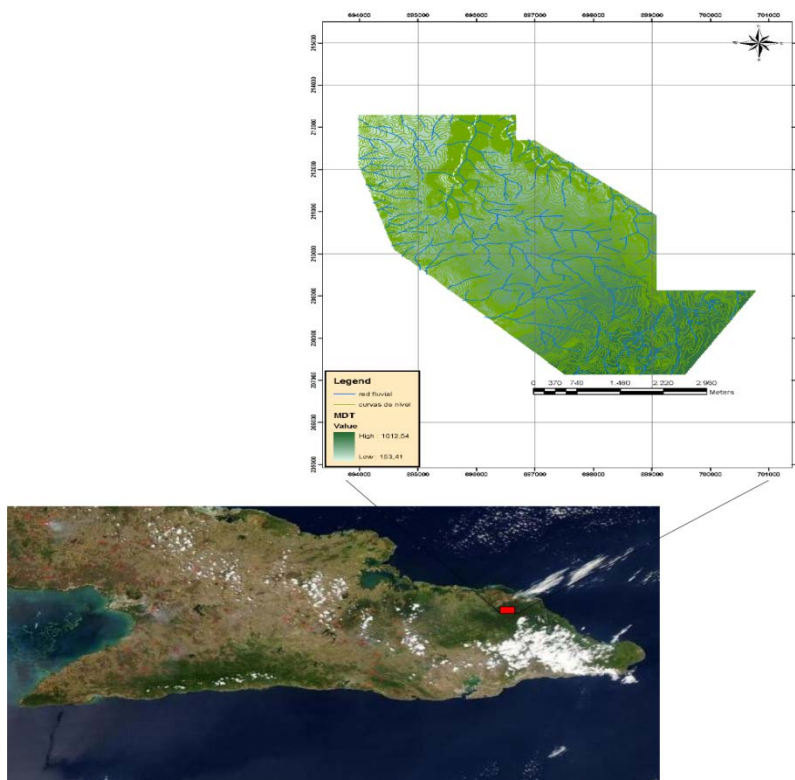
## CAPÍTULO 1: CARACTERÍSTICAS FÍSICO-GEOGRÁFICAS, GEOLÓGICAS REGIONALES Y PARTICULARES DEL ÁREA DE ESTUDIO.

### 1.1 Introducción

En el presente capítulo se describen los principales rasgos geomorfológicos, tectónicos, hidrogeológicos, climáticos y geológicos del sector analizado así como también las características de la vegetación y la economía, lo cual permitirá tener una panorámica general acerca del área de estudio.

### 1.2 Características geográficas del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada geográficamente en el extremo nororiental del territorio cubano específicamente en el municipio Moa, provincia Holguín y en el sector norte del yacimiento Camarioca Sur, como se puede observar en la (Figura 1.1). Según el sistema de coordenadas Lambert el sector de estudio se encuentra delimitado por las coordenadas: X: 693 900 – 700 900 y Y: 213 200 – 205 400



**Figura 1.1.** Fotografía del mapa de ubicación geográfica, sector Camarioca sur.

### **1.3 Relieve**

El relieve del territorio se caracteriza por el predominio del relieve de montaña, las que se manifiestan de forma continua hacia la parte centro sur, con predominio de las cimas aplanadas y vertientes abruptas hacia los cursos de aguas principales, destacándose como cota máxima la elevación El Toldo con una altura de 1174,6 metros sobre el nivel del mar. Geomorfológicamente el territorio está clasificado genéticamente dentro del tipo de horst y bloques que corresponde a los cuerpos de rocas ultrabásicas elevados en la etapa geotectónica (Oliva 1989). Para la región se han determinado dos zonas geomorfológicas: de llanuras y montañas (Rodríguez 1998).

Las llanuras fluviales, acumulativas y abrasivo – acumulativas presentan un desarrollo limitado a algunas cuencas fluviales de la zona. Por su parte, la llanura litoral que se dispone como una estrecha franja paralela a la costa, es de tipo acumulativa marina, apareciendo ligeramente diseccionada con alturas que pueden alcanzar hasta los 20 – 25 metros. Hacia la parte Sur predominan las montañas bajas y premontañas de cimas aplanadas o ligeramente diseccionadas.

El área de estudio se encuentra ubicada específicamente en el borde occidental del bloque morfotectónico de mayor levantamiento de la región, lo que le confiere una mayor inestabilidad e irregularidad de la topografía, por lo que aun cuando predomina el relieve de montañas bajas aplanadas, en su morfología aparecen numerosos barrancos, escarpes y deslizamientos, así como sectores diseccionados. Los barrancos son frecuentes en la parte alta y media de los ríos que atraviesan el complejo ofiolítico y que tienen un fuerte control estructural, alcanzando su mayor expresión en la parte centro meridional y llegan a desarrollar pendientes de hasta 45° con alturas máximas de 240 m, lo cual hace susceptible a estos sectores al deslizamiento y arrastre de suelos.

### **1.4 Hidrografía**

La red hidrográfica en la zona se encuentra bien desarrollada, representada por numerosos ríos y arroyos entre los que se destacan: Aserrió, Cabañas, Moa, Yagrumaje, Punta Gorda, Cayo Guam, Semillero, El Medio, Cupey, Yamanigüey y parte de su curso del Jiguaní, los que en su mayoría corren de Sur a Norte, desembocando en el océano Atlántico, formando deltas cubiertos de mangles. En general predomina la configuración fluvial de tipo dendrítica, aunque debido al control tectónico del relieve, pueden observarse sectores



fluviales con red enrejada. Los ríos forman terrazas al llegar a la zona de pie de monte, sus orillas son abruptas y erosionadas en la zona montañosa mientras que en las partes bajas son llanas y acumulativas y en todos los casos son alimentados por las precipitaciones atmosféricas teniendo como nacimiento las zonas montañosas del grupo Sagua – Baracoa. En el sector analizado la red hidrográfica aunque mantiene sectores con configuración dendrítica, presenta un gran control tectónico debido a la alta fracturación de las rocas.

### **1.5 Clima**

El clima de la zona es del tipo tropical húmedo, el cual se ve influenciado por la orografía, ya que las montañas del grupo Sagua-Baracoa sirven de barrera a los vientos alisios del NE, los cuales descargan toda su humedad en forma de abundantes precipitaciones en la parte norte de la región. En la misma se distinguen de acuerdo a la distribución de las precipitaciones dos períodos de lluvia (Mayo-Junio) y (Octubre-Enero) y dos períodos de seca (Febrero-Abril) y (Junio-Septiembre). Según análisis estadístico de 21 años (1989–2009), referente al comportamiento de las precipitaciones en Moa, el total anual varía entre 767 - 3560mm. La cantidad de días con lluvias anuales que se registran en la serie analizada para cada pluviómetro, manifiestan una regularidad cada cuatro años, en que existe un ascenso en la cantidad de días lluviosos. Por tanto este comportamiento corrobora la existencia de períodos húmedos comprendidos entre los meses octubre - enero con un promedio de lluvia que oscila entre 155 - 336 mm y el mes de mayo con un promedio de 169.7 mm; y períodos secos que se dividen entre los meses febrero, marzo, abril con un promedio de lluvia entre 113 - 151 mm y el que abarca los meses junio, julio, agosto con un acumulado promedio entre 120 - 122 mm de precipitaciones. La temperatura media anual oscila entre 22.26 °C y 30.5 °C, siendo los meses más calurosos desde julio hasta septiembre y los más fríos enero y febrero, siendo los meses más lluviosos noviembre y diciembre y los meses más secos marzo, julio y agosto.

### **1.6 Vegetación**

La flora del municipio Moa es muy variada en toda su magnitud, por eso se destaca tanto por su endemismo genérico, como específico; también hay especies significativas por considerarse relictos de eras pasadas. La vegetación presente forma parte de 5 formaciones vegetales:

**Pinares:** es un bosque siempre verde, con hojas en forma de agujas, generalmente con un solo estrato arbóreo dominante (*Pinus Cubensis*), con altura de 20-30m y una cobertura entre 80 y 90% de la superficie pudiendo llegar en ocasiones hasta el 100%. Especies más representativas *pinus cubensis*, framboyán azul, guao y copey.

**Pluvsilvas:** es la formación vegetal más vigorosa y puede alcanzar hasta 40m de altura. Especies más representativas: majagual azul, ocuje colorado, roble y yagruma.

**Carrascales:** son formaciones de bosques siempre verde o matorrales bajos siempre verde. Alcanzan una altura de 6 y 8 m. Especie más representativa jaracanda arbórea.

**Bosques de galería:** se desarrollan en las laderas de los ríos, arroyos, cañadas y diferentes cursos de agua. Pueden alcanzar hasta 20 m de altura o más. Especie representativa: ocuje colorado y diferentes tipos de helechos.

**Manglares:** son bosques siempre verdes que pueden oscilar desde 5 a 15 m y en ocasiones hasta 25 de acuerdo a las condiciones ecológicas de las zonas. Se localizan en zonas costeras bajas, fangosas, parcial o totalmente inundadas por agua salada, con acción directa del agua de mar.

**Especies características:** mangle rojo, mangle prieto, patabán, yana. Esta formación vegetal resulta extremadamente importante no solo económica y biológicamente sino desde el punto de vista ecológico ya que funciona como la barrera principal en la interacción de todos los acontecimientos entre los ecosistemas marinos y terrestres

## **1.7 Economía**

Las principales actividades económicas de la región son: el desarrollo de la industria minera y el procesamiento de las menas níquelíferas, trayendo como consecuencia que sea una de las zonas más industrializadas de nuestro país, debido a que cuenta con plantas procesadoras de níquel como: La empresa Comandante Pedro Soto Alba y la empresa Comandante Ernesto Che Guevara.

Además existen otras industrias y empresas relacionadas con la actividad minero metalúrgica tales como: La Empresa Mecánica del Níquel, Las Camariocas (en construcción), la Empresa Constructora y Reparadora de la Industria del Níquel (ECRIN) y el Centro de Proyecto del Níquel (CEPRONIQUEL) y otros organismos de los cuales depende la economía de la región como son: Empresa Geólogo-Minera, la EMA y

diferentes instalaciones de apoyo social, tales como: la presa Nuevo Mundo (la más profunda del país), el Tejar de Centeno, y el Combinado Lácteo.

En la región se explotan también los recursos forestales por la Empresa Municipal Agroforestal (EMA), al constituir los recursos forestales un eslabón importante de la economía de la región.

### 1.8 Características geológicas regionales

El área de estudio se encuentra dentro de la región oriental de Cuba, la cual desde el punto de vista geológico se caracteriza por la presencia de las secuencias del cinturón plegado cubano y las rocas del Neoa autóctono (Pushcharovsky 1988). (Figura.1.2). En el macizo montañoso Sagua-Moa afloran principalmente unidades oceánicas correspondientes a las ofiolitas septentrionales y a los arcos de islas volcánicas del Cretácico y el Paleógeno (Cobiella, 1988, 1997, 2000; Quintas, 1989; Iturralde-Vinent, 1996, 1998; Proenza, 1997; Proenza y otros, 1999c).

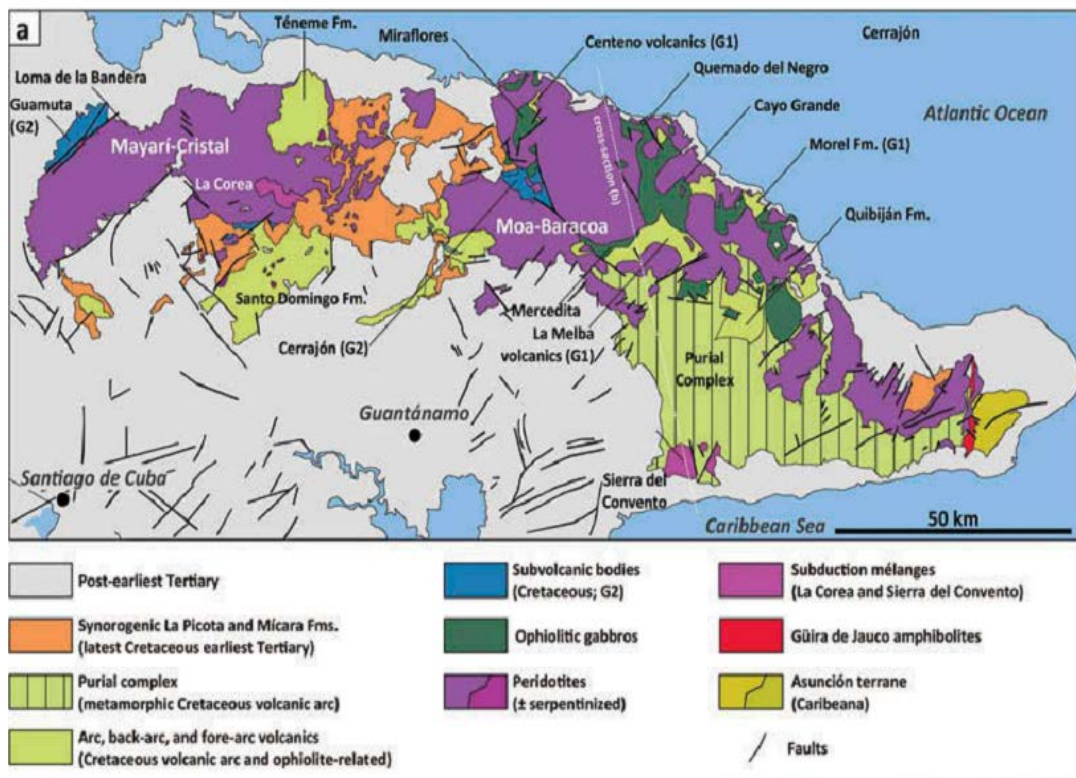
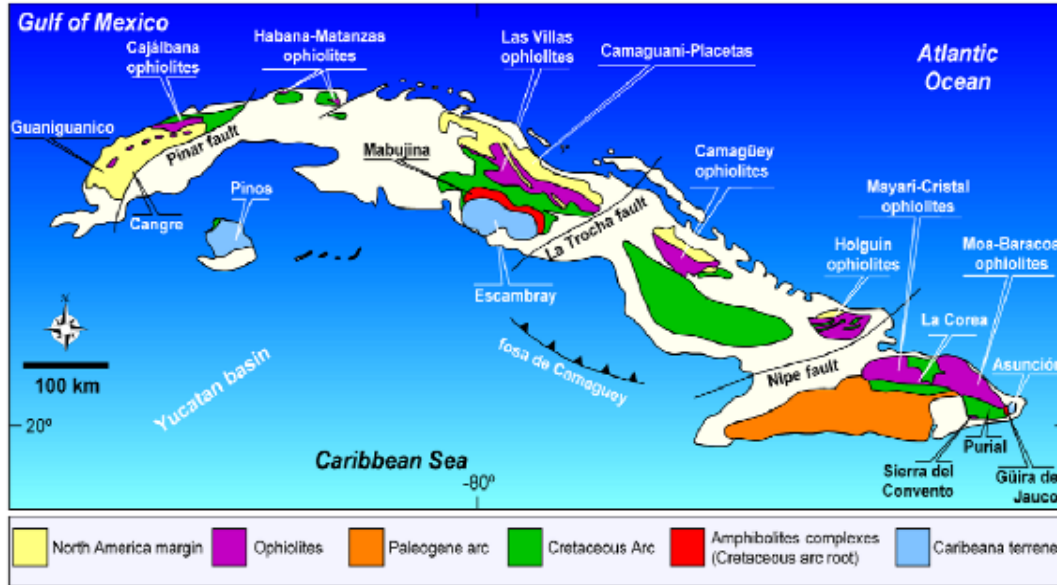


Figura 1.2 Fotografía del Mapa geológico de Pushcharovsky 1988.

A continuación se hace una breve descripción de las principales unidades estructuro-formacionales mencionadas anteriormente.

### Ofiolitas Septentrionales

Estas rocas afloran como una serie de cuerpos alargados en la mitad septentrional de la isla de Cuba a lo largo de una franja discontinua de más de 1000 km de largo y hasta 30 km de ancho, entre la localidad de Cajálbana al oeste y Baracoa al este, ocupando una extensión areal superior a los 6500km<sup>2</sup> (Figura 1.3). Desde el piso hasta el techo estos complejos rocosos se encuentran divididos estratigráficamente en las siguientes zonas fundamentales: a) una zona de harzburgitas con textura de tectonitas; b) una zona de harzburgita que contiene principalmente cuerpos de dunitas, peridotitas “impregnadas” (con plagioclasa y clinopiroxeno), sills y diques de gabros y pegmatoides gabroicos, así como cuerpos de cromititas. Esta zona correspondería a la denominada Zona de Transición de Moho (MTZ- siglas en inglés); c) una zona de gabros, y d) el complejo volcano-sedimentario. La zona correspondiente al complejo de diques paralelos de diabasas aún no ha sido identificada en este macizo.



**Figura 1.3** Fotografía del mapa esquemático que muestra la extensión superficial del Cinturón ofiolítico cubano. Blanco-Quintero, 2010.

El Complejo Peridotítico (tectonitas), se caracteriza por presentar harzburgitas, en menor grado websteritas y lherzolitas, con bolsones aislados de dunitas, todas serpentinizadas (Iturralde, 1998). La zona de gabros forma grandes cuerpos incluidos en el complejo de

teconitas. Las dimensiones de estos cuerpos oscilan entre 1 y 3 km. de ancho, por 10 a 15 km de longitud (Fonseca, et al. 1985). El contacto entre el complejo de tectonitas y el de gabros es mayoritariamente tectónico.

La parte inferior del complejo de gabros se caracteriza por presentar un marcado bandeamiento, mientras que la parte superior es isótropa. En este macizo también existen numerosos cuerpos de cromititas y sills de gabros, así como diques de gabros y de pegmatoides gabroicos (Fonseca et al. 1985; Proenza, et al. 1998). Los sills de gabros y las cromititas se localizan en la parte más alta de la secuencia mantélica, en la zona de transición entre las peridotitas con texturas de tectonitas y los gabros bandeados.

El Complejo Transicional (MTZ) se constituye principalmente de harzburgitas, lherzolitas y websteritas con bolsones y bandas duníticas, todas serpentinizadas, a veces con cromititas podiformes, diques de gabroides y diques aislados de plagiogranitos. En ocasiones se observan complejos de haces entrecruzados de diques zonados de plagioclasitas, gabroides y pegmatitas, impregnando una masa de serpentinitas brechosas, probables representantes de antiguas cámaras magmáticas colapsadas. (Iturralde 1998).

El complejo cumulativo se caracteriza por presentar cúmulos máficos de gabros olivínicos, noritas, y anortositas y ultramáficos como lherzolitas, websteritas, harzburgitas y raras dunitas, todos serpentinizados. Existen ocasionales cuerpos podiformes y venas de cromititas. Además de los diques gabroides, plagioclasitas y plagiogranitos, en la parte superior de la sección pueden aparecer cuerpos potentes de gabros isotrópicos. (Iturralde 1998).

El complejo de diques paralelos de diabasas no ha sido reconocido en todo el complejo ofiolítico Moa-Baracoa y aunque su presencia ha sido invocada en el extremo noroeste de la Meseta Pinares de Mayarí, los últimos resultados obtenidos indican que estos cuerpos de diabasas poseen rasgos geoquímicos propios de arcos de islas. (Díaz y Proenza 2005).

El complejo vulcanógeno-sedimentario contacta tectónicamente con los demás complejos de la secuencia ofiolítica. Está compuesto por basaltos amigdaloidales y porfíricos (algunas veces con estructura de almohadillas), con intercalaciones de hialoclastitas, tobas, capas de cherts y calizas. Estas litologías afloran en Morel, La Melba, Cañete, Quesigua y Centeno. (Díaz y Proenza 2005).

## **ARCO DE ISLAS VOLCÁNICAS DEL CRETÁCICO (PALEOARCO)**

El arco se compone de depósitos volcánicos que datan desde el Aptiense hasta el Campaniense Medio, estas rocas volcánicas están situadas mediante contacto tectónico bajo las ofiolitas del cinturón septentrional. Según Iturralde Vinent (1994, 1996a), el basamento del arco volcánico es una corteza oceánica de edad pre- Aptiense. Las rocas volcánicas y vulcanógeno-sedimentarias del arco Cretácico están ampliamente desarrolladas en la región de estudio y representadas por las rocas de las formaciones Quibiján, Téneme, Santo Domingo y el Complejo Cerrajón.

**La Fm Quibiján** según Quintas (1989), se puede dividir en tres secuencias: inferior, media y superior. La secuencia inferior tiene un espesor de 550 m y está compuesta por basaltos, la media es parecida a la inferior, pero predominan las lavas-brechas y las tobas lapilíticas de grano grueso a fino, litoclásticas y litocristaloclásticas con estratificación gradacional y laminar. La secuencia superior no está bien aflorada y las rocas se presentan con agrietamientos intensos y metamorfizadas, aunque se puede observar diversos mantos de lavas basálticas microfaneríticas porfiríticas, a veces amigdaloidales con algunas intercalaciones andesito-basálticas porfiríticas de color verde oscuro.

**La Fm. Téneme** (Cretácico Superior-Inferior), se encuentra en las cuencas de los ríos, Cabonico y Téneme y en la región de Moa. Está compuesta principalmente por flujos de basaltos, andesitas basálticas, tobas y brechas y en menor medida dacitas, cabalgadas por rocas ultramáficas serpentinizadas (Proenza et al. 2006). Las rocas volcánicas están cortadas por pequeños cuerpos de cuarzo-diorita intrusivas de  $89,70 \pm 0,50$  Ma (en Río Grande). La composición química de las rocas volcánicas indica una afinidad geoquímica que varía entre toleítas de arco pobres en Ti y boninitas (Proenza et al. 2006).

**La Fm. Santo Domingo** (Albiense -Turonense) está compuesta por tobas y lavabrechas andesíticas, dacitas, tufitas, argilitas, lutitas volcanomícticas, lavas basálticas, liparitodacíticas, conglomerados y calizas. También aparecen pequeños cuerpos de pórfidos dioríticos, andesitas y diabasas (Iturralde-Vinent, 1996, 1998; Proenza y Carralero, 1994; Gyarmati y otros, 1997), se incluyen en esta formación las calizas pizarrosas finamente estratificadas y muy plegadas de color grisáceo, que afloran en la localidad de Centeno. Aflora además hacia la parte centro occidental (al norte y sur de la Sierra Cristal), en la parte alta de la cuenca del río Sagua y en la región de Farallones-Calentura. Los materiales

de la Fm. Santo Domingo se encuentran imbricados tectónicamente con las ofiolitas de la Faja Mayarí-Baracoa. Muchas veces los contactos coinciden con zonas que presentan una mezcla de bloques de vulcanitas pertenecientes al arco y de ofiolitas (Iturralde-Vinent 1996).

**El complejo Cerrajón** (Aptiense-Turonense) está compuesto por diques subparalelos de diabasas y gabrodiabasas (Gyarmati y Leyé O'Connor, 1990; Gyarmati y otros, 1997). La actividad volcánica se extendió desde el Aptiense al Campaniense Medio (Iturralde-Vinent, 1996). Restos de este basamento ofiolítico del arco afloran actualmente y están representados por las anfíbolitas de la Formación Güira de Jauco, al sur de la región de estudio (Millán 1996; Iturralde-Vinent 1996).

En la zona de contacto de estas rocas cretácicas con las ofiolitas, las mismas se encuentran deformadas, generalmente trituradas hasta brechas. En ocasiones los contactos coinciden con zonas muy fisuradas y foliadas, o con masas caóticas que contienen mezcla de bloques de ofiolitas y vulcanitas cretácicas (Iturralde-Vinent, 1996, 1998; Cobiella 2000).

#### **CUENCAS DE "PIGGY BACK" DEL CAMPANIENSE TARDÍO-DANIENSE**

Estas cuencas, se desarrollaron sobre las rocas pertenecientes al arco de isla volcánico y están representadas en la región por las Fm. Micara, La Picota y Gran Tierra. Todas con un gran componente terrígeno, con clastos de la asociación ofiolítica y rocas pertenecientes al arco.

**La Fm. Micara** de edad Maestrichtiense-Paleoceno, está compuesta por fragmentos y bloques procedentes de la secuencia ofiolítica y de las rocas volcánicas cretácicas. La secuencia inferior es de tipo molásica y la superior de tipo flysch. El límite inferior no se ha observado, pero se supone discordante sobre la formación Santo Domingo (Cobiella et al. 1977; Quintas, 1989, 1996; Gyarmati y Leyé O'Connor 1990).

**La Formación Picota** de edad Maestrichtiense es una secuencia típicamente olistostrómica. Posee una composición muy variable en cortas distancias, a veces con apariencia brechosa y en ocasiones conglomerática, presentando en proporciones variables la matriz y el cemento, este último carbonatado. De acuerdo a las características de esta formación se estima que la misma se acumuló a finales del Cretácico e incluso en el Paleoceno inicial, asociada al emplazamiento de las ofiolitas, que constituyeron su principal

fuelle de suministro. Aflora en los flancos meridionales de la Sierra del Cristal, cuenca de Sagua de Tánamo, la base de la Sierra del Maquey y en la meseta de Caimanes.

**La Formación Gran Tierra**, se compone de calizas brechosas, conglomerados volcanomícticos, brechas, margas, tobas, calizas organo-detríticas, areniscas volcanomícticas con cemento calcáreo, lutitas y tufitas (Cobiella, 1978; Quintas, 1989). En algunas localidades los depósitos Maestrichtiense-Daniense de tipo olistostrómico-flyschoides (formaciones Mícará y La Picota) transicionan a la secuencia del Daniense-Eoceno Superior (formaciones Gran Tierra, Sabaneta, Charco Redondo y San Luis) (Iturralde-Vinent, 1996, 1998; Cobiella 2000). La formación Gran Tierra es una secuencia terrígeno-carbonatada que aflora en los flancos meridionales de la Sierra Cristal. En las rocas arcillosas y margosas de esta formación se han registrado los primeros vestigios del vulcanismo paleogénico en forma de tobas.

