

**TECTONITAS DUNITAS DE MEDELLIN
DEPARTAMENTO DE ANTIOQUIA, COLOMBIA**

Informe 1896

Por:

JAIRO ALVAREZ AGUDELO
Instituto Nacional de Investigaciones
Geológico-Mineras

1982

CONTENIDO

	<u>Página</u>
RESUMEN	13
1. INTRODUCCION	13
1.1. OBJETIVOS DEL TRABAJO Y LOCALIZACION	14
1.2. METODOS DE LABORATORIO	14
1.3. TRABAJOS ANTERIORES	14
2. GEOLOGIA GENERAL	15
2.1. MARCO REGIONAL	15
2.2. MARCO LOCAL	15
2.2.1. GRUPO AYURA - MONTEBELLO	15
2.2.2. INTRUSIVOS GRANITOIDES	15
3. DUNITAS DE MEDELLIN	19
3.1. CONTACTOS	19
3.2. PETROGRAFIA	21
3.3. MINERALOGIA	21
3.3.1. MINERALES PRIMARIOS	21
3.3.2. MINERALES DE ALTERACION	22
3.4. ESTRUCTURAS DE LA DUNITA	25
3.4.1. PLEGAMIENTO	25
3.4.2. FOLIACION	25
3.4.3. BANDEAMIENTO	25
3.5. SERPENTINIZACION Y METASOMATISMO	29
3.5.1. ROCAS DE CLORITA Y DE CLORITA-TREMOLITA	30
3.5.2. ROCAS DE CLORITA Y DE ESTEATITA	30
3.5.3. ROCA METASOMATICA OFICARBONATADA (?)	32
4. ANFIBOLITAS	32
4.1. PETROGRAFIA	32
5. GEOQUIMICA	32
5.1. DUNITAS	32
5.2. ANFIBOLITAS	36
6. ORIGEN Y EMPLAZAMIENTO	39
7. REFERENCIAS	42

FIGURAS

1. Mapa geológico generalizado de la parte septentrional de la Cordillera Central y este de la Occidental. (Tomado de los Mapas Geológicos de Colombia y Antioquia)	16
2. Ubicación y marco geológico de la tectonitas dunitas de Medellín	17
3. Ubicación de las muestras de rocas con análisis petrográficos y químicos de las tectonitas dunitas de Medellín	18
4. Esquistos cloríticos intensamente replegados situados en la base del cuerpo dunítico	20
5. Microfotografía de dunita con foliación microscópica	23

6. Microfotografía de dunita con crisotilo en fibras cruzadas ocupando numerosas microfracturas	23
7. Microfotografía de grano de espinel crómico con un halo bien desarrollado de clorita	24
8. Microfotografía de tremolita prismática con alteración a serpentina y en parte con borde de talco y carbonato	24
9. Dunita serpentinizada y bandeada, con pliegues antiformales	26
10. Superficie meteorizada de dunita foliada	26
11. Superficie meteorizada de dunita foliada con planos ligeramente ondulados.	27
12. Microfotografía de dunita metamórfica plegada	27
13. Superficie meteorizada de dunita bandeada	28
14. Dunita bandeada	28
15. Contacto tectónico dunita-anfibolita	31
16. Caparazón de clorita y esteatita formado en el contacto entre el dique andesítico y la ultramafita	31
17. Diagramas de variación, tipo Harker, de algunos óxidos vs MgO para las tectonitas dunitas, anfibolitas y rocas asociadas	33
18. Diagramas AFM y $Al_2O_3 - CaO - MgO$ de las dunitas metamórficas de Medellín y de las anfibolitas	37
19. Diagrama $SiO_2 / MgO + FeO^*$ para las tectonitas de Medellín y las anfibolitas asociadas	38
20. Diagrama Na_2O y CaO vs SiO_2 para las anfibolitas asociadas a las tectonitas dunitas de Medellín	38
21. Diagrama $Na_2O + K_2O$ vs SiO_2 para las metabasitas (anfibolitas) asociadas a las dunitas metamórficas de Medellín. Distribución de rocas alcalinas y subalcalinas	40
22. Diagrama de variación química AFM de las metabasitas (anfibolitas) asociadas a las dunitas metamórficas de Medellín	40
23. Sección temperatura-presión que ilustra la variación con la profundidad de las asociaciones de fases para peridotita	41

TABLAS

1. Asociaciones mineralógicas de la tectonita-dunita de Medellín	30
2. Análisis químicos de las anfibolitas y rocas relacionadas con las dunitas metamórficas de Medellín	34
3. Análisis químicos de las dunitas metamórficas de Medellín	35
4. Contenido promedio de algunos elementos y óxidos en las dunitas metamórficas de Medellín y complejos ofiolíticos	36
5. Promedios y comparación del contenido en algunos elementos trazas de las dunitas de Medellín y de roca ultramáfica promedia	39

*

RESUMEN

Al oriente y norte de Medellín, se presenta un cuerpo elongado de dunita metamórfica con dirección noroeste y un área aproximada de 60 km², asociado con ortoanfibolitas del Precámbrico tardío (?) - Paleozoico temprano.

La tectonita dunita es uniforme en composición, altamente magnesiana y está asociada con cromita podiforme. Presenta grados variables de serpentización, pero ésta es más intensa hacia las zonas marginales tectonizadas. La foliación mineral primaria, lineación y microplegamiento indican que dicha tectonita estuvo sujeta a flujo deformacional bajo condiciones de alta presión-alta temperatura y las texturas metamórficas sugieren recristalización bajo condiciones subsolidus.

El cuerpo dunítico tiene en parte contactos tectónicos subhorizontales (thrust-contact) con las ortoanfibolitas, o ellos están enmascarados por una cubierta cuaternaria. No se observan evidencias de contactos ígneos. Localmente se presentan rocas metasomáticas.

Las características petrológicas y estructurales del cuerpo dunítico insinúan que se trata de la parte basal de una secuencia ofiolítica desmembrada, la cual se formó posiblemente como un residuo refractario durante el evento de fusión parcial en el manto. Tentativamente se postula un emplazamiento tectónico, aparentemente realizado por obducción sobre las ortoanfibolitas en el lapso Jurásico tardío - Cretáceo tardío.