En consecuencia, estas formaciones constituyen un registro temporal del proceso de emplazamiento tectónico (obducción) de las ofiolitas, el cual estuvo enmarcado en el tiempo de desarrollo de estas cuencas.

### **ARCO VOLCÁNICO (ARCO VOLCÁNICO TERCIARIO)**

Entre el Paleoceno y el Eoceno Medio-Inferior, se desarrolló otro régimen geodinámico de arco de islas volcánicas en Cuba. Esta actividad volcánica estuvo restringida fundamentalmente a la parte oriental de la isla, y en nuestra zona se considera como materiales distales del vulcanismo paleogénico. Estas secuencias están compuestas por tobas vitroclásticas, litovitroclásticas, cristalovitroclásticas con intercalaciones de tufitas calcáreas, areniscas tobáceas, calizas, conglomerados tobáceos, lutitas, margas, gravelitas, conglomerados volcanomícticos y algunos cuerpos de basaltos, andesitas y andesitas-basálticas, los cuales alcanzan hasta 60m de espesor (Formación Sabaneta) (Iturralde-Vinent, 1996, 1998; Cobiella 1997; Proenza y Carralero 1994) la cual yace sobre una secuencia de transición que contiene finas intercalaciones de tufitas (Fm. Gran Tierra) (Iturralde-Vinent 1976) o descansa discordantemente sobre las formaciones Mícará y La Picota, y sobre las ofiolitas y vulcanitas Cretácicas (Nagy y otros 1983). Esta formación aflora en los flancos septentrional y meridional de la Sierra Cristal, en la cuenca de Sagua de Tánamo, en un área extensa de la región de Cananova hasta Farallones y en un pequeño bloque en Yamanigüey.



## **CUENCAS POSTVOLCÁNICAS**

Estas cuencas desarrolladas hasta el Eoceno Superior están formadas en sus inicios por rocas carbonatadas de mares profundos, las que van transicionando a rocas terrígenas. Las secuencias estratigráficas del Eoceno Medio-Oligoceno están representadas por las formaciones Puerto Boniato, Charco Redondo, Sagua, Sierra de Capiro, Cilindro, Mucaral, y Maquey.

**La Fm. Puerto Boniato** (Eoceno Medio), se compone principalmente de calizas organodetríticas, aporcelanadas, algáceas y margas (Nagy y otros 1976).

**La Fm. Sagua** está compuesta por margas y calizas (Albear y otros 1988; Quintas 1989, 1996).

**La Fm. Charco Redondo** (Eoceno Medio) está compuesta por calizas compactas organodetríticas, fosilíferas, de color variable. En la parte inferior del corte son frecuentes las brechas. En esta parte predomina la estratificación gruesa, mientras que en la superior la fina (Cobiella 1978; Quintas 1989, 1996; Gyarmati y Leyé O'Connor 1990).

**La Fm. Sierra de Capiro** pertenece al Eoceno Superior y se compone de lutitas y margas con intercalaciones de lutitas y conglomerados con fragmentos de calizas arrecifales, serpentinitas y rocas volcánicas (Cobiella 1988; Quintas 1989; Gyarmati y Leyé O'Connor, 1990). Aflora en la región de Yamanigüey formando una franja a lo largo de toda la costa.

**La Fm. Cilindro**, perteneciente al Eoceno Medio-Superior se conforma de conglomerados polimícticos con estratificación enticular y a veces cruzadas, débilmente cementada con lentes de areniscas que contienen lignito. La matriz es arenítica polimíctica, conteniendo carbonato (Quintas 1989; Gyarmati y Leyé O'Connor 1990; Crespo 1996).

**La Fm. Mucaral** de edad Eoceno Medio-Oligoceno Inferior está compuesta por margas con intercalaciones de calizas arcillosas, areniscas polimícticas, conglomerados polimícticos, lutitas y tobas (Quintas 1989; Gyarmati y Leyé O'Connor 1990).

**La Fm. Maquey** de edad Oligoceno-Mioceno Inferior está compuesta fundamentalmente por alternancia de lutitas, areniscas, arcillas calcáreas y espesor variable de calizas biodetríticas (Cobiella 1988; Quintas 1989; Crespo 1996).

## **NEOAUTÓCTONO**

El "Neoautóctono" está constituido por formaciones sedimentarias depositadas en régimen de plataforma continental que yacen discordantemente sobre las unidades del cinturón plegado.

Las rocas del Neoautóctono constituyen una secuencia terrígeno-carbonatada poco deformada que aflora en las cercanías de la costa formando una franja que cubre discordantemente los complejos más antiguos y que estructuralmente se caracterizan por su yacencia monoclinal suave u horizontal (Quintas 1989; Iturralde-Vinent, 1994, 1996; Rodríguez 1998). Son representativas de esta secuencia las formaciones Cabacú, Yateras, Jagüeyes, Majimiana, Júcaro, Río Maya y Jaimanitas.

**La Fm. Cabacú** (Oligoceno Medio-Mioceno Inferior) está compuesta por gravelitas, areniscas y lutitas polimícticas (proveniente principalmente de ultramafitas y vulcanitas) de cemento débilmente arcilloso-calcáreo y a veces algunos lentes de margas arcillosas en la parte inferior (Nagy y otros 1976; Quintas 1989; Gyarmati y Leyé O’Conor 1990).

**La Fm. Yateras** (Mioceno Inferior) se compone de alternancia de calizas biodetríticas y detríticas y calizas biogénicas de granos finos a gruesos, duras, de porosidad variable y a veces aporcelanadas (Iturralde-Vinent, 1976; Nagy y otros 1976; Cobiella 1978; Gyarmati y Leyé O’Conor 1990; Manso 1995; Crespo 1996).

**La Fm. Jagüeyes** (Mioceno Medio Temprano) se compone de lutitas, areniscas, gravelitas polimícticas de matriz arenácea y arcillosa, con escaso cemento carbonático y margas arcillosas y arenáceas. Esta formación, se caracteriza por ser fosilífera, en la cual alternan calizas biodetríticas, biohémicas, calcarenitas y arcillas. Las arcillas y lutitas, pueden ser yesíferas (Nagy y otros 1976; Albear y otros, 1988; Manso 1995).

**La Fm. Júcaro** (Mioceno Superior-Plioceno) está compuesta por calizas generalmente arcillosas, calcarenitas, margas, lutitas, a veces con gravas polimícticas y arcillas yesíferas (Nagy y otros 1976; Gyarmati y Leyé O’Conor 1990). Esta formación aflora por toda la costa en la región de Cananova y Yamanigüey.

**La Formación Majimiana** está constituida por calizas organodetríticas típicas de complejos arrecifales y bancos carbonatados con intercalaciones de margas. Las secuencias de esta formación, presentan bruscos cambios faciales en cortas distancias, conteniendo una abundante fauna de foraminíferos bentónicos y planctónicos, lo que ha permitido asignarle una edad Oligoceno Superior hasta el Mioceno, aflora en la región de Yamanigüey, formando una franja por toda la costa. Se presenta en forma de franja paralela al litoral, con un relieve poco accidentado representado por pequeñas colinas onduladas de poca pendiente.

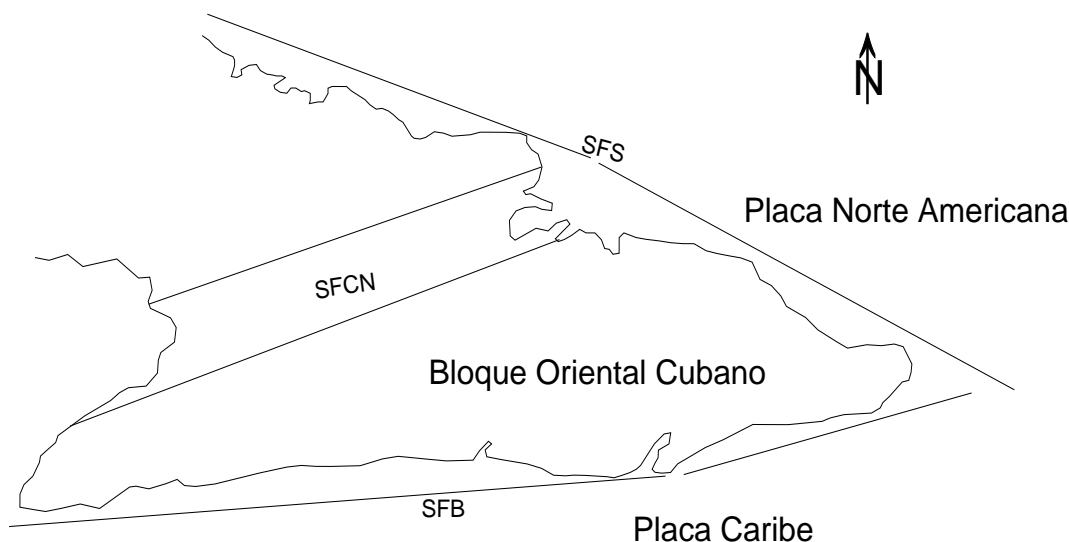
**La Fm. Río Maya** (Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior) se conforma de calizas biohémicas algáceas y coralinas muy duras, de matriz micrítica, frecuentemente aporcelanadas, conteniendo corales en posición de crecimiento, así como subordinadamente moldes y valvas de moluscos, todas muy recrystalizadas, las calizas frecuentemente están dolomitizadas. El contenido de arcillas, es muy variable (Nagy y otros 1976; Gyarmati y Leyé O’Conor 1990).

**La Fm. Jaimanitas** (Pleistoceno Medio-Superior) se compone de calizas biodetríticas masivas, generalmente carsificadas, muy fosilíferas, contiene conchas bien preservadas y corales de especies actuales y ocasionalmente biohermas (Gyarmati y Leyé O’Conor 1990).

### Tectónica regional

Desde el punto de vista tectónico, el área analizada se ubica dentro del denominado Bloque Oriental Cubano, el mismo constituye el más oriental de los tres grandes bloques tectónicos en que ha sido subdividida la estructura geológica del territorio cubano (Figura.1.4). Sus límites se encuentran definidos por los siguientes sistemas de fallas regionales:

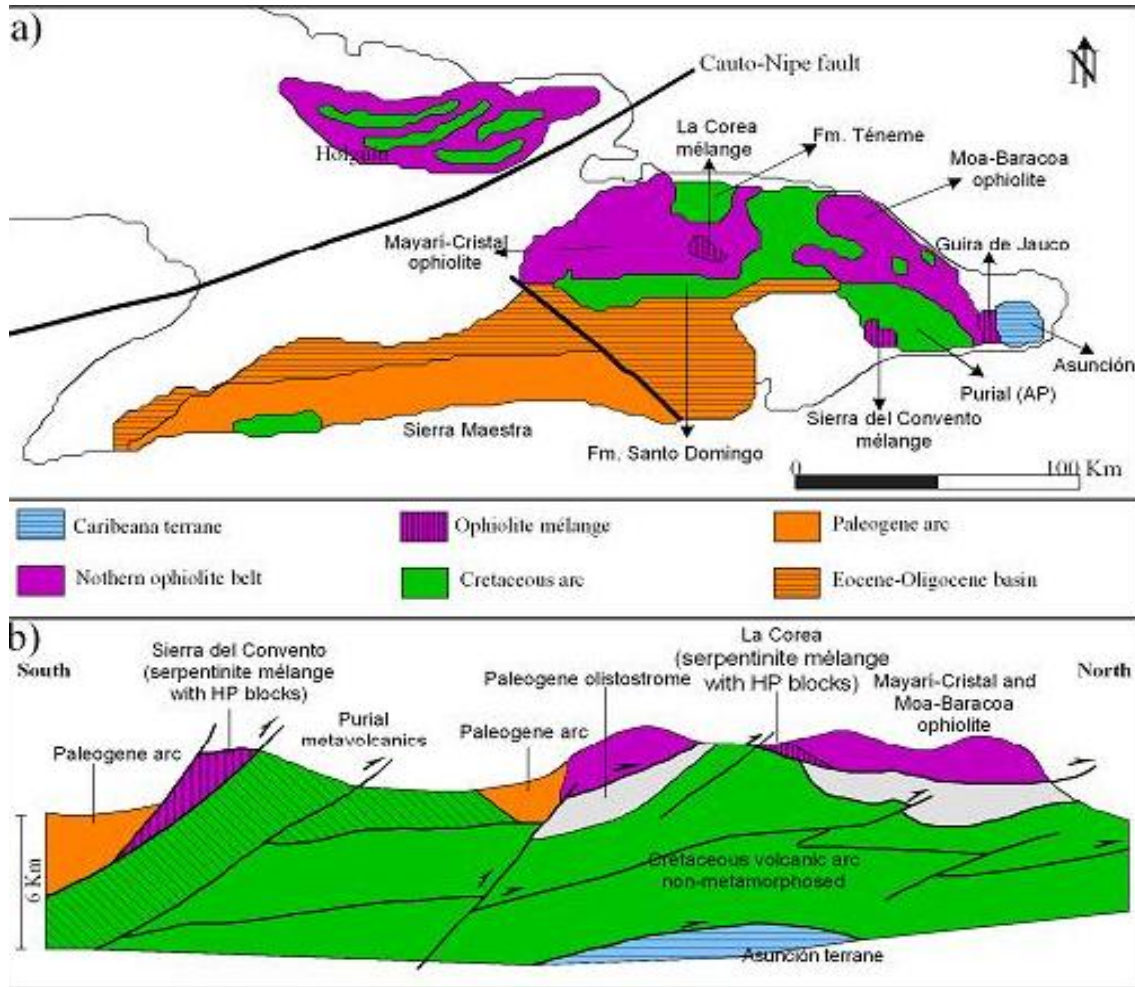
- Sistema de fallas Cauto-Nipe.
- Sistema de fallas rumbo-deslizantes Bartlett-Caimán.
- Falla de sobrecorrimiento Sabana.



**Figura 1.4** Mapa Esquemático del Bloque Oriental Cubano. Nombre de los Sistemas de Fallas: SFS, Sistema de Falla Sabana; SFB, Sistema de falla Bartlett; SFCN, Sistema de Fallas Cauto-Nipe. Tomado de Blanco-Quintero, 2003.

En las secuencias más antiguas (rocas metamórficas y volcánicas), de edad Mesozoica, existen tres direcciones fundamentales de plegamientos: noreste-suroeste; noroeste-sureste y norte-sur, esta última, característica para las vulcanitas de la parte central del área. Las deformaciones más complejas, se observan en las rocas metamórficas, en la cual en algunas zonas aparecen fases superpuestas de plegamientos (Campos 1983, 1990). A fines del Campaniano Superior – Maestrichtiano ocurre la extinción del Arco Volcánico Cretácico Cubano, iniciándose la compresión de sur a norte que origina, a través de un proceso de acreción, el emplazamiento del complejo ofiolítico, según un sistema de escamas de sobrecorrimientos con mantos tectónicos altamente dislocados, de espesor variable y composición heterogénea. Los movimientos de compresión hacia el norte culminaron con la probable colisión y obducción de las paleounidades tectónicas del Bloque Oriental Cubano sobre el borde pasivo de la Plataforma de Bahamas. En las rocas Paleogénicas y Eocénicas la dirección de plegamiento es este-oeste, mientras que las secuencias del Neógeno poseen yacencia monoclinal u horizontal (Campos 1983 y 1990).

Los movimientos verticales son los responsables de la formación del sistema de horts y grabens que caracterizan los movimientos tectónicos recientes, pero hay que tener en cuenta la influencia que tienen sobre Cuba Oriental los desplazamientos horizontales que ocurren a través de la falla Oriente (Bartlett-Caimán) desde el Eoceno Medio-Superior, que limita la Placa Norteamericana con la Placa del Caribe, generándose un campo de esfuerzos de empuje con componentes fundamentales en las direcciones norte y noreste, que a su vez provocan desplazamientos horizontales de reajuste en todo el Bloque Oriental Cubano. (Figura.1.5).

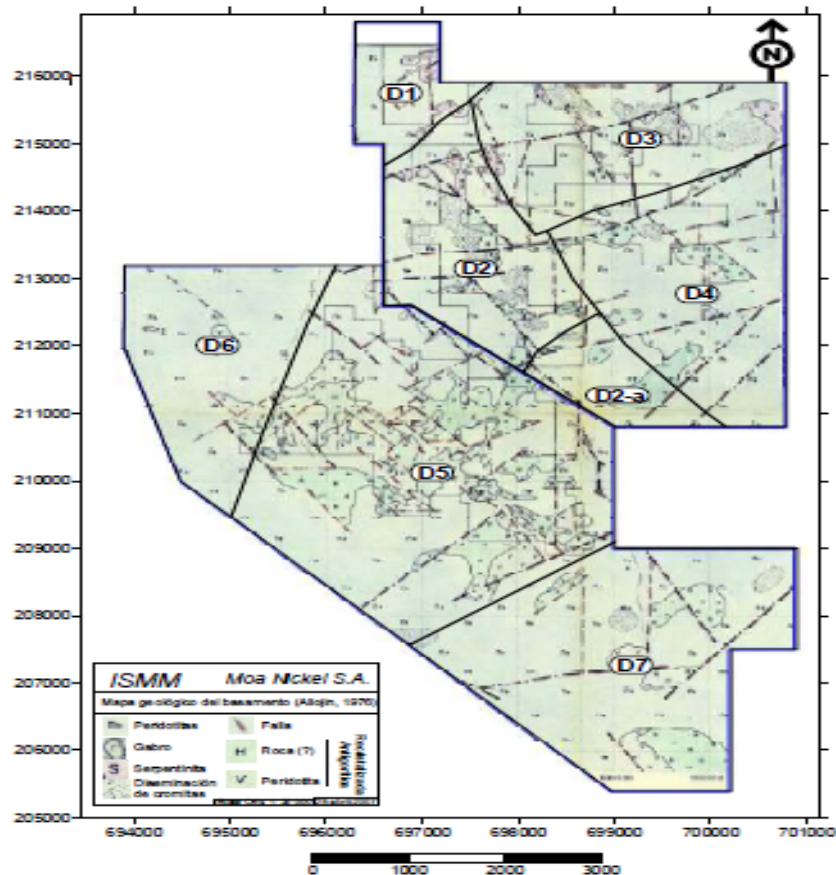


**Figura 1.5 a)** Foto de mapa geológico esquemático que muestra las principales unidades geológicas, de Cuba Oriental, mostrando su relación con las ofiolitas. **b)** Corte generalizado de Cuba Oriental. Tomado de (Blanco-Quintero 2010).

## Geología del área de estudio

Los trabajos de exploración geológica realizados por Sitnikov en 1976, en la concesión minera de Camarioca Sur, empleando la red de 100 x 100 metros; permitieron identificar y diferenciar las principales litologías que conforman el basamento sobre el que se desarrolló la corteza ferro-niquelífera.

Entre las litologías del basamento se destacan las peridotitas y serpentinitas; en menor grado de abundancia aparecen diferentes variedades de gabros y diseminaciones de espinelas cromíferas; como se muestra en el mapa geológico del basamento del área de estudio. (Aleojin, V. et al. 1977). (Ver Figura.1.6)



**Figura. 1.6** Fotografía del mapa geológico del basamento tomado de Aleojin, 1977.

En correspondencia a los trabajos efectuados en 1976, (Sitnikov, V. et al. 1976), las peridotitas serpentinizadas están representadas por dunitas y harzburgitas serpentinizadas y en casos aislados por lherzolitas y wherlitas. Asimismo, se identifican áreas con la presencia de serpentinitas, variedad antigorita, asociadas a las zonas de falla.

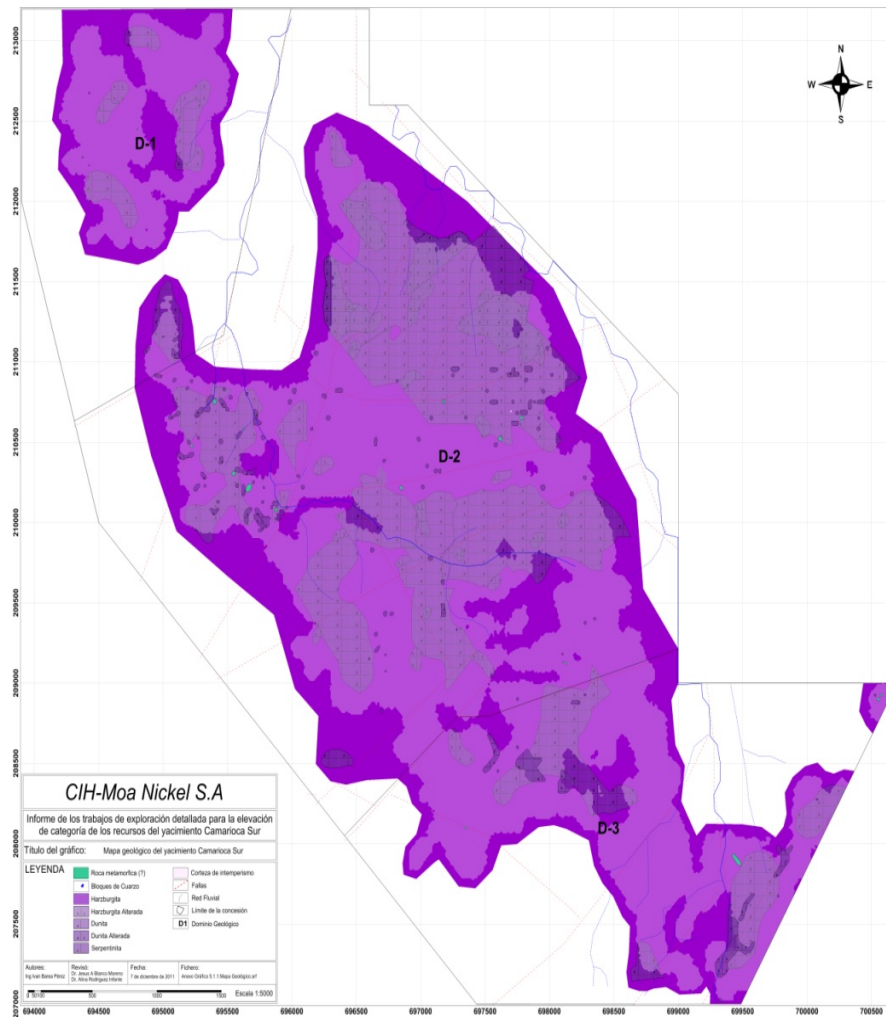
Las características geológicas del área de estudio son complejas como se observa en la (Figura.1.7), ya que existe una distribución heterogénea de los diferentes tipos de litologías y las mismas presentan génesis diferentes. Las litologías predominantes en la zona son rocas ultramáficas del complejo inferior de la asociación ofiolítica que están metamorfizadas, tales como harzburgitas y dunitas todas ellas afectadas en mayor o menor grado por procesos metamórficos tales como serpentización, cloritización, talcitización, antigoritización, anfibolitización y carbonatización. Este complejo de rocas se encuentra muy tectonizado formando parte de un conjunto de mantos de cabalgamiento que

## Capítulo I

### Características físico-geográficas, geológicas regionales y particulares del área de estudio.

constituyen fragmentos del manto superior y corteza oceánica, que han sido emplazados tectónicamente por encima de las secuencias de rocas pertenecientes al antiguo arco de islas volcánicas del Cretácico en el Maastrichtiano-Campaniano (Iturralde Vinent et al. 2006). Petrológicamente este sector se caracteriza por la presencia de dunitas, harzburgitas, lertzholitas, peridotitas ricas en plagioclasa, serpentinitas, esquistos antigoríticos, esquistos cloríticos, rocas anfibolitizadas y diques de trondhjemitas. Encima de estas litologías se desarrollan diferentes espesores de cortezas de intemperismo ferroniquelíferas las cuales ocupan una gran extensión superficial del área estudiada.

En muchos afloramientos aparecen abundantes fragmentos de cuarzo criptocrystalino relacionados con lineaciones tectónicas, estos materiales están relacionados con eventos hidrotermales de baja temperatura posteriores al emplazamiento de los mantos ofiolíticos.

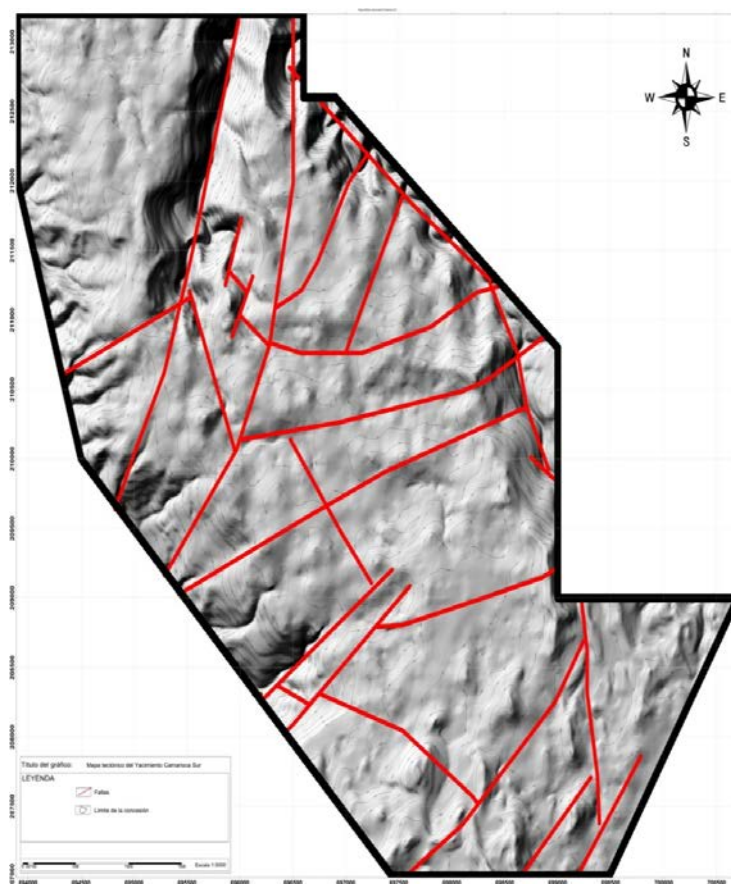


**Figura 1.7** Fotografía del mapa geológico del área de estudio, escala original 1:3500.



El sector Camarioca sur se encuentra en el límite occidental de un bloque de máximo ascenso tectónico, el cual es afectado por estructuras disyuntivas de diferentes períodos de la evolución geotectónica, lo que determina el alto grado de complejidad del mismo. Las fallas más antiguas se corresponden al período de compresión hacia el norte que culminaron con la probable colisión y obducción de las paleounidades tectónicas del Bloque Oriental Cubano sobre el borde pasivo de la Plataforma de Bahamas que ocurrió en el Eoceno Medio (Lewis et al. 1989; Morris et al. 1990; Pindell y Barret 1990). Otros investigadores consideran que este proceso sólo se alcanzó hasta el Paleoceno Inferior (Iturralde 1996; Proenza, 1998).

Desde el punto de vista estructural, las mediciones realizadas en los sistemas de grietas son escasos y la dirección predominante es: NW–SE (Figura.1.8), las zonas de fallas se identifican, por la presencia de sílice rellenando los sistemas de grietas, se estableció la relación entre las serpentinitas antigoritizadas y las manifestaciones de sílice.



**Figura 1.8** Fotografía del mapa tectónico del sector Camarioca Sur.



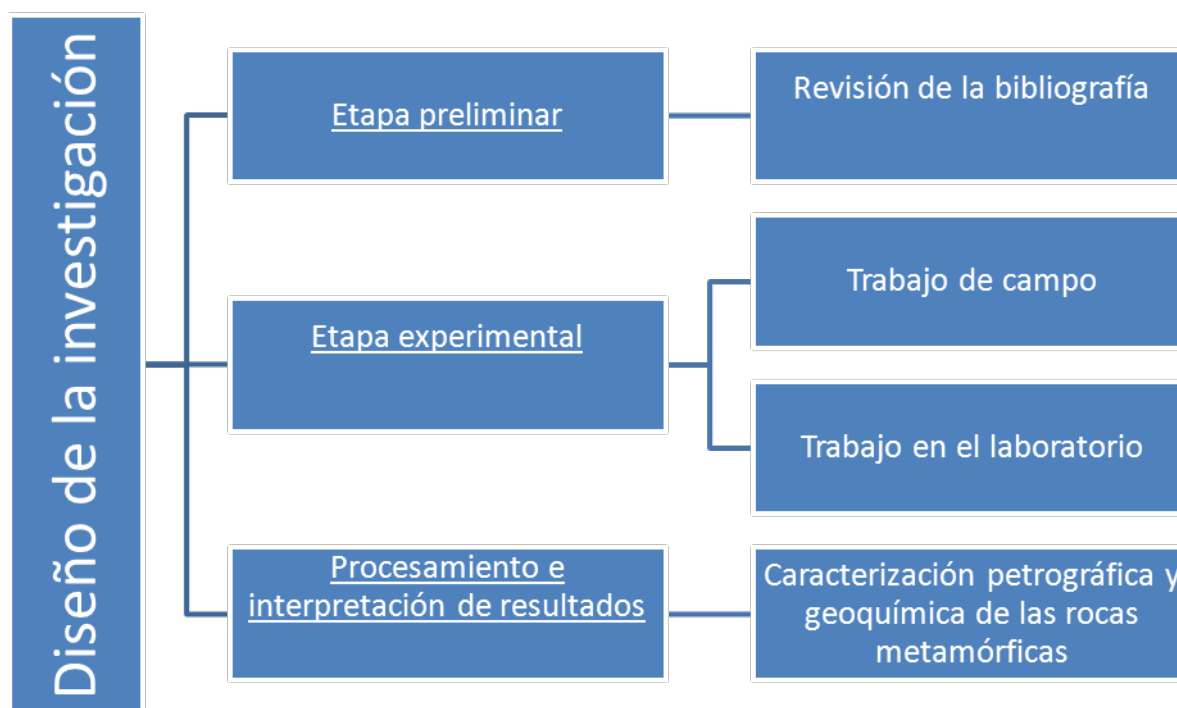
## CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA Y VOLÚMENES DE LOS TRABAJOS REALIZADOS

### 2.1 Introducción

El presente capítulo, contiene la metodología aplicada en la investigación para la caracterización petrográfica y mineralógica de las rocas (Figura. 2.1). La cual parte de la recopilación bibliográfica a partir de la búsqueda de materiales y datos de trabajos ejecutados en la región y el área de estudio, describiéndose el procedimiento utilizado en el procesamiento de las bases de datos, así como en las características petrográficas generales de las rocas que componen el complejo ofiolítico. Se dividió el trabajo en tres etapas fundamentales:

- ✓ Etapa I: Recopilación de la información
- ✓ Etapa II: Trabajo de campo
- ✓ Etapa III: Trabajo de gabinete

Para dar cumplimiento a los objetivos propuestos se trazaron varias tareas las cuales fueron cumplidas satisfactoriamente. A continuación, se describen las tres etapas de trabajo.



**Figura 2.1** Flujograma de la investigación.

## **2.2 Etapa preliminar**

Durante esta primera etapa de la investigación, se hizo una búsqueda de información bibliográfica, través de la revisión de una serie de artículos científicos, trabajos de diploma, tesis de maestría, doctorados y otros documentos relacionados con la evolución geología de Cuba oriental y del complejo ofiolítico.

Para ello se utilizó la base de datos del Centro de información del ISMMM, así como información suministrada por el fondo geológico y sitios web de la INTERNET especializados en el tema. Luego de haber desarrollado la búsqueda bibliográfica de dicha información, se comenzó a procesar e interpretar los datos obtenidos previamente para posteriormente ser llevados a formato digital como parte de la memoria escrita del trabajo y también como documentos gráficos incluidos.

Los primeros estudios geológicos sobre las rocas en Cuba datan desde principios de siglo XX cuando los geólogos comenzaron a interesarse por las rocas de composición ultramáficas presentes en la región de Moa. Así Hayes et al. (1901) relacionaron estas rocas con el zócalo metamórfico de edad Paleozoica. Spencer (1907), Kemp (1910), Cox (1911), Hayes (1911,1915) y Leite (1915), realizan varios trabajos de exploración sobre las menas lateríticas cubanas se llevaron a cabo por numerosos geólogos norteamericanos. Ya en el año 1918, investigadores tales como Burch y Burchard realizaron trabajos de carácter evaluativo para el pronóstico de los yacimientos minerales de la antigua provincia de Oriente, entre ellos se pueden citar, las menas lateríticas, cromitas y minerales de manganeso, (Burch, A. y Burchard, E. F. 1919).

M. Goldschmidt (1922) en su estudio clásico sobre la región de Olso, examinó un grupo de rocas del Paleozoico de la secuencia pelítica, cuarzo feldespática, calcárea y básica que fueron sometidas a metasomatismo por intrusión de stocks. P. Eskola (1939) estudió las rocas metamórficas del norte de Europa, principalmente las de Finlandia y comparándolas con las estudiadas por Goldschmidt, en Olso, lo condujo a introducir el concepto de roca metamórfica.

En Cuba, en los tiempos previos al triunfo de la Revolución, son muy pocos los trabajos que salen a la luz, destacando los de Lewis (1955) y Kozary (1968). Los primeros hicieron una pormenorizada descripción de la geología de la porción central de la antigua provincia de Oriente, cuyos puntos de vista acerca de la secuencia ofiolítica no se diferencian

sustancialmente de los conceptos anteriores.

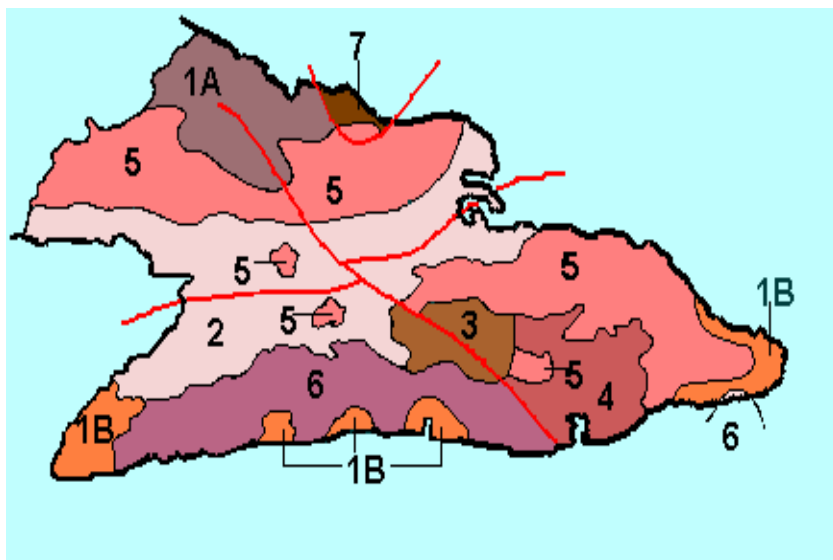
En 1962 se destaca el trabajo realizado por los geólogos soviéticos Adamovich y Chejovich, que consistió en un levantamiento geológico regional a escala 1:50 000 del nordeste de Cuba oriental. Las investigaciones fueron ejecutadas con un bajo número de perforaciones de mapeo; no obstante, sirvió de documento geológico primario para futuros proyectos y campañas de prospección. Los trabajos de prospección acompañantes permitieron ofrecer un pronóstico de los recursos minerales de las lateritas, (Adamovich, A. Chejovich, V, 1962), (Muñoz1977).

Por su parte Kozary (1968) hace un meritorio trabajo acerca de la estratigrafía de la zona y además, trató de explicar la presencia de las rocas magmáticas como una posible intrusión (en estado frío) hacia la superficie de la corteza terrestre, producto de la tectónica.

En 1972 se comienzan las investigaciones de carácter regional en el territorio oriental cubano por especialistas del Departamento de Geología de la Universidad de Oriente, luego el Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa, estableció en 1976 que la tectónica de sobreempuje afecta a las secuencias sedimentarias fuertemente dislocadas, detectándose en numerosas localidades la presencia de mantos alóctonos constituidos por rocas terrígenas y volcánicas del Cretácico Superior sobreyaciendo las secuencias terrígenas del Maestrichtiano-Paleoceno Superior, planteando el carácter alóctono de los conglomerados-brechas de la formación la Picota, demostrándose en investigaciones posteriores (Cobiella, J. y Rodríguez, J. 1978) el carácter predominantemente autóctono de estas secuencias formadas en las secuencias superpuestas del arco volcánico del cretácico. Con estos nuevos elementos se reinterpreta la geología del territorio y se esclarecen aspectos de vital importancia para la acertada valoración de las reservas minerales. Cobiella en 1978 propone un esquema tectónico que resume una nueva interpretación estratigráfica y paleogeográfica de Cuba Oriental delimitando cinco zonas estructuro faciales.

Entre los años 1973 y 1976, se realizaron los trabajos de exploración orientativa y el cálculo de reservas en los yacimientos Camarioca Norte y Camarioca Sur dirigidos por V. Sitnikov, en los cuales se recoge una detallada información geológica, que incluye, la geología, tectónica y petrología del yacimiento, además fue posible valorar las reservas de ambos yacimientos lateríticos (Stinikov, 1976). Es importante destacar en este periodo el trabajo de levantamiento geológico a escala 1: 250 000 realizado en la antigua provincia de

Oriente por la Brigada Cubano - Húngara de la Academia de Ciencias de Cuba, siendo el primer trabajo que generaliza la geología de Cuba Oriental. En este trabajo la región oriental se divide en cinco unidades estructuro faciales y tres cuencas superpuestas como se muestra en la Figura 2.2. Nagy, 1976.



**Figura 2.2.** Esquema tectónico según E. Nagy, 1976 1A- Margen Norte; 1B- Margen Sur; 2- Cuenca Guacanayabo - Guantánamo; 3- Sinclinorium Central; 4- Cuenca de Guantánamo; 5- Zonas pre-cubanas; 6- Zona Caimán y 7- Zona Remedios.

Al mismo tiempo se desarrollan trabajos fotogeológicos sobre diferentes áreas del territorio por especialistas del Centro de Investigaciones Geológicas, entre los que se encuentran la caracterización de la corteza de intemperismo del sector occidental de las hojas cartográficas de Moa y Palenque desarrollados por Teleguin V. , quien realiza una clasificación de las fracturas que afectan al substrato serpentínico y el levantamiento fotogeológico de Farallones a escala 1: 50 000 desarrollado por Pérez R. (1976), donde se realizó un estudio detallado de las distintas formaciones geológicas del área.

De igual forma se realizaron reconstrucciones paleogeográficas que le permitieron caracterizar el relieve pre-Maestrichtiano de la región y clasificaron el relieve actual. Mantuvieron la opinión de que las ultramafitas son intrusiones magmáticas emplazadas en estado cristalino; reconocen por primera vez la yacencia estratiforme de las ultramafitas, las que definen como un macizo con forma de lente. Además, consideraron que la serpentización de las ultramafitas se debía a los procesos de autometamorfismo.

En la década de los 60 autores como Furrázola-Bermúdez (1964), Semionov et al. (1968),

mantuvieron la opinión de que las ultrabasitas son intrusiones magmáticas clásicas, aunque con ciertas diferencias en las edades, Dudoz y Vagnat (1963) se suman a la idea propuesta por Kozary (1968) considerando a las ultramafitas como fragmentos del manto, asignando una edad pre-Cretácica para su emplazamiento y otra posterior para la serpentización.

Knipper y Cabrera (1974), hacen una caracterización más completa de la asociación ofiolítica, relacionan a los gabros y las diabasas con las rocas del complejo ultramáfico, los autores consideran que el conjunto de los complejos ofiolíticos estudiados son parte de la corteza oceánica. Sin embargo Somin y Millán (1981) dudan de las relaciones que puedan existir entre estos complejos y un perfil oceánico típico.

En 1976 establecieron que la tectónica de sobreempuje afecta también a las secuencias sedimentarias, dislocadas fuertemente, detectando en numerosas localidades la presencia de mantos alóctonos constituidos por rocas terrígenas y volcánicas del Cretácico Superior, yaciendo sobre secuencias terrígenas, del Maestrichtiano– Paleoceno Superior, planteando además el carácter alóctono de los conglomerados brechas de la formación La Picota, demostrándose en investigaciones posteriores el carácter predominantemente autóctono de estas secuencias formadas en las cuencas superpuestas al arco volcánico del Cretácico.

Los últimos trabajos relacionados con el estudio de las secuencias ofiolíticas y que ofrecen una caracterización más completa de las mismas, son los presentados por Fonseca y Zelepugin (1985), en los mismos se completa el estudio del perfil de la corteza oceánica, ya que aparecen, bien definidos desde el punto de vista de su composición química, todos los complejos de la asociación.

Según Heredia y Terepin (1984) la zona de los cumulos máficos está compuesta por gabros, gabronoritas, troctolitas y anortositas, relacionados por una transición gradual; en los puntos donde los contactos son tectónicos, los gabroides están cataclastizados y milonitizados y las serpentinitas son esquistosas.

Según Ríos y Cobiella (1984) estas rocas componen cerca de un 10 % del área del macizo; están estructuradas en grandes bloques en contacto tectónico con las ultramafitas sin embargo, aparecen zonas de alternancia entre ambas litologías lo que hace pensar en contactos primarios transicionales. Las rocas de afinidad ofiolítica de la zona de cumulos máficos fueron descritas por estos autores, al este de Punta Gorda, en el municipio de Moa, en un cuerpo de gabroide denominado por ellos como Gabroides Quesigua, donde se

reportó y describió una variedad de gabros: entre ellos gabros normales, gabros olivínicos y gabronorita con yacencia estratificada.

En el periodo 1980-1985 el Departamento de Geomorfología de la Empresa Geológica de Oriente en la búsqueda y categorización de las reservas lateríticas, en colaboración con la Facultad de Geología del Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa, desarrolló el tema de investigación “Análisis estructural del Macizo Mayarí –Baracoa” donde se realizó por primera vez de forma integral para todo el nordeste de Holguín, el grado más o menos perspectivo para la prospección de cortezas de intemperismo ferro-niquelíferas en dependencia de las condiciones geólogo geomorfológicas. Dublan, L. et al. (1985).

En 1989, Quintas F., en su tesis doctoral realizó el estudio estratigráfico de Cuba Oriental donde propone las Asociaciones Estructuro Formacionales (AEF) que constituyen el territorio así como las formaciones que lo integran, realizando la reconstrucción del Cretácico al Paleógeno, intervalo cronológico de mayor complejidad para la geología de la región oriental. En 1990 se concluye el levantamiento geológico a escala 1:50 000 en el polígono CAME Guantánamo por especialistas cubanos y húngaros, el cual constituye uno de los trabajos más integrales que sobre la geología de la región se hayan realizado, al abordar todas las vertientes del trabajo geológico con un gran volumen de información textual y gráfica (Gyarmati 1990).

En los últimos años los trabajos realizados en el sector de estudio han estado encaminados fundamentalmente al esclarecimiento e identificación de las principales fases minerales portadoras de los componentes útiles: hierro, níquel y cobalto. (Rojas Purón, L.A. et al.1994); (Almaguer, A, 1995) (Brand, N. W.1998); (Muñoz J. N. 2004); (Galí, S. et al. 2006); (Muñoz, et al. 2007).

Entre los trabajos más reciente se encuentra el proyecto de exploración geológica del yacimiento Camarioca Sur llevado a cabo por especialistas del departamento de geología del ISMMM, Geominera Oriente y Moa Níquel S.A, los trabajos se iniciaron en agosto del 2010 y finalizaron en enero del 2012, a partir del cual, surge la propuesta de realizar el presente trabajo investigativo motivado por el descubrimiento de tipos de rocas metamórficas que no se habían reportado asociadas al complejo ofiolítico.

## **Metamorfismo en Cuba**

Debido a las características de las rocas metamórficas, hasta el momento no se ha establecido una clasificación jerárquica de las mismas, universalmente aceptada para su uso práctico, a diferencia del caso de las rocas ígneas y sedimentarias. Por eso se tomó la decisión de utilizar como base para este trabajo la Clasificación y Terminología empleadas en Fry (1995) y Castro Viejo (1998), aunque adecuadas a las particularidades de las metamorfitas expuestas en Cuba.

En el territorio cubano afloran rocas metamórficas generadas durante procesos de carácter regional, cuyos protolitos, tanto de naturaleza oceánica como continental de edad Mesozoica, específicamente Jurásicos y Cretácicos, que pueden llegar a constituir grandes macizos rocosos. La única excepción son unos afloramientos pobres y aislados de mármoles y calcifiros de un basamento siálico del Proterozoico Superior localizados en la parte noroccidental de Cuba central (Rene, et al. 1989; Somin y Millán 1981).

El metamorfismo regional en Cuba tuvo lugar en diferentes épocas del período Cretácico, hasta el Campaniano inclusive. La génesis de las metamorfitas se relacionó esencialmente con procesos de subducción, suprasubducción y colisión de distintas microplacas o complejos oceánicos y continentales, donde las rocas casi siempre fueron además muy deformadas y multiplegadas. Excepcionalmente, aparecen afloramientos de cierta significación de metamorfitas de contacto, vinculadas con la intrusión de granitoides de los arcos volcánicos Cretácico y Paleógeno (Millán, Somin, Díaz, 1985).

### **Metamorfismo de Contacto**

Este tipo de metamorfismo ocurre formando una aureola alrededor de los cuerpos intrusivos de rocas ígneas a distintas profundidades.

**Corneana u Hornfelsa:** La corneana u hornfelsa es el tipo de roca que caracteriza este tipo de metamorfismo. En general, son rocas con textura granoblástica de grano muy fino a medio, fractura concoidal y con frecuencia una estructura moteada, formada por un mosaico de granos minerales, generalmente equidimensionales, donde a veces se observan también porfiroblastos de mayor tamaño. Raras veces presentan una verdadera foliación o esquistosidad.

Son metamorfitas de baja presión y grado metamórfico bajo, medio o alto, lo cual está en dependencia del tipo y dimensiones del intrusivo, su profundidad, así como de su cercanía o

lejanía del contacto con la intrusión. El metamorfismo de contacto vinculado con intrusivos suele destacarse también en las regiones donde los complejos rocosos han sido afectados por el metamorfismo regional. Ambos tipos de metamorfismo pueden incluso ocurrir durante un mismo proceso geodinámico.

En Cuba se conoce el denominado cinturón Sierra de Rompe (Victoria de las Tunas), donde las vulcanitas cretácicas de la Fm. Guáimaro fueron instruidas por un plutón de granitoides del Cretácico Superior, formando una aureola de contacto de varios centenares de metros de potencia en la parte sur de la intrusión. Estas fueron convertidas en hornfelsa, que con frecuencia se tratan de verdaderas anfibolitas granoblásticas que suelen tener una estructura moteada y a veces una foliación metamórfica (Belmustakov, E. et al. 1981).

**Skarn:** El skarn es una roca granular que se forma cuando un cuerpo de granitoides intruye un horizonte o formación calcárea, constituyendo una aureola de contacto enriquecida en diferentes minerales calcosilicatados, característicos para este tipo de metamorfismo de baja presión. En Cuba este tipo de roca aparece en varios lugares, destacándose particularmente en una localidad cercana al extremo noroccidental del macizo Escambray en Cuba central, donde los granitoides del Cretácico Superior intruyen un horizonte calcáreo de la secuencia del arco volcánico Cretácico. Aquí aparece, entre otros minerales calcosilicatados, la wollastonita, mineral típico para el metamorfismo de contacto o regional de muy baja presión (Somin y Millán 1981) (Schneider, J. et al. 2004).

#### **Metamorfismo Dinámico**

Este tipo de metamorfismo es el que ocurre en las fallas o zonas de fallas. Es bien conocido que a lo largo de las fallas de cierta envergadura, generalmente se localizan zonas estrechas de stress o esfuerzos muy elevados, donde la actividad de fluidos suele ser intensa, lo cual está en dependencia también de las diferencias en la temperatura, debido a la profundidad de los cortes rocosos. Esto da lugar a que las rocas puedan ser metamorfizadas y foliadas, aunque generalmente conservan restos primarios muy deformados. Este tipo de metamorfismo es de carácter local, en Cuba no se conocen ejemplos significativos, Fry (1995) y Castro Viejo (1998).

**Blastomilonita:** Este nombre se utiliza cuando la milonita tiene la matriz casi o totalmente recrystalizada, pero conserva restos deformados visibles de la roca primaria.



**Brecha tectónica:** Es una roca fragmentada y masiva, con los fragmentos de un tamaño superior a medio centímetro, sin recrystalización ni deformaciones apreciables. No se trata de una metamorfito propiamente.

**Cataclasita:** Es una roca fragmentada con estructura masiva, sin recrystalización ni deformaciones apreciables de los fragmentos. A diferencia de las milonitas, no se trata de una metamorfito propiamente.

**Esquisto milonítico o gneiss milonítico:** Estos apelativos se utilizan, según el caso, cuando debido a la recrystalización, la milonita pierde sus características propias, formándose un agregado de minerales metamórficos visibles a simple vista. En estos casos la denominación de la roca se rige de la misma forma que en los esquistos y gneises, aunque se especifica su carácter milonítico. Por ejemplo: esquisto milonítico cuarzo moscovito granatífero.

**Milonita:** en sentido general, el término milonita ha sido usado para describir a las metamorfitas foliadas y bandeadas generadas en las zonas de falla. Sin embargo, este nombre, sin prefijo alguno, se usa en los casos de que la roca conserve numerosos restos primarios en forma de porfiroclastos deformados y elongados, con una matriz de grano muy fino parcialmente recrystalizada (Piotrowski, J. 1976).

**Protomilonita:** este término se utiliza cuando la milonita tiene muy escasa matriz, predominando los restos primarios deformados.

**Ultramilonita:** este apelativo se usa cuando la milonita no contiene restos primarios visibles y la matriz de grano muy fino se encuentra casi o totalmente recrystalizada y generalmente bien bandeada.

#### Metamorfismo Regional

Es un proceso de reelaboración mineralógica, estructural y textural de las rocas en estado sólido, que ocurre debido a la interacción de las placas tectónicas bajo muy diferentes condiciones corticales de temperatura, presión y actividad de fluidos.

En las zonas de convergencia de placas tiene lugar un metamorfismo regional en ambientes geodinámicos de subducción, de suprasubducción y de colisión, mientras que en las regiones donde las placas divergen y se genera nueva corteza oceánica, ocurre un metamorfismo regional de muy baja presión y elevada actividad hidrotermal, donde las rocas son mucho menos deformadas y reelaboradas, que se conoce como metamorfismo

oceánico. Este último tipo de metamorfismo también puede suceder en un ambiente de suprasubducción, siempre que haya formación de corteza oceánica. ´

En los procesos de metamorfismo regional la reelaboración de las rocas es generalmente polifásica, destacándose las asociaciones minerales progresivas que quedan impresas en la roca cuando el grado metamórfico se eleva y posteriormente, las asociaciones regresivas que se imprimen en la roca cuando el grado metamórfico disminuye. Tanto unas como otras pueden preservarse en mayor o menor grado.