Durante el emplazamiento o con posterioridad al mismo, la tectonita dunita fue sometida localmente a metamorfismo de bajo grado, con serpentización y formación de asociaciones de minerales de las facies de esquistos verdes.

Las metabasitas (anfibolitas) pertenecen a una secuencia metamorfizada regionalmente en facies anfibolita. Sus características químicas son similares a las de las basal-

tas toleíticas y se sitúan en el campo delimitado para gabros inalterados de la dorsal del Atlántico. Las rocas siguen la tendencia de diferenciación de los magmas toleíticos utilizando un diagrama AFM.

1. INTRODUCCION

Las ofiolitas tienen una gran importancia en la actualidad, pues es un hecho aceptado por muchos geólogos que ellas son remanentes de corteza oceánica y del manto del pasado geológico (PEYVE, 1969; COLEMAN, 1977), y que bajo algunas circunstancias, han sido separadas de la litosfera oceánica y emplazadas en márgenes continentales (COLEMAN, 1971; DIETZ, 1963), siendo actualmente fragmentos alóctonos.

En el contexto de la tectónica de placas, las ofiolitas podrían marcar los sitios de cuencas oceánicas antiguas o las zonas de sutura entre corteza oceánica y corteza continental.

La Conferencia Penrose (1972) definió las ofiolitas como una asociación distintiva de rocas máficas a ultramáficas constituidas de la base hacia el techo, por: un complejo ultramáfico, un complejo gabroico con texturas cúmulos, un complejo de diques tabulares máficos y un complejo volcánico máfico. Sin embargo, en los cinturones orogénicos, donde comúnmente se presentan las ofiolitas, éstas pueden estar incompletas por desmembramiento tectónico o por haber sido metamorfizadas.

En muchos aspectos las ofiolitas son objeto de controversia, aunque los interrogantes se podrían reducir a su génesis y el transporte de las mismas a los niveles superiores de la corteza.

En la Cordillera Central de Colombia se presentan rocas ultramáficas o rocas máficas y ultramáficas asociadas, formando en general cuerpos alargados. La mayor parte de los mismos, han sido reconocidos mediante trabajos generales de cartografía geológica regional (ALVAREZ et al, 1970; BOTERO,

1963; GONZALEZ, 1980). En la Cordillera Occidental son pocas las ocurrencias conocidas de ultramafitas. En los complejos máficos-ultramáficos de Bolívar (BARRERO, 1979) y Los Azules (ESPINOSA, 1980) se han realizado trabajos en detalle.

1.1. OBJETIVOS DEL TRABAJO Y LOCALIZACION

El propósito de este informe es describir algunas características petrológicas y la posible historia del cuerpo de dunitas tipo alpino de Medellín, el cual de acuerdo con la opinión de quien escribe, tiene características similares a las ultramafitas basales de los complejos ofiolíticos. Asimismo, contribuir al conocimiento de estos cuerpos para facilitar las restauraciones de los ambientes paleotectónicos y precisar la localización de los límites de placas.

El cuerpo de dunitas de Medellín forma, en sus sectores central y sur, el flanco oriental del valle del río Medellín donde se asienta la ciudad del mismo nombre. En el sector norte atraviesa dicho valle y se dirige al noroeste de la población de Bello (Figs. 1 y 2).

1.2. METODOS DE LABORATORIO

Se efectuaron un total de 42 análisis petrográficos de secciones delgadas, de las cuales 22 corresponden a la ultramafita y 20 a la anfibolita y rocas metasomáticas. De las muestras de roca, cuya ubicación se indica en la Figura 3, se seleccionaron las utilizadas en los análisis químicos.

La composición de los olivinos fue obtenida por el químico Antonio Gutiérrez en el laboratorio de INGEOMINAS en Medellín, empleando un espectrómetro-difractómetro JEOL, modelo 60P₂ con goniómetro modelo DX-GO-S. Asimismo, en algunas muestras se estudió la composición mineralógica.

Los carbonatos fueron determinados por la geóloga Gloria Rodríguez usando termoluminiscencia.

En el Laboratorio Químico del INGEOMINAS en Bogotá, se realizaron 24 determinaciones cuantitativas en igual número de muestras de roca, para elementos mayores, menores y trazas. Estas determinaciones fueron efectuadas por los químicos Ada Yolanda V. de Sánchez y Gabriel Torres. Lá sílice y el aluminio se hicieron por gravimetría; el hierro por volumetría; titanio y fósforo por calorimetría. Calcio, magnesio, manganeso, sodio, potasio, estroncio, bario, cromo, níquel, vanadio, cobalto y cobre se determinaron por espectrometría de absorción atómica usando un aparato Perkin Elmer, modelo 306, de lectura digital.

1.3. TRABAJOS ANTERIORES

El primer trabajo que se publicó, donde se hace una somera descripción de las dunitas de Medellín, fue elaborado por Botero (1963). En él hace mención de algunas de las características petrográficas del cuerpo y se anotan unos pocos análisis químicos. Además, considera que la ultramafita se formó a partir de la cristalización de un magma ultramáfico, el cual ocasionó efectos térmicos y mecánicos en las anfibolitas encajantes durante su emplazamiento.

Jaramillo et al. (1971), dan algunas opiniones sobre aspectos generales de la dunita, serpentización y depósitos de cromita asociados. Las Naciones Unidas - Ingeominas (1976) en el estudio sobre los depósitos de lateritas, dan una corta descripción y características del cuerpo.

Restrepo y Toussaint (1973), en consideración a las observaciones efectuadas en el contacto norte del sector central del cuerpo ultramáfico, en especial la presencia de esquistos cloríticos y algunas características de los micropliegues que se presentan en ellos, concluyeron que los esquistos se formaron por metamorfismo dinámico producido por el movimiento de la serpentinita sobre la anfibolita. Con base en lo anotado y en la naturaleza subhorizontal del contacto en dicho sitio, indican que "las serpentinitas se emplazaron tectónicamente de placas este mecanismo de emplazamiento corresponde a una obducción (COLEMAN, 1971) o sea el

sobreescurrecimiento de corteza oceánica sobre corteza continental". La edad de la obducción la consideran Cretácea, entre el Albiano y el Coniaciano.