En las metamorfitas con frecuencia se conservan restos de minerales, texturas y estructuras de la roca primaria, lo cual está en dependencia del grado y tipo de metamorfismo.

A continuación se expone una caracterización general de las metamorfitas de carácter regional. Los términos utilizados aquí fueron tomados de Fry (1995) y Castro Viejo (1998).

**Anfibolita:** roca metamórfica compuesta esencialmente por hornblenda y plagioclasa, producida por el metamorfismo de rocas magmáticas básicas y ocasionalmente margas magnesianas. Puede ser masiva, esquistosa o bandeada. Las anfibolitas se generan en condiciones de diferentes grados y tipos de metamorfismo, incluso en condiciones de un metamorfismo de contacto, lo cual se refleja en el tipo de hornblenda, tipo de plagioclasa y los otros minerales asociados.

En Cuba existen complejos o formaciones compuestas esencialmente por anfibolitas, tales como el complejo Mabujina en el sur de Cuba central Blein (2003), la formación Yayabo en el macizo Escambray, (M. L. Somin y G. Millán 1976; Schneider, J. et al. 2004), las anfibolitas Perea en el norte de Cuba central y vinculada con el cinturón ofiolítico y la Fm. Güira de Jauco en el extremo oriental cubano (Millán y Somin 1975). También se destacan bloques de anfibolitas de alta y baja presión incluidos en las serpentinitas del cinturón ofiolítico.

**Cuarcita:** roca metamórfica prácticamente monomineral o con cuarzo muy predominante. Pueden formarse en condiciones de cualquier grado de metamorfismo regional, ya sea de presión alta, media o baja, así como también en el metamorfismo de contacto. Sus protolitos son generalmente pedernales o silicitas (chert), o areniscas cuarcíferas. Si la cuarcita presenta una estructura orientada bien manifiesta, sería una cuarcita esquistosa, y si tiene bandeamiento visible es una cuarcita bandeada. Si presenta además otro mineral visible, éste será destacado en la denominación de la roca: cuarcita bandeada con granate,

cuarcita granatífera si tiene una cantidad apreciable de granate, cuarcita con mica blanca y glaucofana, etc. Cuarcitas de diferentes orígenes, grados y tipos de metamorfismo son frecuentes en los macizos Escambray e Isla de la Juventud, en la Faja Metamórfica Cangre (Cruz-Gámez 2003) y como inclusiones en las serpentinitas del cinturón ofiolítico. Se puede destacar también el origen de la cuarcita en su propia denominación, por ejemplo: cuarcita metaterrígena, cuarcita metapedernálica o metasilicítica.

**Eclogita:** son metamorfitas de origen principalmente magmático y carácter básico (gabros, diabasas y basaltos), formadas en condiciones de un metamorfismo de alta presión y grado medio a alto. Están constituidas esencialmente por clinopiroxeno omfacítico y granate. Generalmente, son granulares o bandeadas y pueden contener otros minerales asociados. En Cuba se conocen formando cuerpos intercalados en secuencias de protolito terrígeno y carbonático de edad Jurásica en el macizo Escambray, así como en bloques incluidos en las tectonitas ultramáficas serpentinizadas del cinturón ofiolítico cubano.

**Esquisto:** roca metamórfica de grano fino a medio, caracterizada por una foliación o esquistosidad bien definida, cuyos minerales suelen reconocerse a simple vista. Si presenta además una estructura bandeada, la roca se denomina esquisto bandeado. Los esquistos pueden contener uno o más minerales formando porfiroblastos de mayor tamaño. Su grado metamórfico generalmente es de bajo a medio.

**Esquisto azul:** son esquistos originados en condiciones de alta presión y grado bajo a medio, en cuya composición juega un rol fundamental la glaucofana. Cuando es de grano fino, la abundancia de este mineral imprime a la roca una coloración azulada o gris azulada.

**Esquisto verde:** son esquistos derivados principalmente de rocas magmáticas básicas efusivas y piroclásticas, o también de areniscas de composición adecuada, generados en condiciones de un metamorfismo de bajo grado y presión baja a media. Se componen básicamente por clorita, albita, actinolita y epidota.

**Fels:** Roca granular carente de una esquistosidad o bandeamiento manifiesto. Su grano puede ser medio a grueso y su grado metamórfico medio o alto.

En los esquistos, gneiss y fels, la denominación de la roca incluye los minerales formadores dominantes, los cuales son nominados de forma decreciente con respecto a su cantidad, debiendo destacarse además la existencia de minerales indicadores visibles, aunque sean escasos. Por ejemplo: esquisto cuarzo micáceo con granate, esquisto micáceo cuarcífero

con cianita y estaurolita, gneiss cuarzo feldespato biotítico con cianita y granate, fels plagioclásico cuarcífero con clinopiroxeno y granate, etc.

Si un mineral determinado predomina ampliamente en la composición de la roca o se trata de una roca prácticamente monomineral, éste caracteriza su apelativo, por ejemplo: esquisto granatífero, fels granatífero o granatita, fels zoisítico o zoisitita, cuarcita, esquisto cuarcífero, esquisto antigorítico o antigoritita.

Los esquistos de diferente tipo, composición y grado metamórfico predominan en la composición de los macizos metamórficos de la Isla de la Juventud y el Escambray. En el Escambray existen además típicos esquistos azules y esquistos verdes. Los gneises metaterrígenos aparecen en el macizo Isla de la Juventud, en el sector donde se alcanzó un metamorfismo de alto grado. En los macizos Isla de la Juventud y Escambray también se destacan típicos fels. El caso más característico es el de la unidad rocosa conocida como esquistos cristalinos Algarrobo, en el macizo Escambray, que se trata de un fels polimineral cuarzo albita granate micáceo y otros minerales asociados.

El denominado complejo Socorro se trata del representante de un basamento siálico del Neoproterozoico pobremente expuesto en el extremo noroccidental de la prov. Villa Clara, en las localidades La Teja y Socorro (Somin y Millán, 1981; Renne et al. 1989). Este se compone esencialmente de mármoles y calcifiros o fels calcáreos de grano grueso. Aquí es característico el fels calcita flogopita forsterítico, a veces también con diópsido.

**Filita:** Roca de grano muy fino (menor de 0,5 mm), con foliación bien definida y aspecto lustroso, debido a la abundancia de sericita, clorita, o sericita con clorita (filosilicatos). Su metamorfismo es de grado muy bajo.

La Faja Metamórfica Cangre, expuesta en el extremo meridional de Alturas de Pizarras del Sur, Subzona Los Órganos de la Zona Guaniguanico, está compuesta básicamente por filitas cuarcíferas y filitas. En el complejo Purial extremo oriental de Cuba, las metatobas de grano fino o metatufitas, así como las intercalaciones metaterrígenas y metacalcáreas, constituyen filitas, filitas cuarcíferas, filitas calcáreas y mármoles foliados (Boiteau 1972 y Hernández, M. 1979).

**Mármol:** Roca metamórfica compuesta predominantemente por calcita o dolomita. Los mármoles se pueden formar en condiciones de cualquier grado de metamorfismo regional, ya sea de presión baja, media o alta, así como en el metamorfismo de contacto. Sus

protolitos son principalmente calizas, calizas dolomíticas o dolomitas. Si tiene esquistosidad es un mármol esquistoso, con bandeamiento es un mármol bandeado. Si presenta otro mineral visible, éste será destacado en la denominación de la roca: mármol bandeado con diópsido, mármol tremolítico, mármol flogopítico, etc. Mármoles de diferentes tipos y grados metamórficos afloran en los macizos Isla de la Juventud y Escambray, en la Faja Metamórfica Cangre y en los complejos Purial y Asunción del extremo oriental de Cuba. (Cruz-Gámez, E.M. et al. 2003).

**Migmatita:** Roca compuesta por una mezcla de material metamórfico e inyecciones cuarzo feldespática de composición granítica. Son formadas por la granitización de las metamorfitas en las regiones con alto grado metamórfico y elevada actividad de fluidos. Son rocas bandeadas y son de grano medio a grueso. Verdaderas migmatitas solo se conocen en el macizo Isla de la Juventud, en el sector donde el metamorfismo regional alcanzó su mayor grado, se han documentado además en la zona de la Corea (Leyva, C. et al. 1998).

Metamorfitas vinculadas con el Cinturón Ofiolítico

Metamorfitas de Alta Presión

En la composición de los melanges serpentiniticos que aparecen incluidos en peridotitas tectónicas serpentinizadas del cinturón ofiolítico cubano, suelen destacarse, en diferentes lugares del territorio cubano, bloques de metamorfitas de alta presión, cuyos protolitos son principalmente elementos constituyentes de una corteza oceánica (ofiolíticos) metamorfizados en una zona de subducción, constituyendo lo que se conoce en la literatura como un complejo de subducción (Somin y Millán, 1981; Kubovics et al. 1989; Millán, 1996 b, 1997c).

De acuerdo con numerosas dataciones de edad absoluta de muestras de estos bloques tomadas en distintos sitios, este complejo pudo haberse generado en una subducción norteaña buzante al sur, suturada antes del inicio del arco volcánico calcoalcalino a partir del Aptiano-Albiano (Millán, 1996 b, 1997 c; Millán et al. 1998). Cabe señalar, que de 33 dataciones K-Ar realizadas en estas metamorfitas, 20 arrojaron edades entre 100 y 128 millones de años (Iturralde-Vinent et al. 1996).

Por otra parte, dos dataciones Ar-Ar, de muestras de eclogitas tomadas en diferentes localidades, una publicada (García-Casco et al. 2002) arrojaron una edad de 118 millones

de años para la época en que debió ocurrir la exhumación de estos bloques desde las profundidades en melanges serpentiniticos. En Kerr et al. (1999) se señaló que durante la ocurrencia de esta subducción nortea tuvo lugar la generaci3n de un arco volcánico de tipo boninítico de corta duraci3n.

Las principales localizaciones de estos bloques de metamorfitas de alta presi3n son, de oeste a este: olistostromas en el Miembro Vieja de la Fm. Manacas del Eoceno Inferior en Guaniguanico; melange tect3nico de Rancho Veloz; ultrabasitas tect3nicas serpentinizadas en la regiones de Santa Clara, Holguín, Alto de Corea en la Sierra de Cristal (Blanco Quintero, I. F. 2011) y en la Sierra del Convento del extremo occidental de la Sierra del Purial (Blanco Quintero, I.F, 2003).

Las eclogitas t3picas, parcialmente diafrotizadas, se componen por la asociaci3n básiaca de omfacita y granate, pudiendo contener además zoisita y rutilo. Sin embargo, debido al metamorfismo regresivo en condiciones de alta presi3n o en la facies de los esquistos verdes, suelen contener tambi3n diferentes tipos de anfíbol, mica blanca, clinozoisita o epidota, plagioclasa, clorita, esfena, etc. Estas pueden encontrarse en distintas localidades, particularmente en las regiones de Santa Clara y de Holguín.

Investigaciones petrol3gicas realizadas recientemente con microsonda electr3nica en dos muestras de rocas eclogíticas, una tomada al norte de la ciudad de Santa Clara y otra en la regi3n de Holguín, incluidas ambas dentro de un mismo tipo de melange serpentinitico (García-Casco et al. 2002), demostraron que éstas se tratan de eclogitas anfibólicas con rutilo accesorio, en las cuales el granate y la omfacita se asocian paragenéticamente con abundante anfíbol sódico-cálcico.

Se destaca además una asociaci3n regresiva, débilmente impresa, compuesta por anfíbol cálcico, albita, epidota y esfena. La inexistencia de efectos difusionales marcados en los halos de los cristales de granate, sugiere que el diaforesis ocurri3 justo a continuaci3n del pico del metamorfismo progresivo, ocurriendo un enfriamiento relativamente rápido de las eclogitas durante su exhumaci3n en melanges serpentiniticos.

Estas investigaciones precisaron que el pico del metamorfismo progresivo de las eclogitas de ambas localidades ocurri3 entre 450 y 650 grados centígrados y bajo una presi3n superior a los 15 kilobars, mientras que el metamorfismo retr3grado tuvo lugar a una

temperatura inferior a los 500 grados centígrados y una presión por debajo de los 10 kilobars.

Son frecuentes las anfibolitas de alta presión, que se componen por anfíbol de tipo hornblenda asociada con plagioclasa ácida, granate, mica blanca, clinozoisita y rutilo, es decir, anfibolitas micáceo granatíferas. En ocasiones pueden encontrarse restos de una eclogita más antigua. Los bloques de estas anfibolitas, aunque sin restos eclogíticos, son abundantes en el Alto de Corea, formando parte de una secuencia estratificada donde además aparecen intercalaciones de cuarcitas metapedernálicas con mica blanca y granate. Los bloques de cuarcitas de este tipo, a veces además con glaucofana, pueden destacarse en otras localidades.

Los esquistos glaucofánicos de grado medio son frecuentes en diferentes localizaciones, donde la glaucofana se asocia con mica blanca, granate, plagioclasa ácida, clinozoisita-epidota o lawsonita y rutilo. Se tratan de esquistos glaucofano granato micáceos. Por otra parte, en la región de Santa Clara son frecuentes unos esquistos glaucofánicos de bajo grado y grano fino (metaturbiditas), donde la glaucofana se asocia con albita, clorita, lawsonita y pumpelleita, con grafito accesorio. Se tratan de esquistos glaucofano lawsonito pumpelleíticos. En la misma región encontramos un esquisto muy particular de composición cuarzo mica blanca psilomelánico.

Blanco- Idael (2012) plantea que en la Sierra del Convento son usuales unos esquistos bandeados zoisíticos o zoisito clinopiroxénicos, a veces además cuarcíferos, de grano fino a medio. Además puede encontrarse un fels zoisítico. También aparecen esquistos jadeito glaucofano micáceos (mica blanca) y esquistos enriquecidos en clinopiroxeno jadeítico. Son usuales aquí unas anfibolitas con clinozoisita, plagioclasa ácida y a veces también granate, las cuales aparecen intruidas por unos metagranitoides trondjemíticos esquistosos con mica blanca y zoisita. Los bloques de antigorititas o de esquistos antigoríticos de grano muy fino son frecuentes en diferentes localidades, al igual que los esquistos actinolíticos o actinolititas no esquistosas, así como también los esquistos talcosos.

#### **Metamorfitas de Baja Presión**

Vinculadas con el cinturón ofiolítico cubano se destacan metabasitas de baja presión, las cuales parecen derivarse, al menos en parte, de gabros y diabasas de la propia asociación ofiolítica, formando bloques incluidos tectónicamente dentro del horizonte del complejo de

las peridotitas tectónicas. Principalmente se tratan de unas anfibolitas poco plegadas y deformadas que como regla conservan muchos restos de minerales y estructuras magmáticas. Pueden ser anfibolitas masivas, con esquistosidad imperfecta, o esquistosas y con menor cantidad de restos magmáticos.

Estas se componen por la asociación de hornblenda y plagioclasa (oligoclasa hasta labrador). En menor grado también aparecen esquistos o rocas verdes de menor grado metamórfico, cuyos protolitos pueden ser basaltos, diabasas y gabros. Se consideraba que la reelaboración de estas basitas fue debido a un metamorfismo regional de muy baja presión de tipo oceánico, probablemente relacionado con la génesis de las ofiolitas, ya sea en condiciones de MORB o de suprasubducción, por lo que se suponía su edad como Jurásico Superior a Cretácico Inferior (Somin y Millán, 1981).

Sin embargo, de acuerdo con datos recientes, la cuestión relacionada con estas metabasitas de baja presión vinculadas con el cinturón ofiolítico es más complicada, pues las mismas parecen tener diferentes tipos de protolitos (García-Casco et al. 2003).

En Cuba central, al este de Santa Clara, las anfibolitas metadiabásicas y metagabroídicas de baja presión constituyen una faja coherente conocida en la literatura como metamorfitas Perea, las cuales además aparecen formando inclusiones en las peridotitas serpentinizadas del complejo tectónico. Esta faja se compone por anfibolitas metagabroídicas y metadiabásicas desde esquistosas a masivas, que generalmente contienen restos de minerales y estructuras magmáticas. Las asociaciones metamórficas están compuestas por hornblenda y plagioclasa (Somin y Millán, 1981; Millán, 1996 b).

De acuerdo con datos petrológicos recientes destacados en García-Casco et al. (2003), una muestra de anfibolita metadiabásica con restos magmáticos, tomada en el cinturón de Perea, presentó una asociación metamórfica de magnesiohornblenda con andesina, cuyos parámetros de presión y temperatura fueron de 650 a 800 grados centígrados y menos de 3 kilobars; mientras que una muestra de metagabroide tomada en una localidad cercana de la misma faja arrojó unos parámetros de temperatura-presión de 900 a 1100 grados centígrados y 3 kilobars en una asociación metamórfica de andesina, anfíbol (pargasita-kaesuitita) y clinopiroxeno, sin restos primarios, que parece corresponder con la facies granulítica de baja presión.



Por sus características geoquímicas ambas muestras tienen una afinidad calcoalcalina típica de un magmatismo de arco volcánico, pero no de tipo ofiolítico. Además, una datación Ar-Ar indicó una edad del metamorfismo de aproximadamente 90 millones de años, por lo que éste pudiera estar relacionado con la propia colisión del Cretácico Superior y no con un proceso de tipo oceánico vinculado propiamente con las ofiolitas, a pesar de que las metabasitas de Perea aparecen actualmente asociadas espacial y estructuralmente con el cinturón ofiolítico e incluso sus bloques aparecen incluidos dentro de las peridotitas tectónicas serpentinizadas de la base de una asociación ofiolítica original.

Por otra parte, en una estrecha faja de melange serpentínico que constituye la prolongación oriental del macizo ofiolítico de Cajálbana, en Cuba occidental, se destacan numerosos bloques de anfibolitas metadiabásicas y metagabroídicas, incluidos en peridotitas tectónicas muy serpentinizadas y cizalladas. Estas son unas anfibolitas normales compuestas por hornblenda y oligoclasa andesina a andesina, que generalmente conservan restos de estructuras y minerales magmáticos, aunque con frecuencia presentan una marcada foliación metamórfica (Somin y Millán, 1981; Millán 1996 b; Grafe, F. et al. 2001).

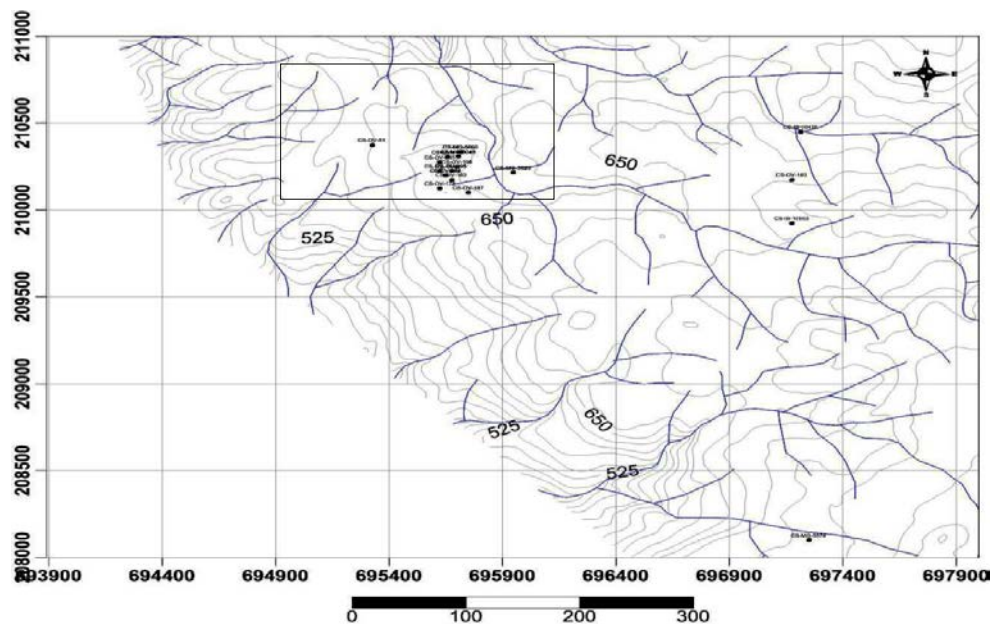
Una muestra analizada de un cuerpo incluido de anfibolita metadiabásica (García-Casco et al. 2003), indicó que su protolito tiene una afinidad propia de las toleitas de suprasubducción, mientras que su metamorfismo ocurrió en la facies anfibolítica de muy baja presión, dentro de un rango de temperatura de 550 a 750 grados centígrados y una presión inferior a los 3 kilobars, probablemente en condiciones oceánicas.

Este metamorfismo tuvo lugar, de acuerdo con una datación Ar-Ar, hace aproximadamente 130 millones de años. De acuerdo con esto, las ofiolitas de Cajálbana pudieran tratarse de ofiolitas de suprasubducción y fueron afectadas por un proceso de metamorfismo de tipo oceánico durante el Neocomiano.

### **2.3 Trabajos de campo**

El trabajo de campo se desarrolló en varias campañas de corta duración. El objetivo general del levantamiento geológico en esta área fue realizar un mapa geológico donde se representen las características geológicas a una escala de 1:50 000, la base topográfica con que se contó fue la hoja topográfica.

Los recorridos realizados (Figura 2.3) estuvieron dirigidos a ubicar los contactos entre las principales unidades geológicas presentes en dicha área, con énfasis en las pertenecientes a la Asociación Ofiolítica. Los recorridos de mayor interés se efectuaron fundamentalmente a lo largo de trochas y caminos mineros, debido a que es precisamente en ella donde las diferentes unidades geológicas presentan su mayor aflorabilidad y donde las rocas se encuentran más frescas.



**Figura 2.3** Fotografía del mapa de redes de datos del sector Camarioca Sur.

Las muestras de rocas seleccionadas para el presente trabajo investigativo fueron tomadas previamente en el campo durante los itinerarios geológicos de levantamiento a escala 1: 5000 ejecutados por comisiones geológicas, según perfiles coincidentes con las líneas de perforación E – W correspondientes a la red de 33.33 x 33.33 m, con el objetivo de documentar los afloramientos y tomar muestras de las litologías principales que afloran en el área de estudio (Figura.2.4). El método de toma de muestras utilizado fue el de fragmento de roca, el tamaño de las muestras tomadas fue aproximadamente de 10x8x8 cm. Para la toma de muestras se utilizó una piqueta. Siempre se escogieron las rocas menos afectadas por los procesos de intemperismo, luego de obtenidos los fragmentos rocosos se procedió a enumerar y marcar la muestra utilizando un marcador permanente.





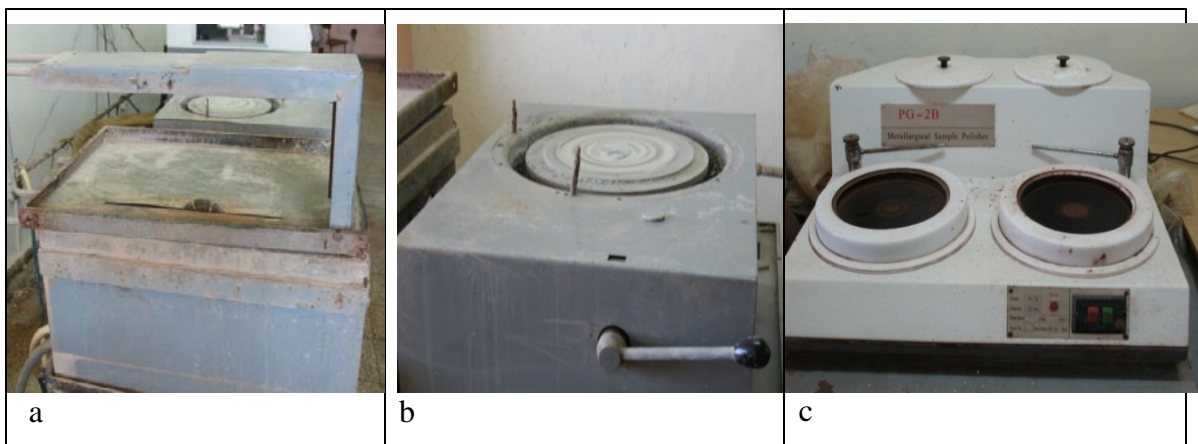
**Figura. 2.4** Fotografía de los afloramientos de rocas metamórficas, donde se observa el agrietamiento y bandeamiento. (Coordenadas: x- 695,657.45; y- 210,305.11; z- 659.020)



## **2.4 Trabajos de laboratorio**

Para el análisis de las muestras de rocas seleccionadas en la presente investigación fue necesario realizar trabajos de laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Geología del ISMMM, los cuales estuvieron dirigidos hacia la petrografía microscópica, y las técnicas analíticas de difracción y fluorescencia de rayos-X para una mayor precisión en las determinaciones mineralógicas de las muestras y determinar la composición química total de las rocas respectivamente. Para el análisis por difracción de rayos X se pulverizaron las muestras, hasta una granulometría de 0.07mm, para obtener una masa de aproximadamente 50 g.