2. GEOLOGIA GENERAL

2.1. MARCO REGIONAL

La dunita de Medellín forma parte de un cinturón ultramáfico, constituido por afloramientos discontinuos situados a lo largo del flanco oeste de la Cordillera Central. En el sector septentrional de la misma, las ultramafitas están asociadas con rocas máficas o metamórficas de grado medio a bajo (Fig. 1).

Con pocas excepciones las masas ultramáficas están restringidas a la zona tectónica de Romeral (BARRERO et al, 1969; GONZALEZ, 1974; ALVAREZ, 1979) que comprende un conjunto de bloques tectónicos limitados por fallas generalmente complejas y que separa, lo que geofísicamente se ha considerado como corteza oceánica al oeste y bloque continental al este (CASE et al, 1971; OCOLA et al, 1971).

Los mapas geológicos (KASSEM et al, 1979; ARANGO et al, 1976) muestran que parte de las ultramafitas, incluyendo las dunitas de Medellín, están restringidas a las metamorfitas del Grupo Ayurá - Montebello (BOTERO, 1963) o a las pertenecientes al Grupo Valdivia (HALL et al, 1972) de edad paleozoica a precámbrica posiblemente. Los demás cuerpos ultramáficos están situados en terrenos donde afloran toleitas-sedimentitas de la Formación Quebradagrande del Cretáceo (BOTERO, 1963; ALVAREZ y ECKARDT, 1970) o la prolongación hacia el sur de secuencias similares a ésta (GONZALEZ, 1980).

2.2. MARCO LOCAL

2.2.1. GRUPO AYURA - MONTEBELLO

La anfibolita, perteneciente a este grupo, está limitando la dunita tipo alpino de Medellín, a todo lo largo de su extensión, con excepción de áreas locales donde la ul-

tramafita se encuentra intruida por granitoides félsicos, relacionados posiblemente al Batolito Antioqueño de edad Cretáceo tardío (BOTERO, 1963) o donde está cubierta por depósitos cuaternarios (Figs. 2 y 3).

Este grupo, que no ha sido estudiado en detalle, está fuertemente replegado y su edad es incierta, aunque se presume que sea del Paleozoico o del Precámbrico tardío. Está compuesto por metasedimentitas (calcáreas, pelíticas, psamíticas) y metabasitas (esquistos verdes y anfibolitas). Tanto bajo el punto de vista metamórfico como tectónico, existe gran complejidad en el denominado Grupo Ayurá-Montebello. Se han encontrado secuencias con metamorfismo de baja presión y de presión intermedia (ECHEVERRIA, 1973; RESTREPO y TOUSSAINT, 1978) pero aún no se sabe ciertamente cual es su distribución, edad, relaciones con las demás rocas y cuales eventos metamórficos y tectónicos las han afectado.

Las anfibolitas constituyen la parte basal del Grupo Ayurá - Montebello; diques y silos de la misma composición de aquellas se han encontrado intruyendo las meta-sedimentitas (BOTERO, 1963; ECHEVERRIA, 1973). Recientemente se han hallado intercalaciones de anfibolitas en las meta-sedimentitas (MEJIA, 1982; en prep.). En este trabajo se consideran solamente las anfibolitas que bordean el cuerpo ultramáfico y las que afloran en la vecindad de éste, estudiándoles someramente la petrología, aunque poniendo especial cuidado en las relaciones de las rocas.

2.2.2. INTRUSIVOS GRANITOIDES

Al oeste de la población de Bello aflora un plutón cuarzodiorítico que está intruyendo las anfibolitas en áreas vecinas a la dunita (Figs. 2 y 3).

Las características petrográficas son similares a las del Batolito Antioqueño, de edad Cretáceo tardío, por lo que Botero (1963) y Mejía (1982, en prep.) lo han correlacionado con las rocas pertenecientes al Batolito anotado.

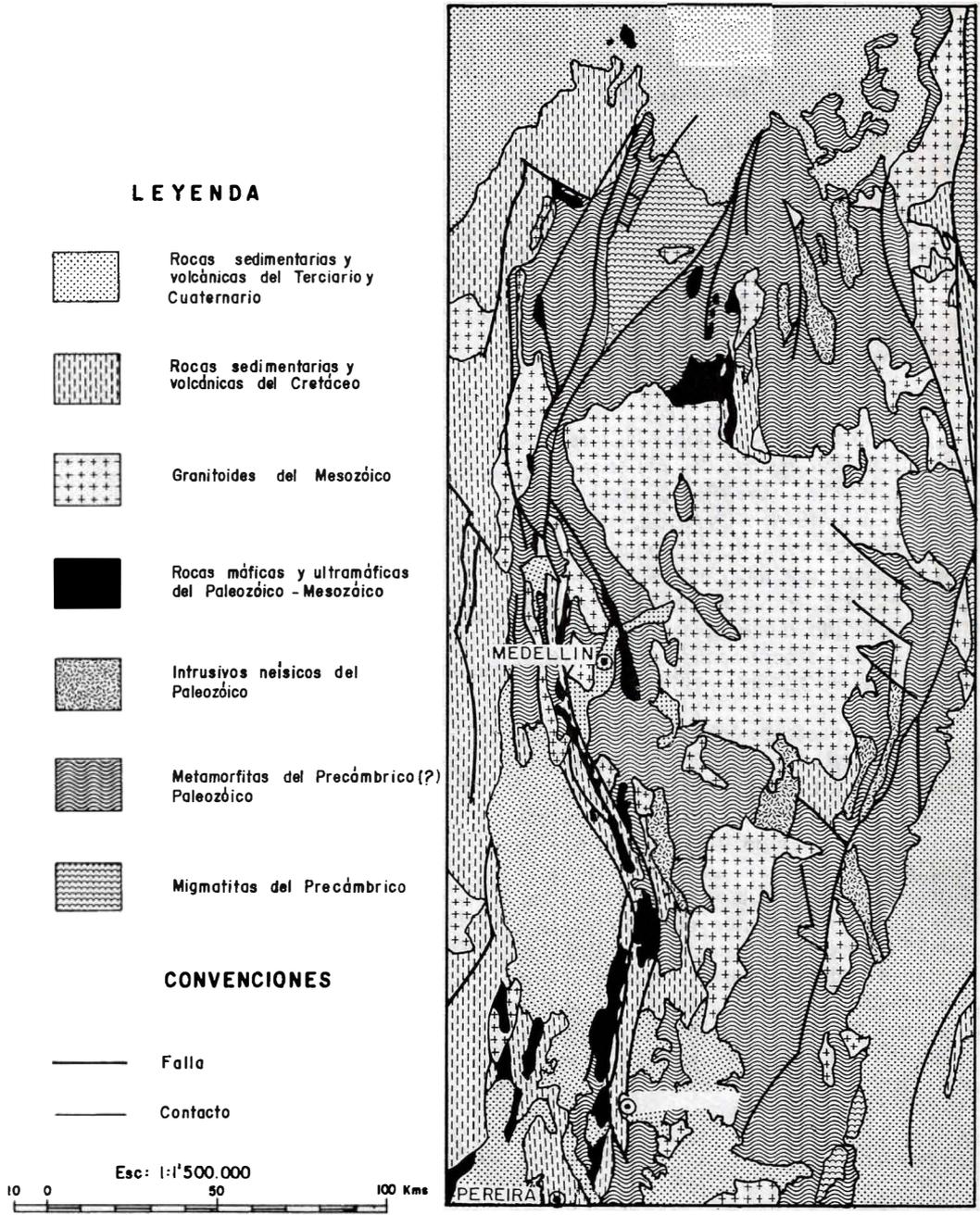


FIG. 1: Mapa geológico generalizado de la parte septentrional de la Cordillera Central y este de la Occidental. Tomado de los Mapas Geológicos de Colombia (ARANGO *et al*, 1976) y Antioquia (KASSEM *et al*, 1979).

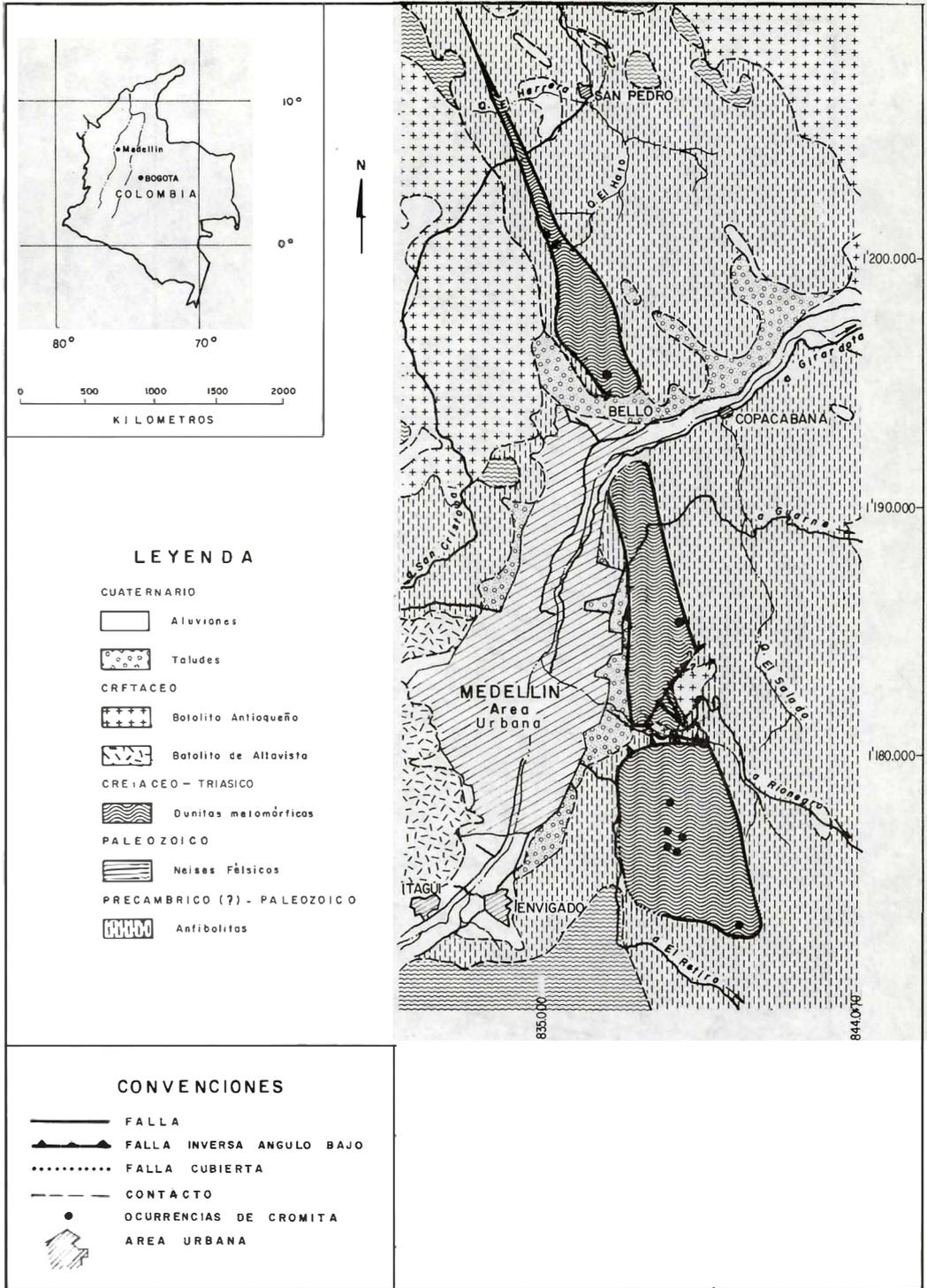


FIG. 2: Ubicación y marco geológico de las tectonitas dunitas de Medellín. (Modificado de BOTERO, 1963).