Las rocas fueron cortadas con una sierra de borde de diamante (Figura.2.5 a) máquina cortadora Minocecar) para obtener una superficie plana con el objetivo de que sea más cómoda la preparación de estas muestras para ser pulidas y desbastadas. Después de haberse cortado las muestras se procedió a su procesamiento en la máquina esmeriladora (Foto. 2.5 b) con el objetivo de desgastarla y eliminar las rugosidades. El proceso de pulido se realizó con el objetivo de eliminar las huellas dejadas mediante el corte y obtener un plano de superficie que refleje la luz, para esto se utilizó la máquina pulidora (PG-20) de dos platos (Figura.2.5 c).



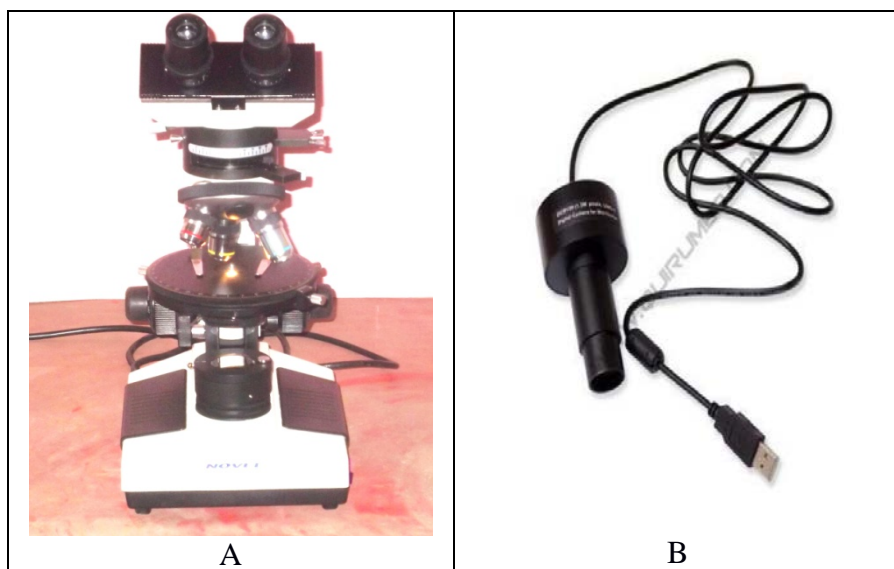
**Figura. 2.5** a) Máquina cortadora (Minocecar). b) Máquina Esmeriladora (Montasuial). c) Máquina pulidora de dos platos (PG-20)

### **2.4.1 Análisis petrográfico**

Para la realización de los análisis petrográficos se confeccionaron secciones delgadas en el taller de preparación de muestras de rocas del ISMMM, para luego ser analizadas bajo el microscopio petrográfico de luz polarizada, modelo NP-400B, marca NOVEL de

procedencia China en el laboratorio de petrografía de la misma institución (Figura 2.5 a). Las descripciones petrográficas se realizaron tanto con nicols cruzados como paralelos, objetivo 10X, foco 17.13mm y una distancia de trabajo aproximada de 7.316mm. Para dicho análisis se tuvieron en cuenta los parámetros ópticos: color, forma, pleocroísmo, birrefringencia, ángulo de extinción, clase óptica (Figura de interferencia), signo óptico, exfoliación, granulometría de los granos, índices de refracción(n). Además de los parámetros ópticos anteriormente expuestos se realizó la cuantificación porcentual de los minerales por el método de estimación visual y se determinaron los principales tipos de texturas presentes en las rocas; para lo cual las descripciones fueron apoyadas con el uso de bibliografías tales como: Mineralogía Óptica de Paul f. Kerr, Atlas de Asociaciones Minerales en láminas delgada de Joan Charles Melgarejo, Metamorphic texture de a. Spray, entre otras.

Las microfotografías fueron tomadas por medio de la inserción al microscopio de la cámara fotográfica digital, modelo Power Shot A360, de 8.0 megapíxel con zoom óptico de aproximación 4x, con ocular especial diseñado para cámaras Canon de 52 mm y de la video-cámara digital, modelo MDCE-5A con cable USB 2.0 (Figura 2.6 a y b).



**Figura 2.6** a) Microscopio de luz polarizada modelo NP-400B, marca NOVEL.  
b) video cámara digital ocular MDCE-5.

#### **2.4.2 Método de fluorescencia de rayos X (FRX)**

Para determinar la composición química total de las muestras se realizó en el laboratorio de la Universidad de Clausthal en Alemania para realizarles análisis de la composición química cualitativa y cuantitativa utilizando el equipo de fluorescencia de rayos-X (FRX) marca Axios (Figura 2.7). El método consiste en hacer incidir un haz de rayos-X con energía suficiente para excitar los diferentes elementos que componen la muestra. Los átomos excitados al pasar al estado normal emiten radiaciones X, cuya longitud de onda va a ser característica de cada elemento, y la intensidad de su fluorescencia es proporcional al contenido de dicho elemento en la muestra. El espectrómetro es capaz de separar las diferentes longitudes de onda y determinar su intensidad. Mediante la resolución de un sistema de ecuaciones se calcularon los contenidos de los diferentes elementos, a través de la correspondencia con una serie de muestras patrones con las que se calibra el equipo.



**Figura 2.7** Fotografía del equipo de fluorescencia de rayos-X, marca Axios.

#### **2.4.3 Método de difracción de rayos-X (DRX)**

Debido a la granulometría en micrones de algunas muestras analizadas fue difícil determinar algunos minerales bajo el microscopio, por lo que fueron estudiadas con ayuda del método de difracción de rayos-X. El cual consiste en hacer incidir un haz de rayos-X de radiación monocromática sobre la muestra de roca finamente pulverizada la cual se extiende por la superficie de un vidrio porta usando una pequeña cantidad de aglomerante

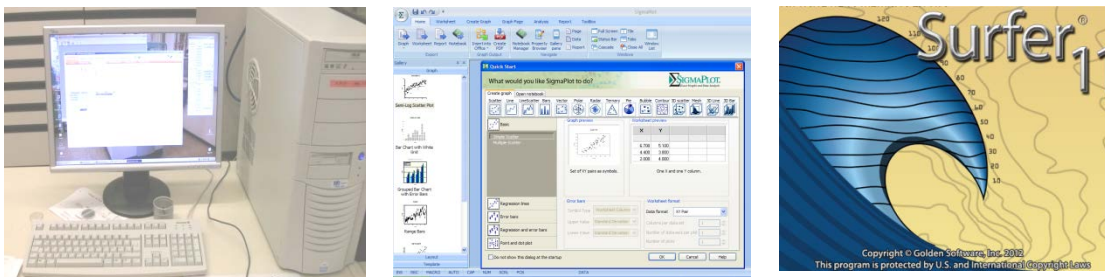
adhesivo. El instrumento está construido de tal manera que el porta, cuando se sitúa en posición, gira sobre un brazo hasta registrar los rayos X reflejados. Las variaciones de intensidad en los rayos reflejados se obtienen gráficamente en un registro denominado difractograma en el cual se ven manifestados los diferentes picos de reflexión provenientes de la muestra. La altura de los mismos son directamente proporcionales a las intensidades de las reflexiones que las provocaron. (Figura 2.8).



**Figura 2.8** Fotografía del equipo de difracción de rayos-X, marca Phillips.

## **2.5 Etapa de gabinete**

Después de obtenidos los datos de los análisis realizados durante la ejecución del trabajo, los mismos fueron procesados con la ayuda de programas informáticos tales como Surfer.11, Sigma Plot 12.0 y Analyse, permitiendo la comparación de las fases minerales con las obtenidas en los difractogramas para luego ser interpretados por medio de tablas y gráficos que forman parte de la memoria escrita. (Figura 2.9).



**Figura 2.9.** Fotografía de los Software Surfer.11, Sigma Plot 12.0 y ANALYSE



## **CAPÍTULO 3. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS.**

### **3.1 Introducción**

El siguiente capítulo tiene como objetivo presentar las principales características petrográficas, mineralógicas y geoquímicas de las muestras seleccionadas para la investigación, así como la interpretación realizada a partir de los resultados obtenidos de las técnicas analíticas empleadas.

### **3.2 Petrografía**

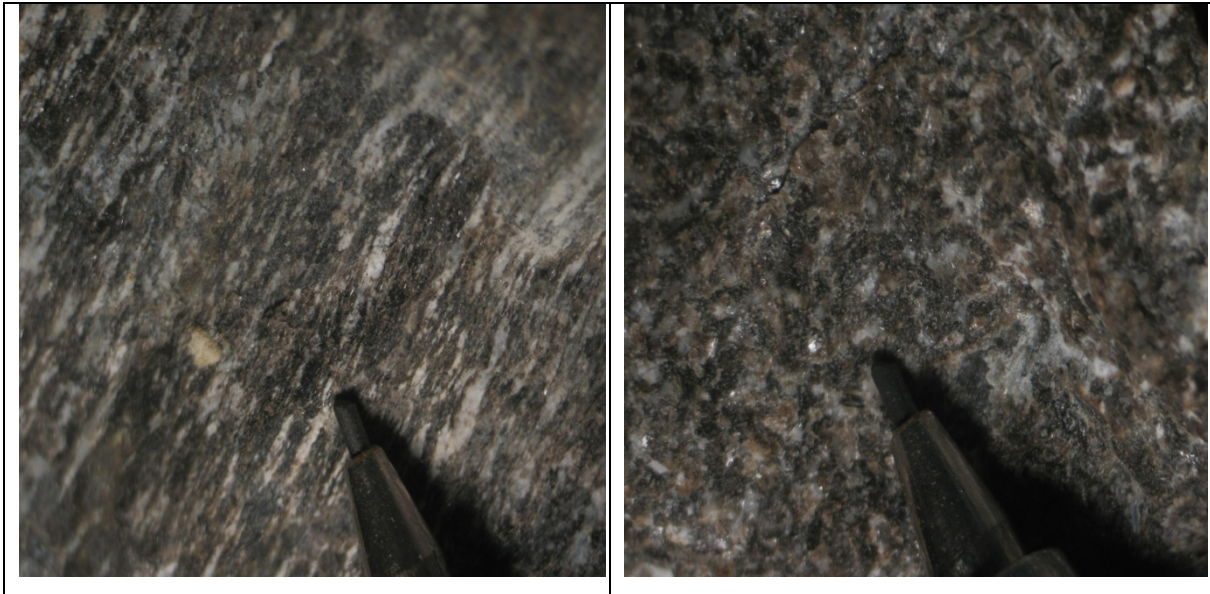
Macroscópicamente las muestras de rocas se caracterizan por presentar una granulometría de fina a media que dificulta la correcta identificación de los minerales constituyentes (Figura 3.1).



**Figura 3.1** Fotografía de muestras de rocas analizadas.

Presentan una coloración oscura debido al predominio de minerales máficos (anfíboles), y la elevada densidad. Se caracterizan además por presentar dos tipos principales de estructuras: masiva y gnéisica (ver Figuras 3.2 y 3.3). En la estructura masiva, los granos minerales se encuentran distribuidos de forma homogénea sin ningún signo de orientación preferente, mientras que en la gnéisica se observa una alternancia de bandas claras y oscuras que provocan cierto alineamiento de los minerales, paralelamente a los planos de bandeamiento.





**Figura 3.2** Estructura gnéisica en anfibolita gnéisica. **Figura 3.3** Estructura masiva en granofels anfibolítico.

Las rocas metamórficas del sector Camarioca sur petrográficamente se clasifican según la SCMR (2007) en dos tipos litológicos fundamentales:

1. Anfibolitas gneisicas
2. Granofels anfibolíticos

### **3.2.1. Anfibolitas gneisicas**

Se caracterizan por presentar una textura granonematoblástica (gnéisica) en la cual se observa una alternancia de niveles ricos en anfíboles cálcicos (edenita, pargasita) y niveles constituidos por plagioclasa y feldespatos potásicos (ver Figura 3.4). Los anfíboles presentan forma prismática, mostrando cierto grado de orientación en una dirección determinada, mientras los cristales de plagioclasa su composición oscila desde andesina a oligoclasa, se presentan en forma subidiomórfica y con maclas polisintéticas y en cuña producto a los esfuerzos desviatorios. Los feldespatos potásicos son anhedrales y su tamaño de grano es de aproximadamente 0,2 mm.

**Muestra No:** M1 (20232-1)

**Coordenadas:** X: 699425 Y: 207925

**Tipo de laboreo:** Levantamiento geológico

**Estructura:** Gnéisica

**Nombre de la roca:** Anfibolita gnéisica

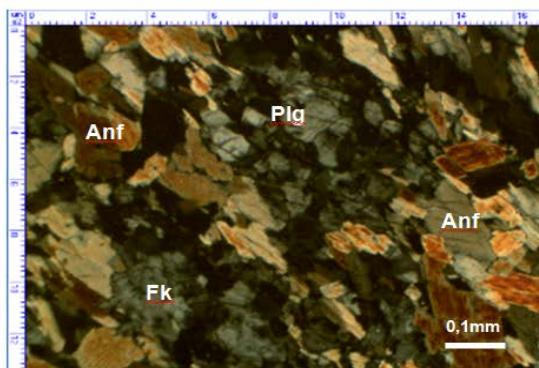
**Textura:** Granonematoblástica (gnéisica)

**Color:** Presenta alternaciones de bandas claras y oscuras

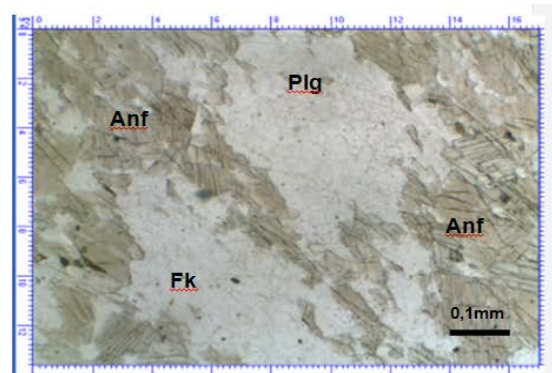
**Composición general:** edenita, pargasita, plagioclasa (oligoclasa-andesina), feldespato potásico y clorita

### **Descripción**

La muestra está constituida por un 64% de anfíboles (edenita y pargasita, según DRX), 24% de plagioclasa, 6% de feldespato potásico y clorita. Presenta una fábrica lineal o planolineal muy marcada definida por la alternancia de niveles ricos en cristales de anfíboles y de minerales félsicos tales como plagioclasa y feldespato potásico (Figuras 3.4 y 3.5). Los granos de anfíboles tienen formas prismáticas alargadas, coloración parda, relieve alto y los colores de interferencia varían desde el amarillo-naranja de primer orden y algunos llegan hasta el azul de 2do orden. Los cristales de plagioclasa (oligoclasa-andesina) son xenomórficos y subidiomórficos, incoloros, baja birrefringencia y maclas polisintéticas en forma de cuña producto a la deformación. Los feldespatos potásicos presentan características similares a las plagioclasa pero no presentan maclas y tienen un mayor grado de agrietamiento. La roca presenta grietas muy finas rellenas por un material de baja birrefringencia al parecer de clorita.



**Figura 3.4.** Microfotografía muestra M1. Constituida por anfíboles (Anf) y minerales de baja birrefringencia tales como plagioclasa (Plg) y feldespatos potásicos (Fk). (Nicols cruzados). 10x.



**Figura 3.5.** Microfotografía muestra M1. Igual a la foto anterior, se destacan los anfíboles por su coloración parda y el elevado relieve. (Nicols paralelos). 10x.

### **3.2.2 Granofels anfibolíticos (Muestras M2, M3, M5, M6, M8, M9)**

Se caracterizan por ser rocas con estructura masiva (Figura 3.3), en la cual a diferencia de la anterior no presentan orientación preferente de sus minerales constituyentes definiendo una textura granoblástica decusada (diablástica) y su variedad fibroblástica (ver muestra M8, Figuras 3.16 y 3.17). La textura porfidoblástica es otra clase textural presente en dichas rocas, la cual puede observarse en la muestra M5, (Figuras 3.10 y 3.11). Desde el punto de vista mineralógico se caracterizan por el predominio de anfíboles hornblenda y minerales de bajo grado metamórfico tales como la clorita y minerales del grupo de la serpentina. Los anfíboles presentan hábito prismático largo, acicular, fibroso, mientras la clorita y los minerales de la serpentina son tabulares. Es importante destacar la ausencia de plagioclasas que presentan estos tipos de rocas.

**Muestra No:** M2 CS-OV163-2

**Coordenadas:** X: 695675 Y: 210175

**Tipo de laboreo:** Levantamiento geológico

**Estructura:** masiva

**Nombre de la roca:** Granofels con edenita y oxihornblenda

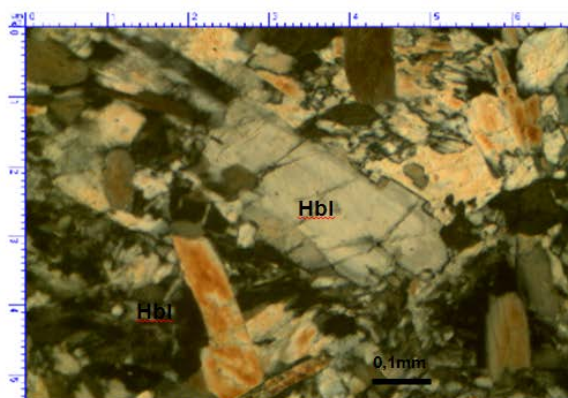
**Textura:** Granoblástica decusada

**Color:** Oscuro

**Composición general:** edenita, oxihornblenda

### **Descripción**

La muestra está constituida totalmente por minerales del grupo de los anfíboles. Los anfíboles se presentan en dos generaciones diferentes, unos con colores de interferencia que varían del amarillo-naranja de primer orden hasta el azul de segundo orden con un ángulo de extinción de  $21^\circ$  y otros que se caracterizan por bajos colores de interferencia (gris-amarillo pálido de primer orden) y ángulos de extinción que varían aproximadamente desde  $3^\circ$ -  $12^\circ$ , el color natural de estos minerales varía desde el azul-verdoso pálido hasta el amarillo. Al parecer por sus características ópticas cada uno de estos grupos de anfíboles se corresponden respectivamente con las variedades de hornblenda: edenita y oxihornblenda. (Figuras 3.6 y 3.7). En algunos cristales se presenta un cierto zonado evidenciado por el contraste de tonalidad del color de interferencia, existente entre la parte central y periférica de los minerales, lo cual pudiera estar dado por un cambio composicional a lo largo de su estructura cristalina.



**Figura 3.6.** Microfotografía muestra M2. Cristales prismáticos de anfíboles hornblenda (Hbl) formando una típica textura granoblástica decusada. Obsérvese el zoneado (ver flecha) que presenta el mineral del centro. (Nicoles paralelos). 10 x.



**Figura 3.7.** Microfotografía muestra M2. Igual a la foto anterior. (Nicoles paralelos). 10 x.



**Muestra No:** M3 (5774-2)

**Coordenadas:** X: 694800 Y: 212450

**Tipo de laboreo:** Levantamiento geológico

**Estructura:** masiva

**Nombre de la roca:** Granofels con magnesio-hornblenda, clorita y serpentina

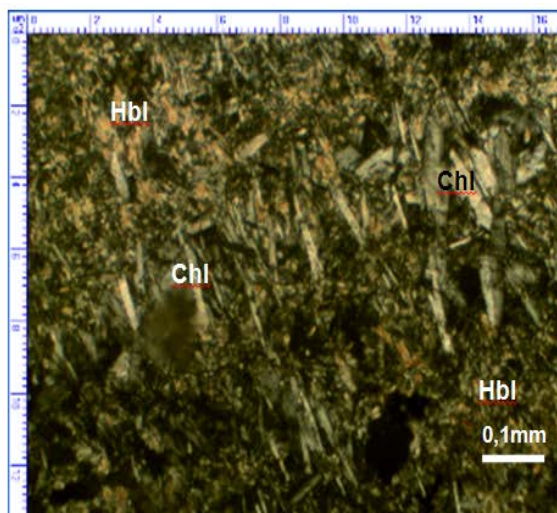
**Textura:** Granoblástica decusada.

**Color:** Verde claro.

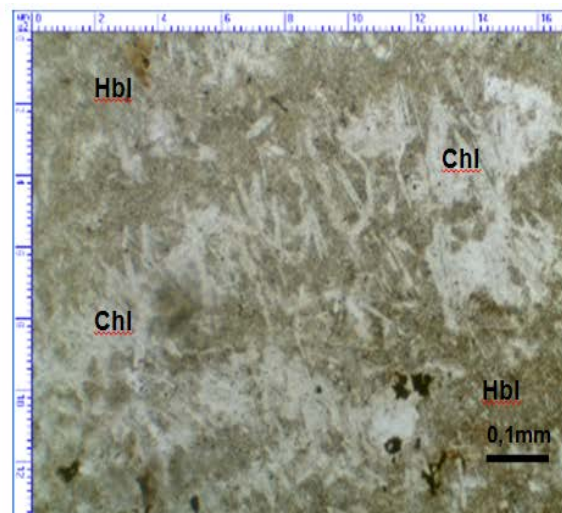
**Composición general:** Magnesio-hornblenda, clorita y serpentina.

### **Descripción**

Roca de grano fino cuyo tamaño de grano varían entre 0,01mm y 0,5mm aproximadamente. Está constituida por un 57% de magnesio-hornblenda, 26% de clorita y 18% de serpentina. Presenta una textura granoblástica decusada en la cual se destacan bandas o vetillas de cristales de clorita en una masa de anfíboles y clorita de granulometría más fina. Los cristales de magnesio-hornblenda son prismáticos largo con colores de interferencia que llegan hasta el azul de segundo orden, su coloración varía desde incolora a amarillo pálido, presentando un relieve elevado. Por su parte los granos de clorita y serpentina son muy similares, solo se han podido diferenciar por medio de los análisis químicos realizados. Se caracterizan por presentar bajos colores de interferencia hasta el gris de primer orden, incoloros, forma alargada, muy bajo relieve y extinción recta.



**Figura 3.8.** Microfotografía muestra M3. Se observan los cristales alargados de clorita (Chl) formando una banda, en una matriz constituida por hornblenda (Hbl) y clorita de granulometría muy fina. (Nicoles cruzados, aumento 4x).



**Figura 3.9.** Microfotografía muestra M3. Igual a la foto anterior. (Nicoles cruzados). 4x.

**Muestra No:** M5 (161\_1)

**Coordenadas:** X: 695625 Y: 210225

**Tipo de laboreo:** Levantamiento geológico.

**Estructura:** Porfidoblástica.

**Nombre de la roca:** Granofels con pargasita y clinocloro.

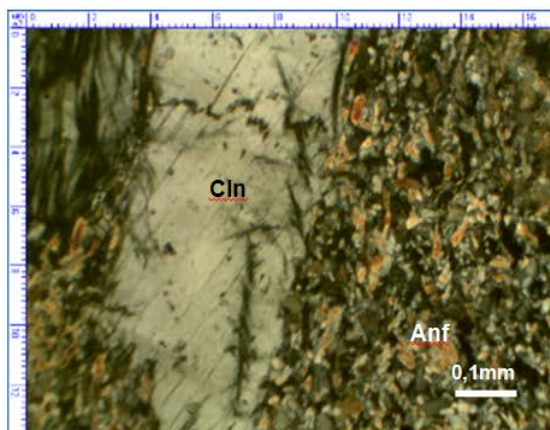
**Textura:** Porfidoblástica.

**Color:** Verde oscuro.

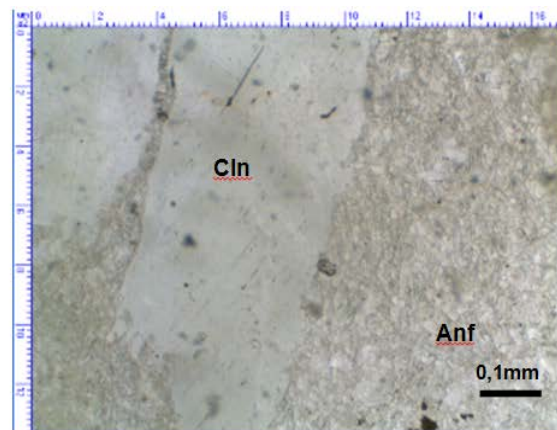
**Composición general:** pargasita y clinocloro

### Descripción

La muestra está constituida por una matriz anfíbolítico-clorítica de grano fino, la cual engloba porfidoblastos de clinocloro (variedad de clorita) cuyas dimensiones superan los 2,0mm (ver Figuras 3.10 y 3.11). Los anfíboles por sus características ópticas se corresponden con minerales del grupo de la hornblenda (pargasita), presentan colores de interferencia que alcanzan el azul de segundo orden, coloración verde-pálido a incolora y los ángulos de extinción oscilan entre 16° y 24°. Por su parte los cristales de clorita presentan bajos colores de interferencia (gris de primer orden), incoloros, y extinción recta, presentan además forma tabular a diferencia de los anfíboles que son prismáticos. En los porfidoblastos de clorita se observan maclas las cuales en determinados puntos del mineral se encuentran deformadas producto a la acciones de débiles esfuerzos tectónicos.



**Figura 3.10.** Microfotografía muestra M5. Porfidoblastos de clinocloro (Cln) en matriz constituida por anfíboles (Anf) y cristales de clinocloro de menor tamaño. Nombre de la roca: granofels anfíbolito-clorítico con textura porfidoblástica (Nicoles cruzados, aumento 10 x).