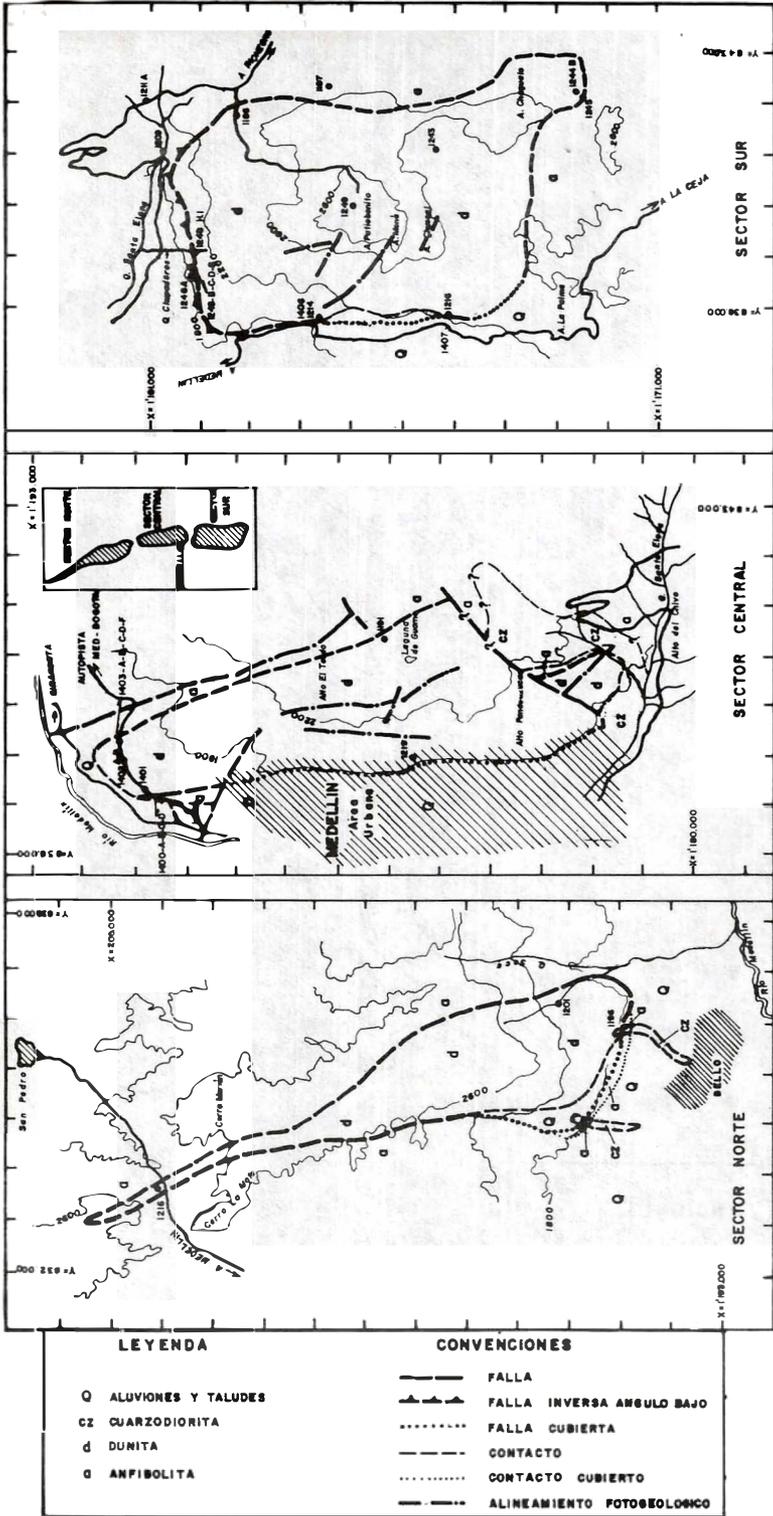


FIG. 3: Ubicación de las muestras de roca con análisis petrográficos y geoquímicos de las tectonitas dunitas de Medellín. (Modificado de ALVAREZ y MUÑOZ, 1981).

En la parte sur del sector central de la dunita, se presenta una pequeña masa cuar-zodiorítica que intruye las anfíbolitas y la dunita. Bøtero (1963) la considera como una cúpula del Batolito Antioqueño. Los efectos de la intrusión sobre las rocas antes mencio-nadas no se han estudiado en detalle.

3. DUNITAS DE MEDELLIN

Las dunitas de Medellín conforman un grueso cuerpo elongado en forma de cuña, de aspecto tabular y plegado internamente. Tiene una dirección noroeste y una exten-sión total aproximada de 60 km². En el sec-tor sureste, donde es más amplio, tiene 5 km. El cuerpo se presenta dividido en tres secto-res, norte, central y sur separados por el río Medellín y la quebrada Santa Elena. Entre los dos últimos parece no haber continuidad y es dudosa entre los dos primeros (Figs. 2 y 3).

Varias ocurrencias podiformes de cromita (THAYER, 1960, 1964), dispuestas irregularmente, se presentan asociadas al cuerpo dunitico y su distribución parece no obedecer a ningún patrón estructural (ALVAREZ y MUÑOZ, 1981). Los depósi-tos conocidos son pequeños y solo alcanzan a varias decenas de toneladas.

Los afloramientos del cuerpo son re-lativamente escasos. En gran parte está cu-bierto por una delgada capa de cenizas vol-cánicas cuaternarias y localmente por lateri-tas producto de la intemperización de la ul-tramafita o por derrubios; donde aflora, la roca está comúnmente fresca. En las super-ficies ligeramente meteorizadas o en las frac-turas que la cruzan, toma a menudo, en la parte exterior de las mismas, un color pardo rojizo que grada hacia el interior en uno o varios centímetros, a un color pardo amaril-lento, luego a amarillo grisáceo hasta llegar a la dunita gris oscura con mayor o menor grado de serpentización.

3.1. CONTACTOS

El contacto de la dunita con la anfi-bolita es fallado y su posición es variable; así, en los sectores central y sur es posible-

mente subhorizontal fallado (thrust contact) en cambio en el sector norte es más o menos vertical.