**Figura 3.11.** Microfotografía muestra M5. Igual a la foto anterior. (Nicoles paralelos).

**Muestra No:** M9 (CS-B10435-1)

**Coordenadas:** X: 697175 Y: 209925

**Tipo de laboreo:** Levantamiento geológico.

**Estructura:** masiva

**Nombre de la roca:** Granofels con actinolita y clorita.

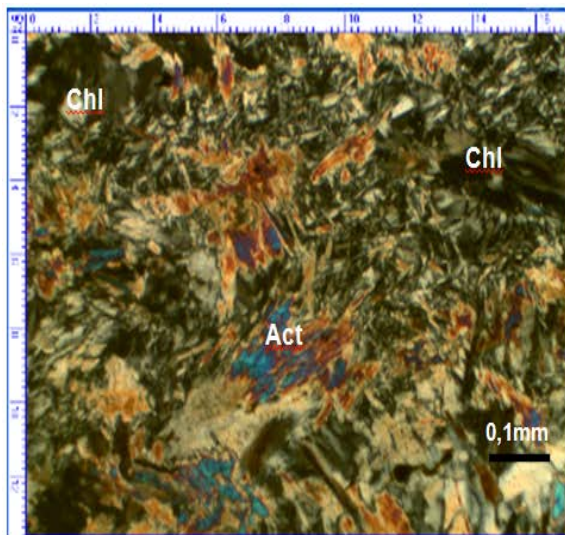
**Textura:** Granoblástica decusada.

**Color:** Verde oscuro.

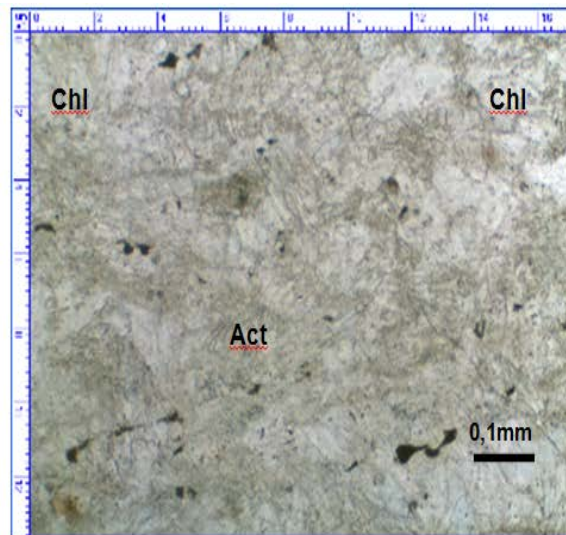
**Composición general:** actinolita, clorita.

### **Descripción**

La muestra está constituida por un 64% de clorita y 36% de anfíboles, los anfíboles se caracterizan por ser prismáticos alargados y aciculares, así como elevados colores de interferencia que varían desde el amarillo de 1° orden hasta el azul-verdoso de 2° orden, coloración amarillo-verdoso pálido y ángulos de extinción que oscilan entre 10° y 15° lo cual se corresponde con el anfíbol actinolita. Los cristales de clorita se caracterizan por presentar forma tabular, birrefringencia muy baja alcanzando solamente los gris claro de 1° orden, incoloros y extinción recta.



**Figura 3.12.** Microfotografía muestra M9. Granofels constituido fundamentalmente por actinolita (Act), clorita (Chl). (Nicoles cruzados). 10x.



**Figura 3.13.** Microfotografía muestra M9. Igual a la foto anterior. Obsérvese el elevado relieve de los anfíboles. (Nicoles cruzados). 10x.



**Muestra No:** M6 CSMG 5020-1

**Coordenadas:** X: 695949 Y: 210216

**Tipo de laboreo:** Levantamiento geológico.

**Estructura:** masiva

**Nombre de la roca:** Granofels con pargasita y tremolita.

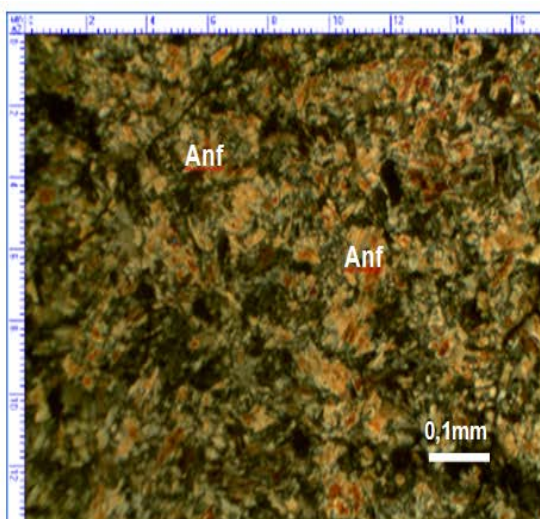
**Textura:** Granoblástica decusada.

**Color:** Verde oscuro.

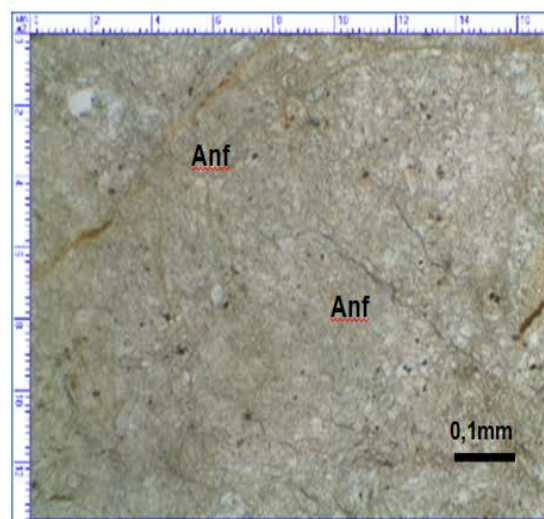
**Composición general:** pargasita y tremolita.

### **Descripción**

La muestra constituida totalmente por los anfíboles pargasita y tremolita (según DRX) (Figuras 3.14 y 3.15). Presenta una granulometría fina a media, donde el tamaño de los granos minerales oscila entre 0,06 y 0,2 mm. Los cristales de anfíboles son prismáticos alargados y presentan colores de interferencia que varían desde el gris claro de primer orden a el azul de segundo orden, su color natural es amarillo pálido a incoloro, su relieve es elevado y sus ángulos de extinción son muy variables oscilando entre 8° y 27°.



**Figura 3.14.** Microfotografía muestra M6. Granofels constituido fundamentalmente por hornblenda (Hbl). (Nicoles cruzados). 10x.



**Figura 3.15.** Microfotografía muestra M6. Igual a la foto anterior. (Nicoles cruzados). 10x.



**Muestra No:** M8 Mg195

**Coordenadas:** X: 695675 Y: 210225

**Tipo de laboreo:** Levantamiento geológico.

**Estructura:** masiva

**Nombre de la roca:** Granofels con hornblenda, tremolita y clorita

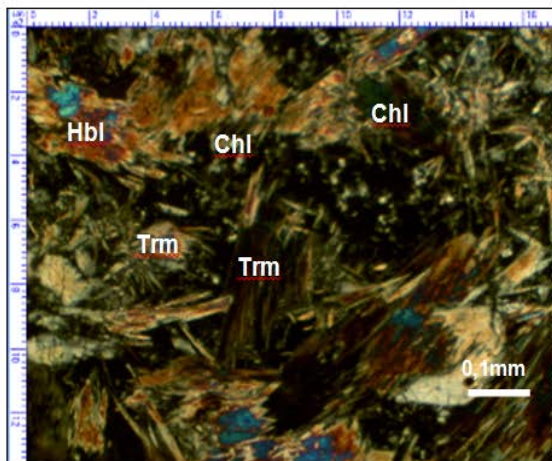
**Textura:** Granoblástica decusada (variedad fibroblástica).

**Color:** Verde oscuro.

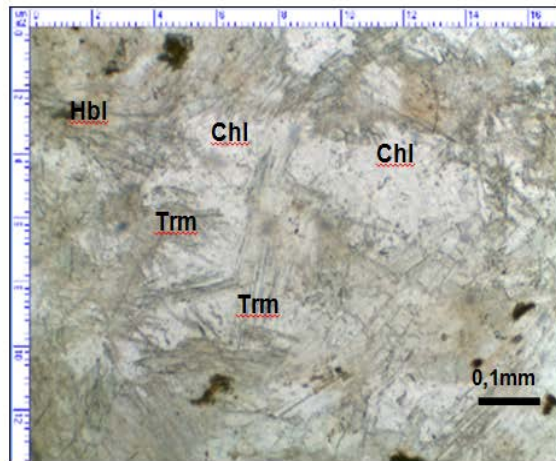
**Composición general:** hornblenda, tremolita, clorita y minerales accesorios.

### **Descripción**

La muestra está constituida por un 45% de hornblenda (pargasita), 37% de tremolita y un 14% de clorita (nimita), el resto está representado por minerales accesorios. La hornblenda se presenta de forma prismática alargada mientras la tremolita presenta forma acicular, formando generalmente grupos radiales de cristales que se han desarrollado a partir de un centro común a manera de fibrolitas (Figuras 3.16 y 3.17), el color natural de los mismos varía de verde muy pálido a incoloro, sus colores de interferencia llegan hasta el azul verdoso de segundo orden, su relieve es elevado y los ángulos de extinción se encuentran en el rango de 15°-23°. La clorita se presenta en agregados de cristales microcristalinos de muy baja birrefringencia e incoloros.



**Figura 3.16.** Microfotografía muestra M8. Granofels constituido fundamentalmente por hornblenda (Hbl), clorita (Chl) y tremolita (Tr) con textura fibroblástica. (Nicoles cruzados). 10x.



**Figura 3.17.** Microfotografía muestra M8. Igual a la foto anterior. (Nicoles cruzados). 10x.

### 3.3 Interpretación de los análisis de difracción de rayos-X

A partir de los resultados de análisis de difractometría de rayos-x realizados, se obtuvieron 4 gráficos difractométricos correspondientes a las muestras M1, M5, M6 y M8 (ver Figuras 3.18, 3.19, 3.20 y 3.21 respectivamente), en los cuales se muestran los picos difractométricos correspondientes a las fases minerales presentes en dichas muestras. El difractograma de la muestra M1 (Figura 3.18) indica la presencia de dos fases minerales principales correspondientes a los picos de mayor intensidad: **pargasita** ( $\text{Na Ca}_2 \text{Mg}_4 \text{Al}_3 \text{Si}_6 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ ) y **edenita** ( $\text{Na Ca}_2 \text{Mg}_5 \text{Al Si}_7 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ ). En la muestra M8 se encuentran como fases minerales principales: pargasita, **tremolita** ( $\text{Ca}_2 \text{Mg}_5 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ ) y en menor medida la **nimita** ( $(\text{Ni, Mg, Al})_6 (\text{Si, Al})_4 \text{O}_8 (\text{OH})_8$ ) (grupo de la clorita). En las dos últimas muestras se siguen presentando los anfíboles cálcicos pargasita y tremolita excepto en la muestra M5 donde en lugar de la tremolita se encuentra el **clinocloro** ( $\text{Mg}_5 \text{Al} (\text{Si, Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$ ). Indicando que las fases minerales se corresponden a un metamorfismo de grado medio a bajo.

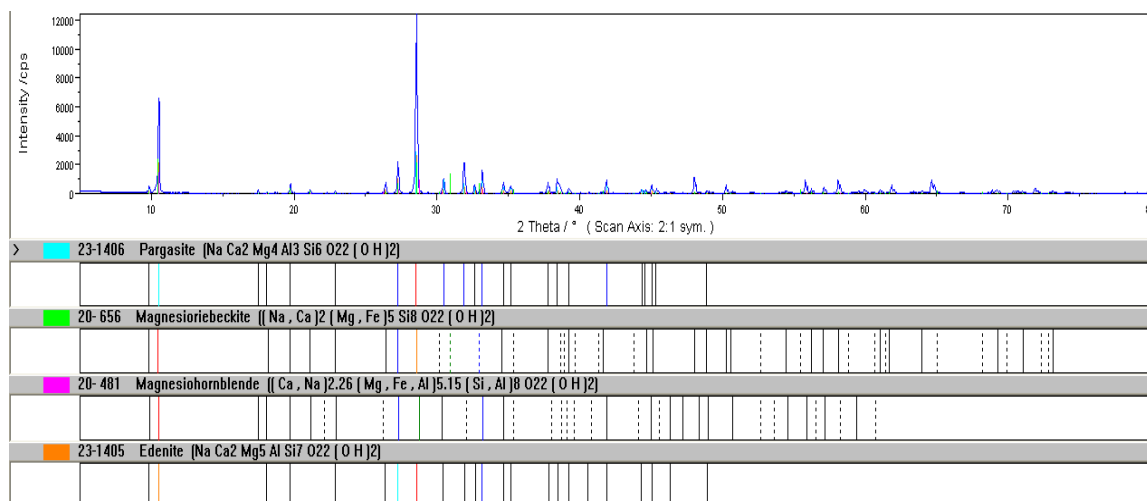


Figura 3.18 Difractograma de fases minerales en la muestra M1.

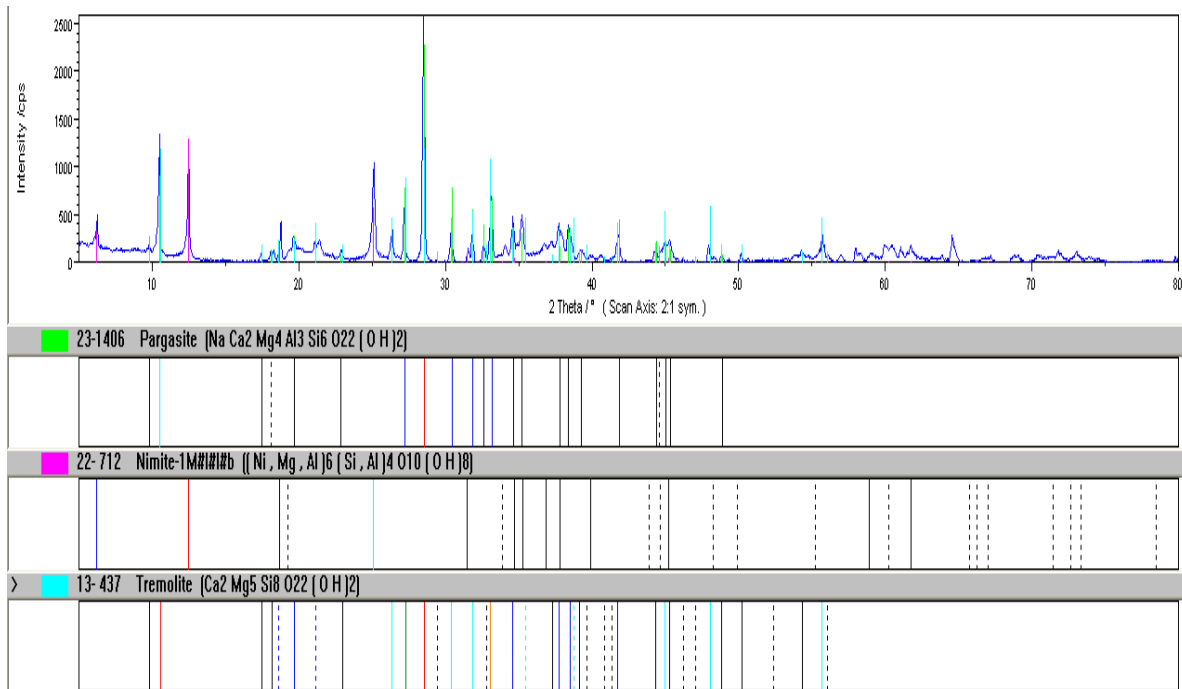


Figura 3.19 Difractograma de fases minerales en la muestra M8.

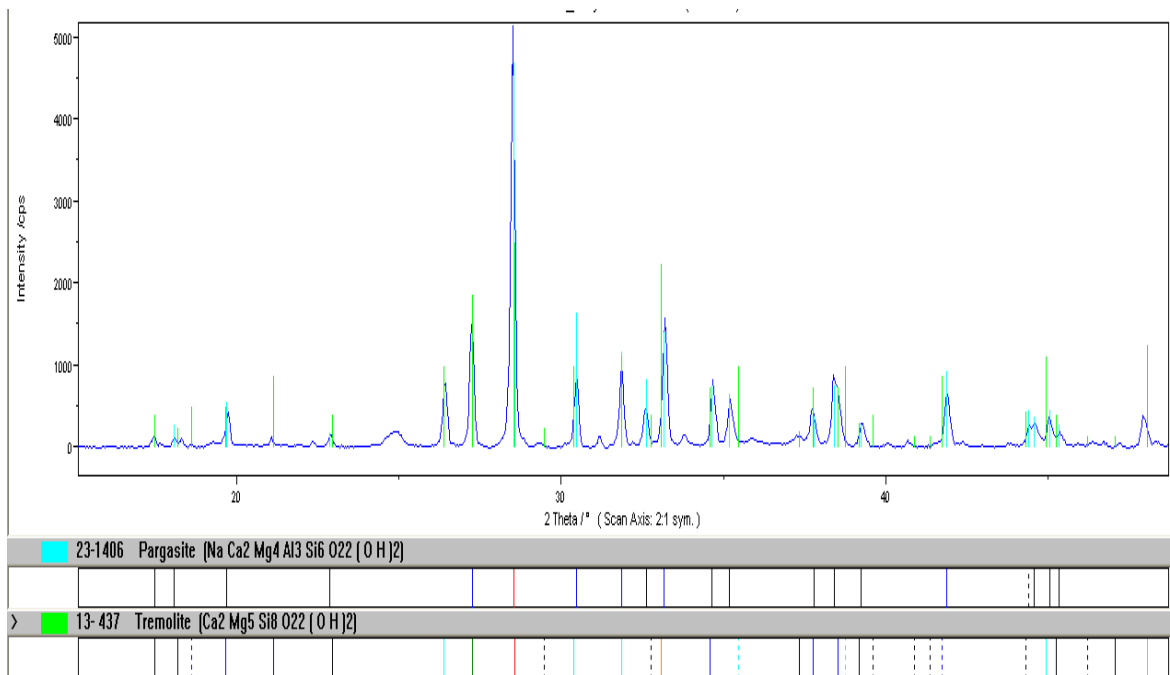
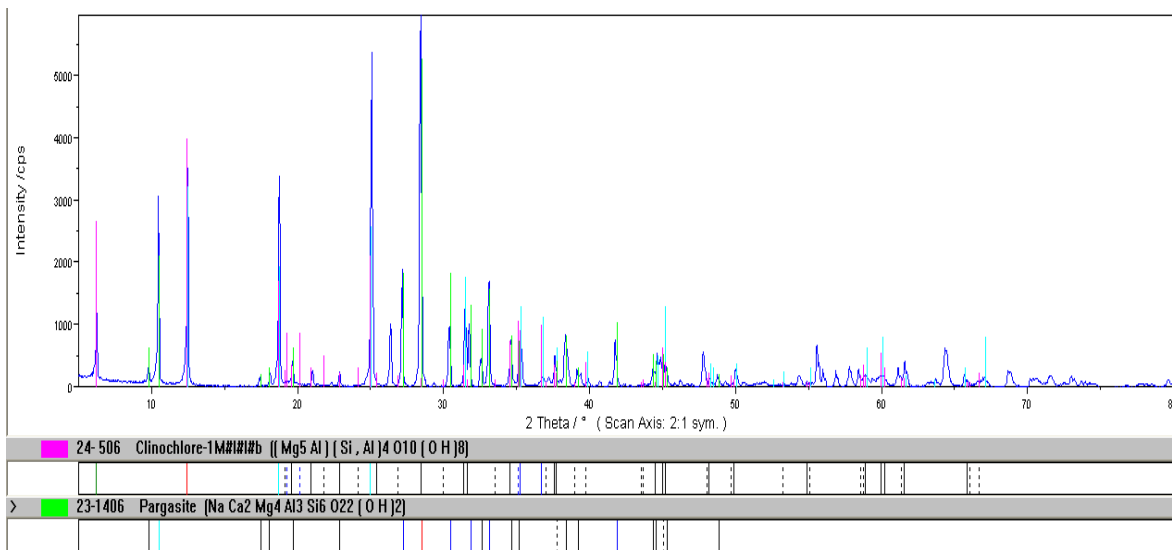


Figura 3.20 Difractograma de fases minerales en la muestra M6.



**Figura 3.21** Difractograma de fases minerales en la muestra M5.

### 3.5 Interpretación de los análisis de fluorescencia de rayos-X

Se realizaron análisis geoquímicos de roca total de 7 muestras una de ellas correspondiente a las Anfibolitas gneisicas y 6 a Granofels anfibolíticos. Por los análisis de fluorescencia de rayos-X realizados al total de muestras, se obtuvieron los datos de porcentajes en óxidos del contenido de elementos mayores presentes en las mismas (ver tabla 1) y en ppm de los elementos químicos (ver tabla 2).

**Tabla 1.** Contenido expresado en por ciento en peso para los óxidos de los elementos mayores en las muestras de rocas seleccionadas.

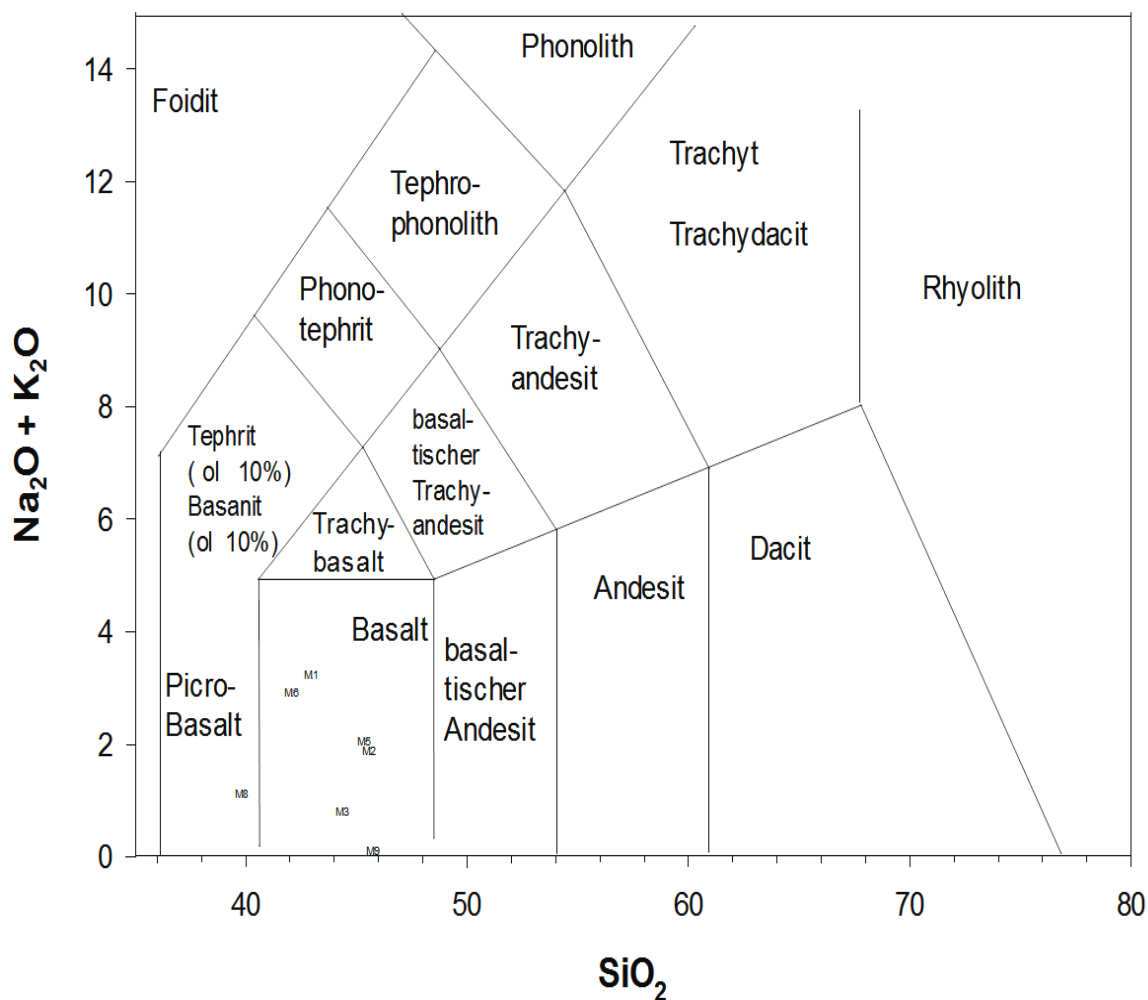
<b>Por ciento en peso</b>	<b>M1 20232</b>	<b>M2 163</b>	<b>M3 5774</b>	<b>M5 161</b>	<b>M6 5020</b>	<b>M8 195</b>	<b>M9 10435</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	42,99	45,59	44,37	45,35	42,09	39,83	45,76
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17,44	13,73	14,56	12,22	16,45	22,36	0,97
<b>MnO</b>	0,16	0,17	0,14	0,09	0,16	0,12	0,12
<b>MgO</b>	13,24	17,95	27,3	23,56	15,66	16,09	43,46
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,02	1,8	0,74	1,98	2,78	1,06	0,1
<b>Ca</b>	11,04	9	4,33	8,3	10,79	5,5	0,48
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,01	0,37	0,32	0,47	0,57	1,15	0,01
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,2	0,07	0,06	0,06	0,12	0,05	0
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	10,69	11,29	8,17	7,87	10,88	13,82	9,09

**Tabla 2.** Contenido expresado en ppm de los elementos químicos en las muestras de rocas seleccionadas.

	<b>M1</b> <b>20232</b>	<b>M2</b> <b>163</b>	<b>M3</b> <b>5774</b>	<b>M5</b> <b>161</b>	<b>M6</b> <b>5020</b>	<b>M8</b> <b>195</b>	<b>M9</b> <b>10435</b>
Ba	74	35	21	84	188	156	11
Ce	LLD	LLD	6	15	22	LLD	0
Co	76	83	457	111	66	81	116
Cr	791	903	1187	1355	1255	1330	2596
Cu	40	109	70	14	133	159	0
La	LLD	LLD	15	1	16	LLD	0
Nb	3	5	2	4	4	8	0
Ni	831	1175	4370	2033	1902	2825	2538
Ga	16	9	8	8	12	15	2
Pb	44	13	15	66	456	116	10
Pr		LLD	1	0	3	LLD	0
Rb	LLD	LLD	LLD	LLD	LLD	0	LLD
Sr	25	67	7	44	240	23	LLD
Th	2	LLD	LLD	2	11	6	1
V	211	101	129	185	178	244	31
Y	18	14	48	29	42	18	LLD
Zr	50	28	19	25	30	45	9
Zn	89	83	77	116	232	265	42
Nd	LLD	LLD	3	LLD	30	LLD	3
U	4	7	LLD	3	LLD	6	5

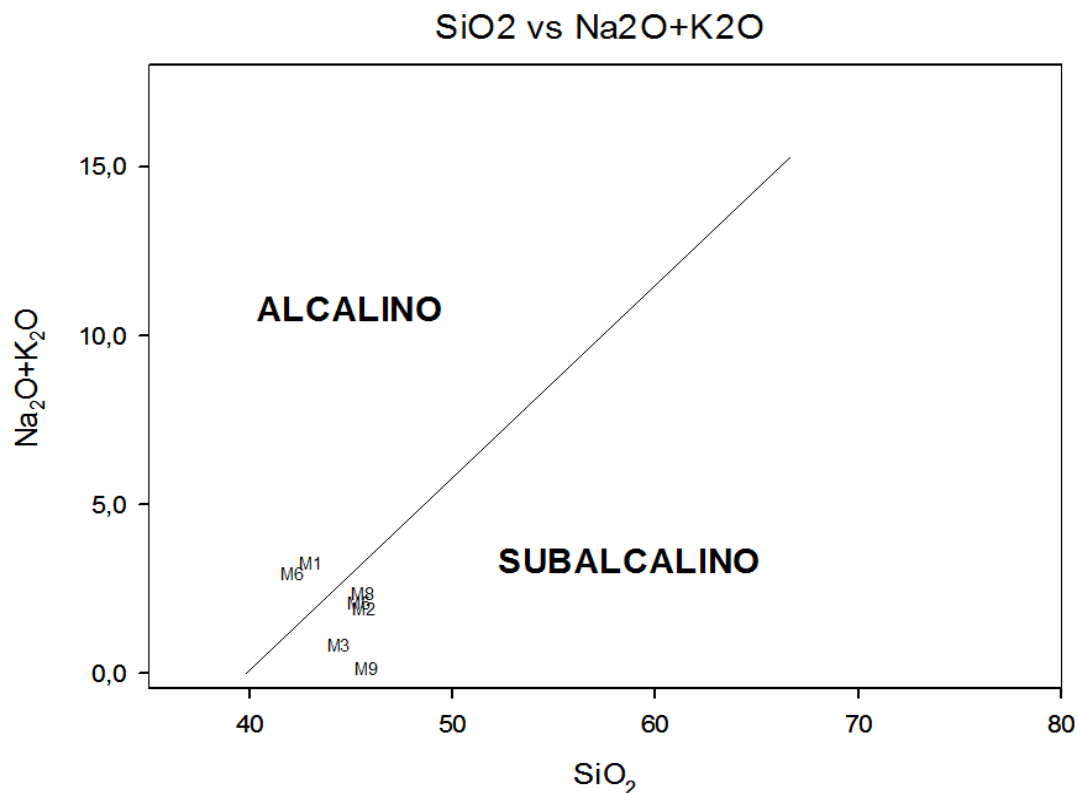
A partir de los resultados obtenidos se confeccionó el diagrama de clasificación TAS (total álcalis vs. sílice) para rocas volcánicas, de Le Maitre et al (2011) (Figura 3.22), con el objetivo de determinar el tipo de protolito. La mayoría de las muestras ploteadas caen

dentro de un campo composicional correspondiente a rocas tipo basaltos y picrobasaltos. Las que se corresponden con rocas volcánicas ultramáficas.



**Figura 3.22** Diagrama de clasificación TAS (total álcalis vs. sílice) para rocas volcánicas, de Le Maitre et al. (2011), mostrando los puntos de ploteo de las muestras analizadas.

Los elementos mayoritarios de las anfibolitas se representaron en diagramas para discriminar la serie magmática a la cual corresponden. Se utilizó el diagrama ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) vs.  $\text{SiO}_2$  de Irvine y Baragar (1971). (Figura. 3.23), donde las anfibolitas se ubican en el campo subalcalino, excepto la muestra M1 y M5 que corresponde en el campo alcalino.

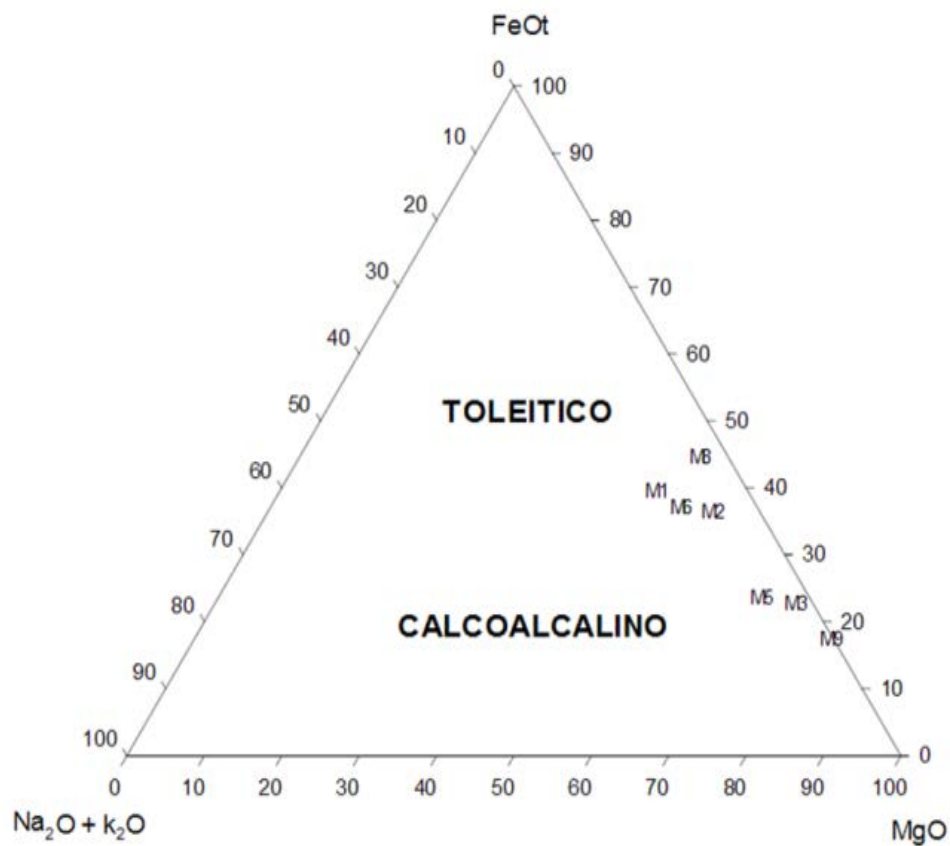


**Figura 3.23:** Diagrama SiO<sub>2</sub> vs. (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) de Irvine y Baragar (1971).

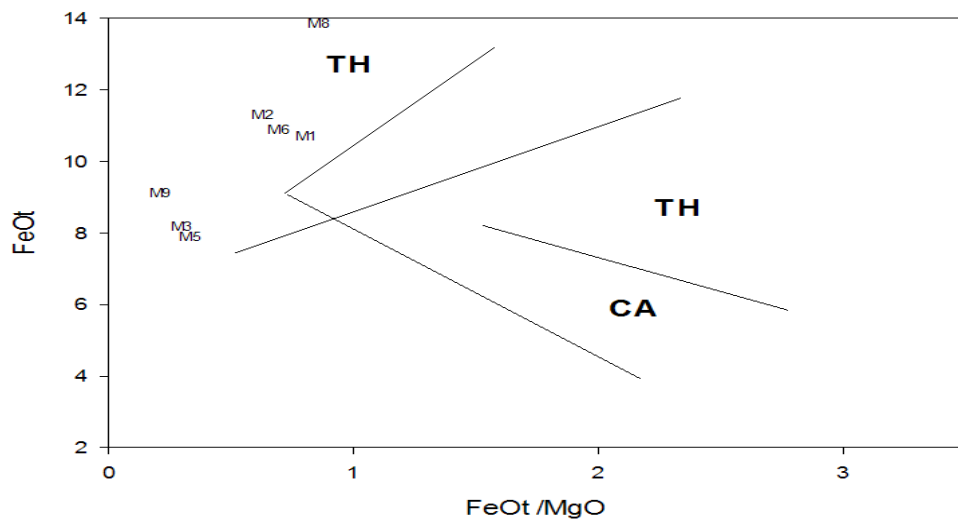
En general, las anfibolitas muestran una afinidad toleítica según el diagrama MgO-FeOt-(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) de Irvine y Baragar (1971, Figura 3.24) y el de FeOt-(FeOt/MgO) de Miyashiro (1974, Figura 3.25). Los contenidos obtenidos en los análisis químicos varían entre 39,83 % a 45,76 % para SiO<sub>2</sub>; de 0,02 % a 0,12 % para K<sub>2</sub>O y de 0,01% a 1,15% para TiO<sub>2</sub>. Estos valores son similares a los propuestos por Miyashiro (1975) para rocas toleíticas abisales de un ambiente de dorsal mesoceánica (MORB). La relación FeOt/MgO da valores entre 0,21% y 0,86 %; esta relación puede ser un discriminante entre las rocas toleíticas abisales (MORB) para los valores menores a 1,7 % y de toleítas de arcos de islas (IOB) o toleítas de fondo oceánico marginal, para valores mayores a 1,7 %. Otro discriminante para estos ambientes serían los contenidos de K<sub>2</sub>O, pero como los álcalis son móviles ante procesos de metamorfismo y meteorización, no contarían como discriminante, mientras que los rangos de SiO<sub>2</sub> y FeOt/MgO son más estrechos.



Diagrama MgO-FeOt-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) de Irvine y Baragar (1971)

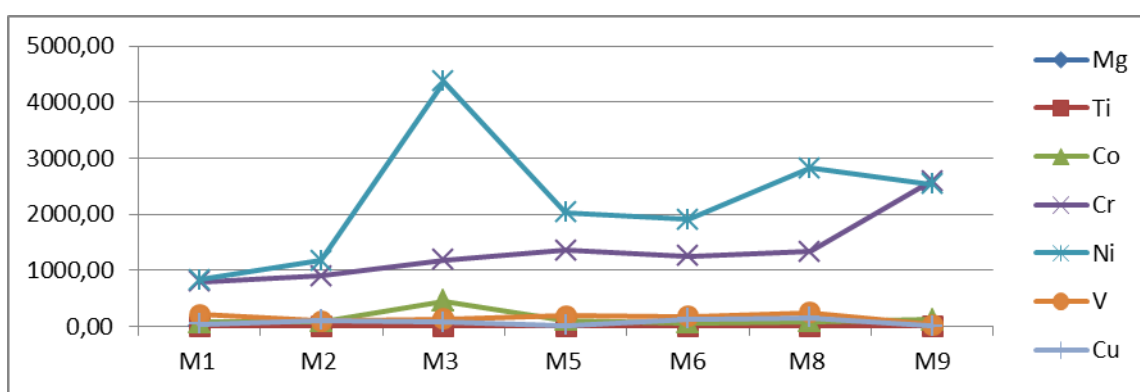


**Figura 3.24:** Diagrama MgO-FeOt-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) de Irvine y Baragar (1971).



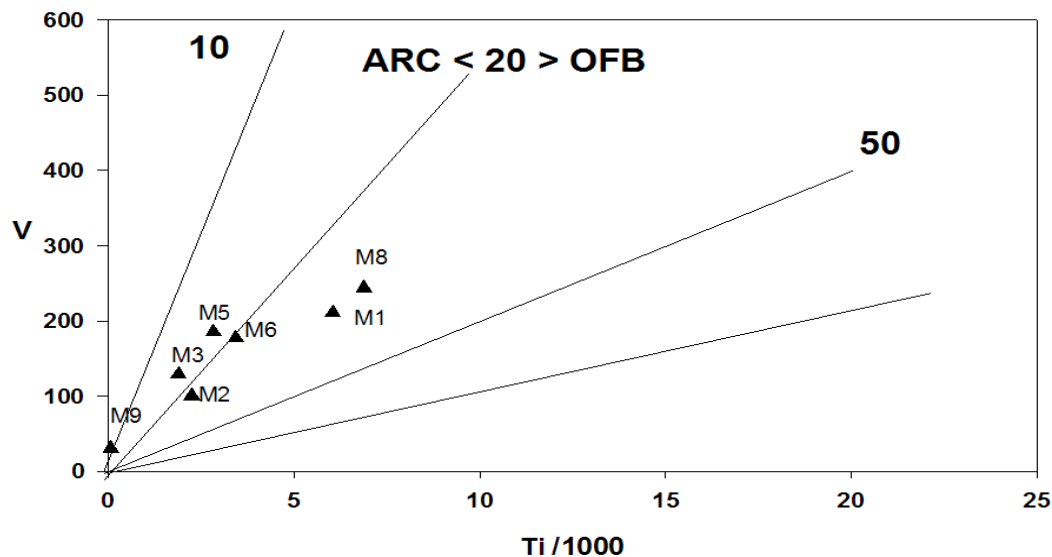
**Figura 3.25:** Diagrama FeOt -(FeOt/MgO) de Miyashiro (1974). Toleítico (TH) y calcoalcalino (CA).

Las variaciones que presentan las anfibolitas en algunos elementos mayoritarios (tabla 1). Los valores de  $\text{SiO}_2$  dan una media de 43,71%, con la muestra M9 con el contenido más elevado 45,76% y la muestra M8 con el más bajo 39,83 %. La muestra M1 tiene los contenidos más elevados de  $\text{Na}_2\text{O}$  3,02% y  $\text{K}_2\text{O}$  0,2%. En el caso del Cr, se encuentran contenidos mayores a 2590 ppm, excepto la muestra M1 que tiene 791 ppm. Los contenidos de Ni varían entre 1175 ppm y 4370 ppm, en el caso del V varían entre 101 ppm y 244 ppm. Estos valores determinan el carácter mantélico de las rocas. Ver figura 3.27.

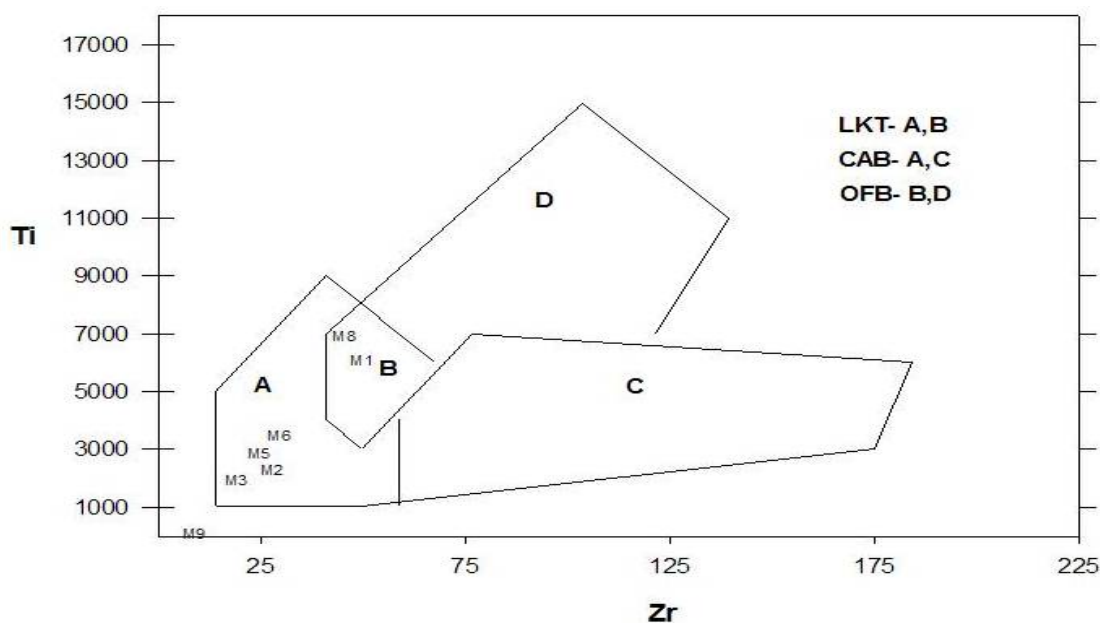


**Figura 3.27.** variograma de los elementos químicos

Se utilizaron diagramas de discriminación tectónica, entre ellos Ti-V (Figura. 3.28) de Shervais (1982), Zr-TiO<sub>2</sub> (Figura. 3.29) para determinar el posible ambiente tectónico de los protolitos de las rocas metamórficas.



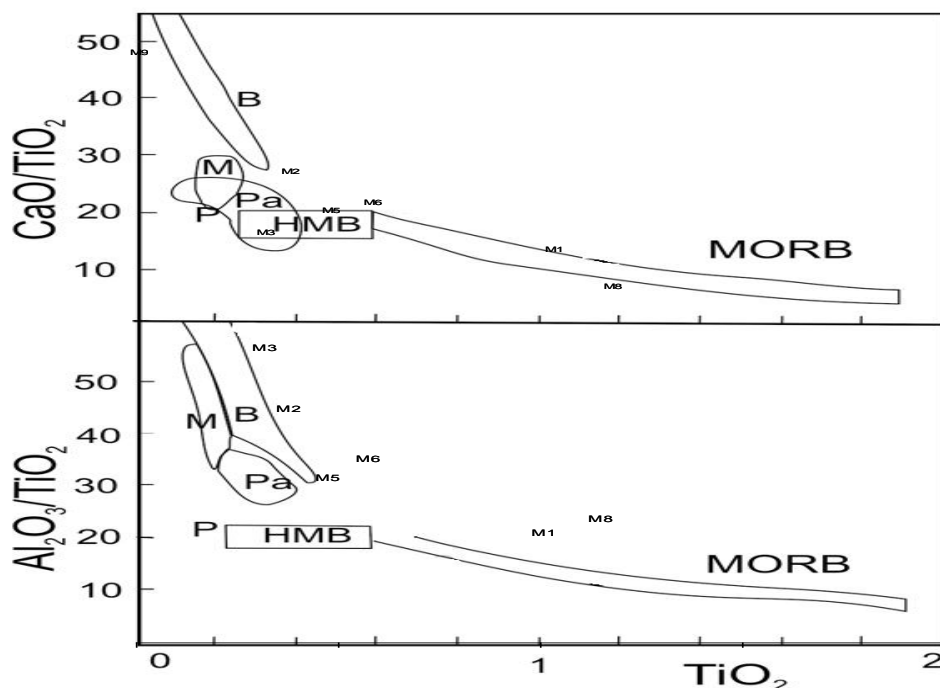
**Figura 3.28:** Diagramas de discriminación tectónica Ti - V de Shervais (1982). Referencias: basaltos de arco (ARC) y basaltos de fondo oceánico (Ofib).



**Figura 3.29:** Diagramas de discriminación tectónica Zr - TiO<sub>2</sub> de Pearce y Cann (1973). Referencias: toleítas con bajo K (LKT); basaltos calcoalcalinos (CAB) y basaltos de fondo oceánico (Ofib).

Sun y Nesbitt en 1978 discuten las regularidades geoquímicas y el significado genético de basaltos asociados con complejos ofiolíticos usando las relaciones entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> y CaO/TiO<sub>2</sub> para establecer la génesis de basaltos con bajo y alto contenido de TiO<sub>2</sub>, en una serie ofiolítica. Los autores proponen que incrementando los grados de fusión del manto puede producirse un progresivo aumento en las relaciones Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> y CaO/TiO<sub>2</sub> en el fundido, pero a partir de un punto crítico estas relaciones no cambian. Esto se explica

porque el Ti es incompatible, mientras que los contenidos de Al y Ca son compatibles. Si la cantidad de fundido aumenta, Al-Ca son retenidos en la fase de la fuente, y las relaciones  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  y  $\text{CaO}/\text{TiO}_2$  no aumentarán en el fundido resultante. Sobre estas bases, Sun y Nesbitt (1978) proponen que los basaltos derivados de magmas tipo MORB tienen altos contenidos de Ti ( $> 0,7\% \text{ TiO}_2$ ), mientras que los basaltos de arcos de islas y cuenca de interarco tienen bajos contenidos de Ti ( $< 0,4\% \text{ TiO}_2$ ). Utilizando estos diagramas y los contenidos en  $\text{TiO}_2$ , para las anfibolitas, se encuentra una afinidad con basaltos tipo MORB con alto Ti ( $> 0,7\% \text{ TiO}_2$ ) y con basaltos de arcos de islas o cuencas de interarco con bajo Ti ( $< 0,4\% \text{ TiO}_2$ , Figura. 3.30).



**Figura 3.30** Diagrama de relaciones entre  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  y  $\text{CaO}/\text{TiO}_2$  para establecer la génesis de basaltos con bajo  $\text{TiO}_2$  (modificado de Sun y Nesbitt, 1978). Referencias: basaltos con alto Mg (HMB); basaltos de dorsales mesoceánicas (MORB); Papua (Pa); fosa Mariana (M; Pa y M son basaltos de arcos de islas); Betts Cove (B; basalto ofiolítico).

Otra relación que se usa como discriminante tectónico es la relación  $\text{Zr}/\text{Nb}$ , donde valores mayores a 30ppm serían de N-MORB (Shrivastava, R. K. et al. 2004) y valores entre 4-15ppm de tipo E-MORB o IOB; para las anfibolitas los valores oscilan entre 7 y 15ppm, en el rango del E- MORB o IOB.

### **3.4 Consideraciones finales**

A partir de los análisis petrográficos realizados y los resultados obtenidos a partir de las técnicas analíticas de difracción y fluorescencia de rayos X, se ha llegado a establecer que las rocas metamórficas presentes en el sector Camarioca sur, de acuerdo con su estructura y mineralogía dominante se clasifican en anfibolitas gnéisicas y granofels anfibolíticos según la SCMR caracterizadas por presentar una granulometría de fina a media, elevada densidad y muy bajo grado de recristalización.

Las fases minerales identificadas en las mismas son predominantemente minerales del grupo de los anfíboles hornblenda tales como pargasita y edenita, según los análisis de difracción de rayos-X (DRX), además de otros minerales tales como tremolita, magnesiohornblenda, oxihornblenda, minerales del grupo de la clorita (clinocloro, nimita) y de la serpentina, y en menor medida plagioclasa (oligoclasa-andesina) y feldespatos potásicos.

Es característico en las mismas el desarrollo de una textura granoblástica decusada consistente en un mosaico de cristales hipidiomorfos inequidimensionales (prismáticos o tabulares) dispuestos aleatoriamente; solo en algunas muestras se observan texturas granonematoblástica (gnéisica) y porfidoblástica (ver Figuras 3.1 y 3.10).

Es interesante destacar la ausencia de plagioclasa en la mayoría de las muestras, solo en algunas muestras tales como la M1 (Figuras 3.4 y 3.5), se advierte la presencia de las mismas. Este hecho está en correspondencia con la composición mineralógica de sus protolitos, los cuales según el diagrama TAS (total álcalis vs. sílice) de Le Maitre et al. (2011), confeccionado partir del ploteo de los datos geoquímicos obtenidos por fluorescencia de rayos-X, se corresponden con rocas tipo picro-basalto y basaltos.

En estas litologías se observan determinados rasgos petrográficos que implican la ocurrencia de un metamorfismo de baja presión correspondiente a la parte inferior de la facies anfibolita, tales rasgos son los siguientes: la ausencia de minerales de alta presión tales como glaucofana, granate, etc.; el predominio de estructuras sin foliación (masiva) lo cual es un indicativo de que durante su formación los esfuerzos desviatorios no fueron de gran intensidad y la presencia de clorita primaria, tremolita y serpentina. Por las características petrológicas expuestas anteriormente y su forma de yacencia en el campo, se

considera que las rocas anfibolitizadas del sector estudiado constituyen fragmentos de una antigua corteza oceánica sometida a metamorfismo de grado medio-bajo.

Según el comportamiento geoquímico de estas rocas, se pueden observar diferencias entre estos dos tipos de anfibolitas. A su vez, la muestra M1 correspondiente a las anfibolitas, presenta un comportamiento geoquímico diferente al resto de las anfibolitas, que estarían referidos al protolito correspondiente a picro-basalto metasomático metamorfozado; lo que evidencia la existencia de rocas vulcanógenas ultramáficas asociados al complejo ofiolítico.

Las anfibolitas basados en el análisis geoquímico, se encuentran dentro de la serie subalcalina y en el campo toleítico. Más específicamente, corresponderían a rocas toleíticas abisales. En los diagramas de discriminación tectónica utilizados, donde intervienen en general Ni, Cr, Cu, Co, V, Mg y Ti, las anfibolitas analizadas se ubican en el campo de las toleítas de arcos de islas o en el campo MORB. Utilizando los diagramas  $Al_2O_3/TiO_2$  y  $CaO/TiO_2$  y los contenidos en  $TiO_2$ , se encuentra una afinidad con basaltos tipo MORB. Las relaciones entre elementos trazas Zr/Nb se utilizaron como discriminantes tectónicos, dando valores correspondientes al campo E-MORB o IOB.