En el sector sur, en la quebrada Chu-paderos, afluente de la Santa Elena, se obser-van anfíbolitas, las cuales hacia el contacto con la ultramafita, están afectadas por meía-morfismo cataclástico y aparecen retrógradas a esquistos bien laminados compuestos de actinolita - plagioclasa con intercalaciones de esquistos de actinolita - clorita y neises de actinolita - plagioclasa. La posición predomi-nante es subhorizontal. Treinta metros antes de la exposición de la serpentinita frac-turada derivada de la dunita, la anfíbolita es-tá transformada en una roca metasomática y en este trecho entre ambos tipos de roca, no se presentan afloramientos.

Además, la delimitación del contacto dunita-anfíbolita y su relación con la topo-grafía actual en la parte norte del sector sur del cuerpo, sugiere una forma subhorizontal.

En el sector central, en la autopista Medellín - Bogotá, se encuentra un buen afloramiento donde se observa que el contac-to oriental tiene una inclinación aproximada de unos 10° a 20° al oeste. Allí se desarrolla hacia el contacto tectónico, un paquete de 10 m de espesor aproximadamente, de es-quistos cloríticos intensamente plegados y con una extensión lateral limitada. En ellos se observan micropliegues centimétricos y decimétricos (Fig. 4), cuyos ejes tienen una dirección general N-S. Las características geoquímicas sugieren que se derivaron de la dunita. Infrayacentes a los esquistos cloríti-cos se encuentran esquistos de actinolita-plagioclasa, con posición horizontal, procedentes de anfíbolitas por metamorfismo ca-taclástico.

Un poco al oeste del afloramiento anotado, sobre la misma autopista o bajando al valle del río Medellín, dichos esquistos se encuentran en pequeñas exposiciones, siendo más frecuentes los esquistos de anfíbol-pla-gioclasa. A diferencia de lo anotado, en el contacto occidental (en la cantera Colombia), los efectos tectónicos son escasos y a unos pocos metros de un afloramiento de serpen-

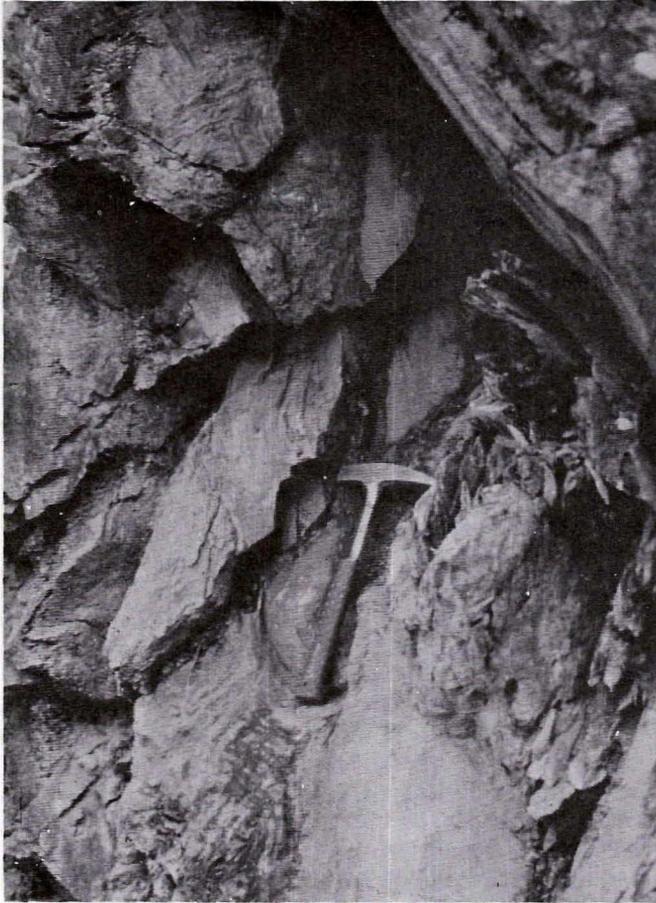


FIG. 4: Esquistos cloríticos intensamente replegados situados en la base del cuerpo dunfíco. (Sector central, en autopista Medellín - Bogotá).

tinita cizallada, esquistosa y parcialmente meteorizada, aflora anfíbolita típica bandeadada, con rumbo N10°E e inclinación 22°W. En el sector norte en las quebradas vecinas a la población de Bello, el contacto dunita-anfíbolita es fallado y vertical. Allí, aunque el cuerpo se estrecha, el cierre del mismo no fue posible comprobarlo por la gruesa cubierta de derrubio. Tampoco se pudo determinar si la dunita se continúa por debajo del relleno Cuaternario del Valle de Medellín uniendo así los sectores norte y central de cuerpo.

En ningún sitio se observaron efectos de metamorfismo de contacto producidos por la ultramafita. En áreas no afectadas por metamorfismo cataclástico, la anfíbolita conserva su composición normal o es afectada localmente por metasomatismo.

Lo anterior podría sugerir, preliminarmente, que al menos parte del contacto es subhorizontal fallado (thrust contact) o poco inclinado, y que la dunita suprayace a la anfíbolita.

No se puede descartar la posibilidad de que la actividad tectónica posterior al emplazamiento del cuerpo dunitico, haya movido en mayor o menor grado algunos de los sectores componentes del mismo. De hecho, el contacto en el sector sur se encuentra topográficamente más alto que en el sector central y quizás podría existir una falla, aunque no se observaron evidencias de ella.

Localmente, en la autopista Medellín Bogotá, se observó un afloramiento de anfíbolita de 40 m de amplitud, y una posición N25°E, 50°SW. Uno de los contactos con la ultramafita es tectónico y en él se encuentra retrógradada a esquistos cloríticos localmente plegados. En el otro contacto la anfíbolita está separada de serpentinita tectonizada por un dique andesítico y un lente de cuarzo lechoso.

3.2. PETROGRAFIA

La dunita es una roca maciza, de color verde oliva a gris verdoso oscuro con tonalidades verde amarillentas. Tiene una apariencia homogénea y es finogranular. La ro-

ca primaria está compuesta por olivino y está exenta de piroxenos. Se encuentra alterada en grados variables a minerales serpentínicos, anfíboles, clorita, talco y magnetita. La serpentización parece incrementarse hacia los contactos y localmente se forman rocas de tremolita-clorita y clorititas hacia los mismos, especialmente en las vecindades de granitoides félsicos, por reemplazamiento de los minerales primarios.