## CONCLUSIONES

En función de las fases minerales identificadas y de los rasgos texturales, las rocas anfibolitizadas del sector de estudio se clasifican según la SCMR en dos grupos petrológicos principales: anfibolitas gneisicas y granofels anfibolíticos.

Se identifican por primera vez las paragénesis minerales siguientes:

- hornblenda (Hbl) + tremolita (Trm) + clorita (Chl)
- magnesio-hornblenda + clorita(Chl) + (minerales del grupo de la serpentina)
- pargasita (Prg) + clinocloro(Cln)
- actinolita (Act) + clorita (Chl)
- pargasita(Prg) + tremolita (Trm)
- hornblenda (Hbl) + pargasita (Prg) + edenita (Edn) + plagioclasa (oligoclasa-andesina) + feldespato potásico (Fk)

Se ha corroborado que las rocas tienen composición de picro-basalto y basaltos según el diagrama TAS (total álcalis vs. sílice) de Le Maitre et al (2011); lo que ha permitido identificar la existencia de rocas vulcanógenas ultramáficas metamorfizadas asociadas a las rocas del macizo ofiolítico.

Se ha demostrado que las rocas identificadas constituyen fragmentos de una antigua corteza oceánica sometida a metamorfismo de grado medio-bajo correspondiente a la parte inferior de la facies anfibolita.

Se demuestra el carácter mantélico de las rocas vulcanógenas ultramáficas metamorfizadas, sustentado en la existencia y contenidos de los elementos químicos: Ni, Cr, Cu, Co, V, Mg y Ti.

Se ha corroborado que la génesis de los basaltos presenta una afinidad con basaltos tipo MORB y basaltos de arcos de islas, sustentado en las relaciones entre  $Al_2O_3/TiO_2$  y  $CaO/TiO_2$ .

## **RECOMENDACIONES**

Profundizar en el estudio de las rocas vulcanógenas ultramáficas metamorfizadas para conocer la trayectoria de P-T ocurrido durante el metamorfismo y determinar con mayor exactitud el ambiente geotectónico de formación mediante el uso de elementos trazas.

Confeccionar diagramas de paragénesis mineral para conocer los tipos de reacciones químicas ocurridas entre las fases minerales en el proceso metamórfico.

Realizar investigaciones avanzadas en el campo de la mineralogía para caracterizar los minerales metamórficos de cada paragénesis identificada.

Incrementar el conocimiento geológico y distribución de las rocas volcánicas ultramáficas metamorfizadas y la relación con las rocas del complejo ofiolítico del nordeste de Cuba Oriental.



## BIBLIOGRAFÍA

Adamovich A.; Chejovich. 1962: Principales características de la geología y minerales útiles de la región norte de la provincia de oriente. Revista Tecnológica. Universidad de Oriente.

Albear, J. et al. 1988: Mapa geológico de Cuba. Escala 1:250 000.

Almaguer F. A. 1995: Composición de las pulpas limoníticas de la planta Pedro Soto Alba, parte II, Periodo de crisis de sedimentación. Revista Minería y Geología (No 2).

Almaguer Furnaguera, A.1996. Petrología y corteza de intemperismo del yacimiento Vega Grande, Nícaro, Cuba. Minería y Geología, 13 (1): 9-12

Almaguer, A. 1995: Cortezas de intemperismo: algunas características de sus partículas finas. Minería y Geología XII (1): 9-19.

Bibikova, E.V. et al. 1988: Primeros resultados de dataciones U-Pb de rocas metamórficas en el arco de las Antillas Mayores: edad del complejo Mabujina de Cuba. (en ruso). Doklady AN SSSR, ser. geol., vol. 302, n.4, p. 924-928.

Blanco-Quintero, I. F. et al. 2011: Timing of subduction and exhumation in a subduction channel: evidence from slab melts from La Corea Mélange (eastern Cuba). Lithos, vol. 127, no 1, p. 86-100

Blanco-Quintero, I. F, 2003: Nuevos Datos Petroquímicos y Petrográficos de las Magmatitas y Metamorfitas de algunos sectores del Bloque Oriental Cubano Sectores Moa-Baracoa y Sierra del Convento. Trabajo de diploma. ISMM.

Blein, O. et al. 2003: Geochemistry of the Mabujina complex, Central Cuba: implications on the Cuban cretaceous arc rocks. Journ. Geology 111, p. 89-101.

Boiteau, A. et al. 1972: Metamorphisme de haute pression dans le complexe ophiolitique du Purial (Oriente, Cuba). CNRS. Vol. 274, p. 2137-2140. Paris.

Brand N, W. et al. 1998: Nickel laterites: Classification and features. AGSO Journal of Australian. Geology and Geophysics 17, 81-88

Bucher, K y Frey, M. 1994: Petrogenesis of metamorphic rocks, 6th edn, complete revision of Winkler's textbook

Bucher, K y R. Grapes. 2011: Petrogenesis of Metamorphic Rocks, DOI 10.1007/978-3-540-74169-5\_3, # Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

*Ing. Yurisley Valdés Mariño*

Burch, A. and Burchard, E. F. 1919: Chrome and manganese ore in Cuba: Dirección de Montes y Minas. Boletín de Minas, no.5, pp.57-70.

Campos, M. 1983: Rasgos principales de la tectónica de la porción oriental de Holguín y Guantánamo. Minería y Geología, 2: 51-76.

Campos, M. 1990: Tectónica y minerales útiles de la asociación ofiolítica y de los complejos vulcanógenos del arco insular Cretácico de Cuba oriental. Inédito.

Castro viejo, R.1998: Fundamentos de Petrografía, E. T. S. ING. MINAS, Universidad Politécnica de Madrid, 116p.

Cobiella, J. L. 1978: Estratigrafía y paleogeografía del Paleógeno de Cuba oriental. Tesis Doctoral. Centro de Información. ISMM.

Cobiella, J. L. 1988: El vulcanismo paleogénico cubano. Apuntes para un nuevo enfoque. Revista tecnológica. Universidad de Oriente.

Cobiella, J. L. 1997: Zonación estructural facial del corte Paleoceno Eoceno Medio de Cuba. Minería y Geología, 14(1): 3-12.

Cobiella, J. L. 2000: Jurassic and Cretaceous geological history of Cuba. International Geology Review, 42: 594-616.

Cobiella, J. L.; Rodríguez J. 1978: Algunos rasgos de la geología de Cuba oriental. Ciencias Técnicas, Serie Geodesia y Geofísica No.3

Crespo, E. 1996: Análisis estratigráfico del Oligoceno en Cuba oriental. Tesis de Maestría. ISMM, 79 p.

Cruz-Gámez, E.M., et al. 2003: La faja Cangre y sus rasgos metamórficos. V Congreso Cubano de Geología y Minería. Resúmenes. p. 16-17.

Díaz-Martínez, R. y Proenza-Fernández, J. 2005: Metalogenia asociada a las ofiolitas y al arco de islas del cretácico del nordeste de Cuba. Minería y Geología Vol. 21 No. 1.

Dublan, L., et al. 1985: Informe final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles a escala 1:50,000 del polígono CAME, Zona Centro. Archivo ONRM, C. Habana.

Eskola, P. 1915: On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijavi region, Bulletin de la Commission Geologique de Finlandie, nº 44.

Eskola, P.1920: The mineral facies of rocks. Brøgger.

Eskola, P. 1939: Die metamorphen Gesteine (pp. 263-407). Springer Berlin Heidelberg.

Fettes D, Desmons, J. 2007: Metamorphic rocks – a classification and glossary of terms; recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the systematics of metamorphic rocks. Cambridge University Press, New York, pp 244

Fonseca, E. et al 1985: Structure of the ophiolite association of Cuba. Geotectonic, 19: 321-329.

Frey, M., y Robinson, D. 1999: Low-Grade™ Metamorphism.

Fry, N. 1995: The field description of metamorphic rocks. Geol. Soc. London Handbook. John Wiley and Sons.

Galí, S., et al 2006: Caracterización mineralógica de los perfiles lateríticos tipo óxido: yacimiento Punta Gorda (Cuba Oriental). /Macla/a, 6, 197-199.

García-Casco, A et al. 2002: Oscillatory zoning in eclogite garnet and amphibole, northern serpentinite melange, Cuba: record of tectonic instability during subduction. Journ. Metamorphic Geol. Vol. 20, p. 1-18.

García-Casco, A. et al. 2001: High-grade metamorphism and hydrous melting of metapelites in the Pinos terrane (W Cuba): Evidence for crustal thickening and extension in the northern Caribbean collisional belt. Journ. Metamorphic Geol., vol. 19, n.6, p.699-715.

García-Casco, A. et al. 2003: Metabasites from the northern serpentinite belt (Cuba) and a metamorphic perspective of the plate tectonic models for the Caribbean region. V Congreso Cubano de Geología y Minería. Resúmenes. p. 302-303.

García-Casco, A. et al. 2006: High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba. Geologica Acta: an international earth science journal, 4(1-2), 63-88.

García-Casco, A. et al. 2008: Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean Plate and Caribbeana: origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles. International Geology Review, vol. 50, no 9, p. 781-809.

Grafe, F., et al. 2001: Rb-Sr and Ar-Ar mineral ages of granitoid intrusives in the Mabujina unit, Central Cuba: Thermal exhumation history of the Escambray massif. Journ. Geology 109, p. 615-631.

Gyarmati, P. y J. Leyé O`Conor. 1990: Informe final sobre los trabajos de levantamiento geológico en escala 1:50 000 y búsqueda acompañante en el polígono CAME V, Guantánamo. O. N. R. M.

Gyarmati, P.; I. Méndez; M. Lay. 1997: Caracterización de las rocas del arco de islas Cretácico en la Zona Estructuro – Facial Nipe – Cristal – Baracoa.

Heredia, M., y Terepin, A. 1984: Estudio comparativo de los complejos mafíticos-ultamafíticos de la provincia de Pinar del Río y los macizos Mayarí y Moa-Baracoa. Serie Geológica, 3, 55-100.

Hernández, M. 1979: Datos preliminares sobre las características petrográficas de las rocas del macizo Sierra del Purial. La Minería en Cuba. Vol. 5, N.2., p.2-7.

Humphris, S.E. y Thompson, G. 1978: Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. Geochimica et Cosmochimica Acta 42: 127-136

Irvine, T.N. y Baragar, W.R. 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8: 523-548.

Iturralde-Vinent, M. A. 1994: Geología de las ofiolitas. En: Iturralde-Vinent, M. (ed.) Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. IUGS/UNESCO. International Geological Correlation Program. Project 364. Ciudad de la Habana. pp. 83-120.

Iturralde-Vinent, M. A. 1996 e: Cuban ophiolites and volcanic arcs. Miami, Int. Geol. Correlation Prog. 364:83–120.

Iturralde-Vinent, M. A. 1996: Geología de las ofiolitas de Cuba. En: Iturralde-Vinent, M. (ed.). Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. IGCP project 364. Special contribution n.1, p. 83-120.

Iturralde-Vinent, M. A. 1996 b: Evidencias de un arco Primitivo (Cretácico Inferior) en Cuba. In, ed. Cuban ophiolites and volcanic arcs. Miami, Int. Geol. Correlation Prog. 364:227–230.

Iturralde-Vinent, M. A. et al. 1996: Geological interpretation of the cuban K-Ar data base”. En: Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. Contrib.1, Proj. 364, Miami, IUGS-UNESCO, p. 48-69.

Iturralde-Vinent, M. A. 1998: Sinopsis de la constitución geológica de Cuba. Acta Geológica Hispana, 33(1-4): 9-56.

Iturralde-Vinent, M. A. et al. 2006: Tectonic implications of paleontologic dating of Cretaceous–Danian sections of Eastern Cuba. Geol Acta 4:89–102

Joan-Charles Melgarejo, Coordinador. Atlas de asociaciones minerales en láminas delgadas.

Kerr, A.C., et al. 1999: A new plate tectonic model of the Caribbean: implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. Geol. Soc. Amer. Bull. 111, p. 1581-1599.

Knipper, A. C. R., 1974: Tectonics y geología histories de la zona de articulation entre el mlo y eugcosinclinal y del cinturón de hiperbasites. Head. Cien. Cuba, Cbntrib. a la geol. dz Cuba, Phbl. Esp. 2, 15-77.

Kozary, M. T. 1968: Ultramafic rocks in thrust zones of Northwestern Oriente Province Cuba. AAPG Bull., 52(12): 2298-2317

Kubovics, I., J. Andó, Gy. Szakmány, 1989: Comparative petrology and geochemistry of high pressure metamorphic rocks from eastern Cuba and western Alps. Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, 30, p.35-54.

Lázaro, C. et al. 2013: First description of a metamorphic sole related to ophiolite obduction in the northern Caribbean: geochemistry and petrology of the Güira de Jauco Amphibolite complex (eastern Cuba) and tectonic implications. Lithos, vol. 179, p. 193-210.

Lázaro, C. et al. 2014: Did the Turonian–Coniacian plume pulse trigger subduction initiation in the Northern Caribbean? Constraints from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Moa-Baracoa metamorphic sole (eastern Cuba). International Geology Review, no ahead-of-print, p. 1-24.

Le Maitre, R.W. 2011: Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms: recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 236pp.

Lebron, M.C. y M.R. Perfit. 1994: Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc rock, Cordillera Oriental, Dominican Republic. Tectonophysics, 229: 69-100.

Lewis, G.E., Straczek, J.A., 1955: Geology of south-central Oriente Province, Cuba. U.S. Geol. Surv. Bull., 975D, 171- 3 3 6

Lewis, J. F., et al. 2006: Geologica Acta, Ophiolite-related ultramafic rocks (serpentinites) in the Caribbean region: A review of their occurrence, composition, origin, emplacement and Ni-laterite soil formation vol. 4, no 1. p. 237.

Leyva. C.A., y Kulachkov, L.V., 1998: Acerca de la clasificación y génesis del cuarzo filoniano de la región oriental de Cuba. Minería y Geología, 15 (2): 25-29.

Manso, A. 1995: Estudio generalizado del Oligo-Mioceno en el sector Frank País. Trabajo de Diploma. Centro de Información. ISMMM, 73p.

Marchesi, C. et al. 2006: Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba): Contrib Mineral Petrol, 151, 717-736.

Mason, R. 1990: Petrology of the Metamorphic Rocks, Unwin Hyman. [Capítulo 2, sobre la regla de las fases].

Millán G., Somin, M.L. (1985): Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. Reporte de Investigación 2, 74 pp, ACC, IGP.

Millán, G. 1987: La asociación glaucofana-pumpelleita en metagabroides de la faja metamórfica Cangre.

Millán, G. 1996 a: “Geología del complejo Mabujina”. En: Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. Contrib.1, Proj.364, Miami, IUGS-UNESCO., P.147-153.

Millán, G. 1997 a: “Geología del macizo metamórfico Isla de la Juventud”. En: Estudios sobre Geología de Cuba., p. 259 – 270 IGP. CNIG.

Millán, G. 1997 b: “Geología del macizo metamórfico Escambray”. En: Estudios sobre Geología de Cuba., p. 271-288. IGP-CNIG.

Millán, G. 1997 c: “Posición estratigráfica de las metamorfitas cubanas”. En: Estudios sobre Geología de Cuba., p. 251-258, IGP-CNIG.

Millán, g. y Somin, m. L.: 1976. Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. Serie Geológica. Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, 27:1 - 21.

Millán, G., 1996 b: “Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba”. En: Ofiolitas y Arcos volcánicos de Cuba. Contrib.1, Proj. 364, Miami, IUGS-UNESCO, p. 131-146.

Millán, G., C. Pérez, D. García, 1998: El cinturón orogénico en Cuba Central. GEOMIN 98, Memorias I, p. 423-425. CNIG, IGP.

Millán, G.; Somin, M. L.; DÍAZ, C. 1985: Nuevos datos sobre la geología del macizo montañoso de la Sierra del Purial, Cuba Oriental. Reporte de Investigación del Instituto de Geología y Paleontología, p. 52-74.

Miyashiro, A. 1971: Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean floor metamorphism. Tectonophysics 13:141–159

Miyashiro, A. 1973: metamorphism and Metamorphic Belts. London. George Allen & Unwin; 492 pp.

Miyashiro, A. 1975. Classification, characteristics and origin of ophiolites. Journal of Geology 83: 249-281.

Morris, A. E. L., Taner, I., Meyerhoff, H. A., y., Meyerhoff, A. A. 1990: Tectonic of the Caribbean region; alternative hypothesis. En: Dengo, G. y Case, J. E. (eds.), The Caribbean Region: Geology of North America, vol. H, Boulder, Colorado, Geol. Soc. América, 433-457.

Morrison, M.A. 1978. The use of "immobile" trace elements to distinguish the paleotectonic affinities of metabasalts: Applications to the Paleocene basalts of Mull and Skye, Northwest Scotland. Earth and Planetary Science Letters 39: 407-416

Muñoz, J.N. 2004: Geología y Mineralogía de los yacimientos residuales de menas lateríticas de Fe-Ni-Co. PDF-Files. ICT. ISMMM, 22p.

Muñoz, J.N. et al. 2007: Carterización de los dominios geológicos en las concesiones mineras Camarioca Norte y Camarioca Sur. Inédito. Empresa Moa Nickel S.A. PSA.

Nagy, E. et al. 1983: Contribución a la geología de Cuba oriental. La Habana, Editorial Científico Técnica, 273 p.

Nagy, E. et al. 1976: Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000. Academia de Ciencias de Cuba

Núñez, A. et al. 1981: Informe geológico sobre los trabajos de levantamiento y búsqueda a escala 1: 100,000 y los resultados de los trabajos de búsqueda a escala 1: 50,000 y 1: 25,000 ejecutados en la parte este de la prov. Guantánamo (inédito). ONRM. C. Habana.

Oliva, 1989: Nuevo Atlas Nacional de Cuba. G. Instituto de Geografía.

Paul F. Kerr, PH.D. 1984: Mineralogía Óptica.

Pearce, J.A. 1982: Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En Thorpe, RS. (eds.) Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks, 525-548. John Wiley y Sons, London.

Pearce, J.A. 2003: Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues, in Dilek, Y., and Newcomb, S., eds., Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought. Geological Society of America Special Paper, 373, 269-293.

Pearce, J.A. y Cann, J.R. 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letter* 19: 290-300

Pérez R, 1976: Levantamiento Geológico de Farallones escala 1: 50 000.

Pharaoh, T.C. y Pearce, J.A. 1984: Geochemical evidence for the geotectonic setting of early Proterozoic metavolcanic sequences in Lapland. *Precambrian Research* 25: 283-308

Pindell, J. L., and Barrett, S. F. 1990: Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. In Dengo, G., and Case, J. E, eds. *The Caribbean region (Geology of North America, Vol. H)*. Boulder, Colo., Geol. Soc. Am., p. 405–432.

Piotrowski, J. 1976: First manifestations of volcanism in the Cuban geosyncline. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Services de Sciences de la Terre*, 24(3 - 4):217 - 226, Varsovie.

Proenza, J. y N.M. Carralero. 1994: Un nuevo enfoque sobre la geología de la parte sur de la cuenca de Sagua de Tánamo. *Minería y Geología*, 11: 3-10

Proenza J. 1997: Mineralización de cromita en la faja ofiolítica Mayarí- Baracoa (Cuba). Ejemplo del yacimiento merceditas. Tesis Doctoral, ISMM.

Proenza, J. and J. C. Melgarejo, 1998: Una introducción a la metalogenia de Cuba bajo la perspectiva de la tectónica de placas. *Acta Geol. Hispán.*, 33, 1–4, 89–131.

Proenza, J et al. 1999: Al-and Cr-rich chromitites from the Mayarí–Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, 94, 547-566.

Proenza, J.A. et al. 2006: Primitive island-arc Cretaceous volcanic rocks in eastern Cuba: the Téneme Formation. *Geol Acta*, 4, 103-121.

Proenza, J; F. Gervilla; J.C. Melgarejo; J.L. Bodinier. 1999: Al- and Cr-rich chromitites from the Mayarí-Baracoa ophiolitic belt (Eastern Cuba): Consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, 94: 547-566.

Pushcharovsky, Y. 1988: Mapa geológico de la República de Cuba escala 1:250 000: Academias de Ciencias de Cuba y la URSS.

Quintas, F. 1989: Análisis estratigráfico y paleogeografía del Cretácico Superior y del Paleógeno de la provincia Guantánamo y áreas cercanas. Tesis doctoral, Departamento de Geología, I.S.M.M.



Quintas, F. 1996: Bioestratigrafía del corte Meso-Cenozoico del extremo oriental de Cuba. *Minería y Geología*, 13(1): 3-8.

Reagan, M.K. et al. 2010: Forearc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system. *Geochem, Geophys, Geosys*, 11, Q03X12, doi: 10.1029/2009GC002871.

Renne, P. R. et al. 1989:  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  and U–Pb evidence for Late Proterozoic (Grenville-age) continental crust in North-Central Cuba and regional tectonic implications. *Precambrian Res.* 42, p. 325-341.

Rodríguez, I. A. 1998: Estudio morfotectónico de Moa y áreas adyacentes para la evaluación del riesgo de génesis tectónicas. Tesis doctoral, Academia de Ciencias de Cuba. Departamento de Geología, ISMMM, Moa.

Rojas, A. L. y Orozco, G. 1994: Iniciación al estudio de las fases minerales portadoras de Ni en el horizonte limonítico del yacimiento Moa. *Minería y Geología* XI (2): 11-15.

Rojas-Purón, A. L. 2001: Evidencias a favor de que la goethita es la principal portadora de níquel en los horizontes lateríticos de las cortezas ferroniquelíferas. *Minería & Geología*, 18(3-4), 11.

Saunders, A. y Tarney, J. 1984: Geochemical characteristics of basaltic volcanism within backarc basins. En Kokelaar, B. y Howels, M (eds.) *Marginal Basin Geology*, The Geological Society, Blackwell Scientific Publications, 59-76

Saunders, A.D., Tarney, J., Marsh, N.G y Wood, D.A. 1980: Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: a geochemical approach. En Panayiotou, A. (Ed.) *Ophiolites*, Proceedings of the International Ophiolite Symposium, 193-204, Cyprus

Schneider, J. et al. 2004: Origin and evolution of the Escambray Massif (Central Cuba): an example of HP / LT rocks exhumed during intraoceanic subduction. *Journ. Metamorphic Geol.* 22, p. 227 – 247.

Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planet Science Letters* 59: 101-118

Shrivastava, R. K. et al. 2004. High-Ti type N-MORB parentage of basalts from the south Andaman ophiolite suite, India. *Proceeding of Indian Academic Science. Earth and Planetary Science* 113: 605-618

Sitnikov, V, 1976: Informe sobre la exploración orientativa del yacimiento

Smith, R E. y Smith, S.E. 1976. Comments on the use of Ti, Zr, y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science* 32: 114-120

Somin, M. y Millán, G. 1981: *Geología de los complejos metamórficos de Cuba (en ruso)*. 219

Somin, M. y Millán, G. 1972: The metamorphic complexes of Pinos, Escambray and Oriente in Cuba and its ages (in Russian): *Izvestia Akad Nauk SSSR, Geology*, v. 5, p. 48–57.

Somin, M.L., Arakelyants, M.M., and Kolesnikov, E.M., 1992, Age and tectonic significance of high-pressure metamorphic rocks of Cuba: *International Geology Review*, v. 34, p. 105–118. doi:10.1080/00206819209465587

Spry, A., 1969. *Metamorphic textures*. Pergamon Press.

Stanek, K. P.; Maresch, W. V.; Pindell, J. L. 2009: The geotectonic story of the northwestern branch of the Caribbean Arc: implications from structural and geochronological data of Cuba. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 328, no 1, p. 361-398.

Stern, R.J. et al., 2012: To Understand Subduction Initiation, Study Forearc Crust; To Understand Forearc Crust, Study Ophiolites. *Lithosphere*, 4, 469-483

Sun, S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.) *Magmaism in the Ocean Basins*, Geological Society 313-345, London

Sun, S.S. y Nesbitt, R.W. 1978. Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. *Geology* 11: 689-693.

Sun, Shen-Su; Nesbitt, Robert W. Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1978, vol. 65, no 3, p. 301-325.

Sun, Shen-Su; Nesbitt, Robert W.; Sharaskin, Anatoly Ya. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 1979, vol. 44, no 1, p. 119-138.

Torres, M. y E. Fonseca. 1990: Características geológico – petrológicas del contacto entre la asociación ofiolítica y el arco volcánico en Moa – Baracoa. *Boletín de Geociencias*, 4: 18-32.

- Turnbull IM, Mortimer N, Craw D. 2001: Textural zones in the Haast Schist—a reappraisal. *NZ J Geol Geophys* 44:171–183
- Vasconcelos-F, M., Verma, S.P. y Vargas-B, R.C. 2001: Diagrama Ti-V: una nueva propuesta de discriminación para magmas básicos en cinco ambientes tectónicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18: 162-174
- Vermeesch, P. 2000: Tectonic discrimination diagrams revisited: *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems* 7, Q06017
- Vermeesch, P. 2006 b. Tectonic discrimination of basalts with classification trees: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70: 1839-1848
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 28: 459-469.
- Winkler, Helmut G.F. 1979: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. New York, EUA: Springer-Verlag; 348 pp.
- Winter, J.D. 2001: *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, Prentice Hall. [Capítulo 24, sobre la regla de las fases y los diagramas composicionales.]
- Yardley, B.W. 1989: *An Introduction to Metamorphic Petrology*, Longman. [Capítulo 2, Capítulo 5 (págs. 133-134)].