La fábrica (textura y estructura) es de carácter deformacional con intensidad variable. Los cristales de olivino son alargados o con aspecto transicional a textura de mosaico (Fig. 5).

3.3. MINERALOGIA

3.3.1. MINERALES PRIMARIOS

La roca ultramáfica primaria está compuesta enteramente por olivino y un poco de Cr-espinel. Cristales de piroxeno no se observaron al microscopio ni fueron detectados por difracción de rayos-X.

El olivino es magnésico con muy poca variación en el cuerpo y sin indicios de cambios sistemáticos. Con base en el método de difracción de rayos - X de Yoder y Sahama (1957), se obtuvo un promedio de Fo 92 Fa 8 con un rango de 4% molecular de Fo. La precisión del método es de 4% para un nivel de confiabilidad del 95%. La composición del olivino está en el rango de las dunitas metamórficas encontradas en las partes basales de ofiolitas en diversas partes del mundo (COLEMAN, 1977).

Los cristales están intensamente fracturados y cruzados por minerales de serpentina, pero en algunas muestras se observan claramente los contornos de los granos y aún, cuando están fuertemente divididos en fragmentos menores, se puede notar que tienen continuidad óptica. El tamaño de los cristales primarios parece menor, en general de 1,5 mm, pero predomina de 0,3 a 1 mm y los fragmentos de ellos separados por material serpentínico, varían de 0.01 - 0.20 mm. Excepcionalmente los cristales de olivino alcanzan 7 mm como en la quebrada Seca.

La mayoría de las fracturas que afectan a los olivinos son irregulares, pero un alto porcentaje de ellas son perpendiculares al alargamiento de los cristales.

Frecuentemente los olivinos tienen algunas características que indican fuerte deformación en estado sólido, tales como:

- Extinción ondulatoria
- Bandas de deformación (kink bands) inducidas por flujo plástico que según Ave'llemant y Carter (1970), se originan por deslizamiento inhomogéneo sobre planos.
- Clivaje del olivino paralelo a (100) ó (010). Ocasionalmente se ven contornos de granos entrecruzados que podrían sugerir recristalización.

Granos anhedrales de cromita, negros o rojizos y menores de 1 mm, se encuentran dispersos en la dunita y generalmente están rodeados por clorita y carbonatos.

3.3.2. MINERALES DE ALTERACION

Los minerales de serpentina son comúnmente los minerales de alteración más abundantes. A pesar de ello, no fue posible estudiarlos en detalle por la carencia de los accesorios indispensables en el equipo de difracción de rayos - X. Ópticamente se identificó el crisotilo pero fue imposible diferenciar entre antigorita y lizardita. El crisotilo es fibroso y ocurre en los primeros estados de alteración en algunas muestras de dunita (Fig. 6). Forma hileras dobles en fracturas, las cuales tienen una amplitud que varía de 0.03 a 0.08 mm. Los otros minerales de serpentina son generalmente más abundantes y se encuentran en láminas, escamas y fibras menores de 0.15 mm, aunque a veces llegan a 0.3 mm.

La clorita es incolora a verde pálido y se encuentra en forma de escamas, placas y fibras anhedrales. Está comúnmente mezclada con la serpentina y a veces se presenta en contacto directo con el olivino. Algunas hojas tienen pequeñas tiras alargadas de magnetita. El tamaño es menor de 0.12 mm, llegando, ocasionalmente, hasta 0.24 mm. En algunas muestras acompaña al crisotilo en

fracturas. Invariablemente se halla alrededor de granos diseminados de minerales opacos formando halos. A veces la clorita configura agregados redondeados o elipsoidales acompañados por minerales opacos en la parte central de los mismos (Fig. 7). Al estudiar estos minerales opacos por DRX, las señales corresponden a un espinel crómico bajo en aluminio y cuya susceptibilidad magnética es muy débil, diferenciándose por lo tanto de las señales de magnetita compleja. Esta asociación parece representar reacciones entre cromita aluminosa y el silicato de magnesio. Según Yoder (1952), quien estudió el sistema $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, la reacción anotada ocurriría a temperaturas entre 520 y 680°C en un ambiente plutónico. La remoción de buena parte del cromo y su reubicación son incógnitas aún no resueltas.

La tremolita es incolora, y se presenta en forma de prismas anhedrales alargados y cortos de secciones subhexagonales y rómicas, en cristales fibrosos y aciculares dispuestos irregularmente. Se deriva del olivino y comúnmente está alterada a clorita, serpentina y carbonatos. Algunos cristales están atravesados por venas de crisotilo (Fig. 8). Localmente están alterados y rodeados por una delgada cubierta de talco y/o carbonatos. La alteración a talco parece realizarse de preferencia en la tremolita con respecto al olivino. El tamaño es variable pero menor de 1.5 mm, siendo el más frecuente de 0.02 a 0.07 mm.

El talco es poco común; se presenta en fibras y laminillas anhedrales acompañando a los minerales serpentínicos y a los anfíboles; a veces ocurre rellenando venas. Localmente es abundante alcanzando hasta un 20%. Se encontró en zonas cercanas a intrusivos o diques granitoides.

La magnetita se encuentra principalmente como producto de la serpentización del olivino y se presenta en granos aislados, tiras alargadas y caminillos de polvo fino. A veces forma venas acompañada de carbonatos o acompaña a clorita bordeando granos de espinel crómico.

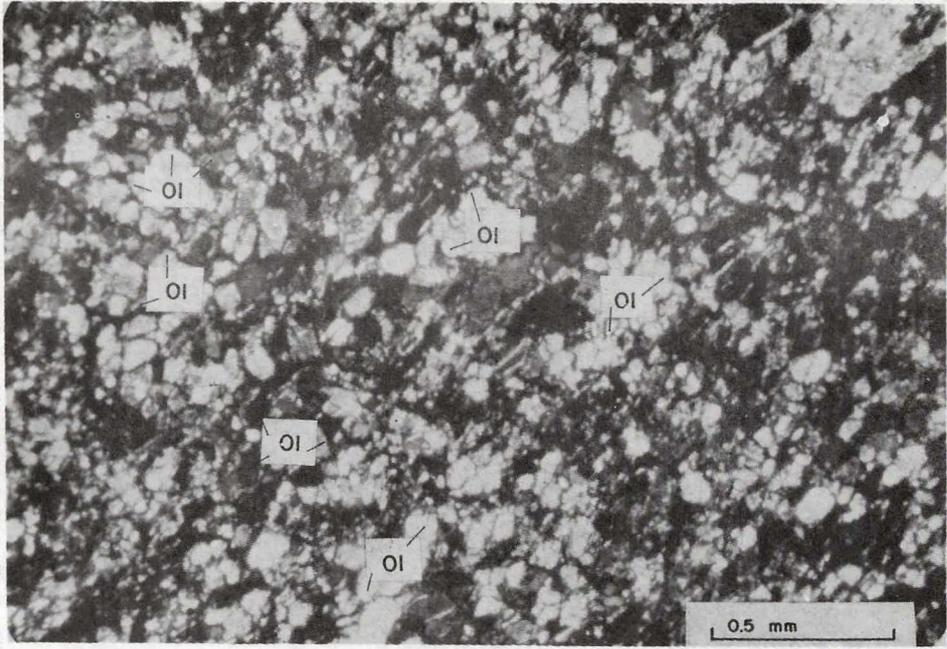


FIG. 5: Microfotografía de dunita con foliación microscópica. Los cristales de olivino (ol) son ligeramente alargados. La textura es transicional a mosaico. (Nicoles X).

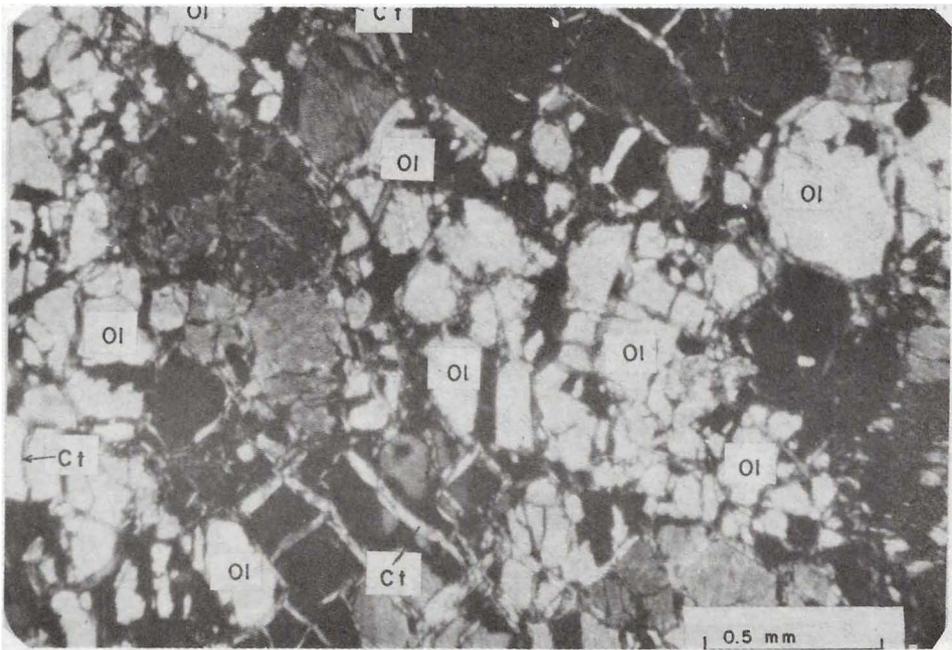


FIG. 6: Microfotografía de dunita con crisotilo en fibras cruzadas ocupando numerosas microfracturas. Estados iniciales de serpentinización. Olivino (ol), crisotilo (ct). (Nicoles X).

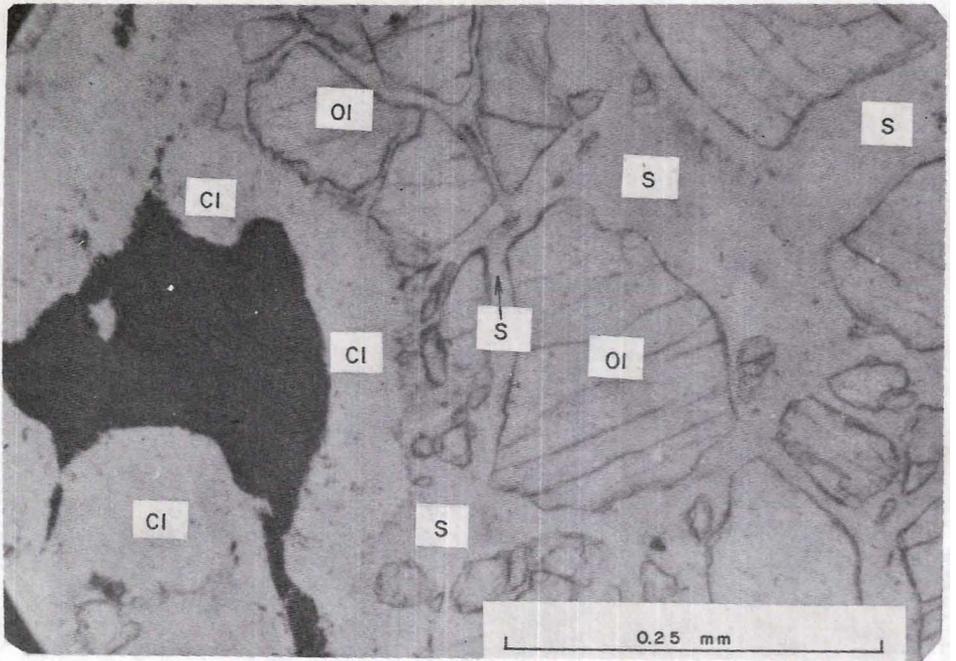


FIG. 7: Microfotografía de grano de espinel crómico (cr) con un halo bien desarrollado de clorita (cl), Olivino (ol), serpentina (s). (Nicoles II).

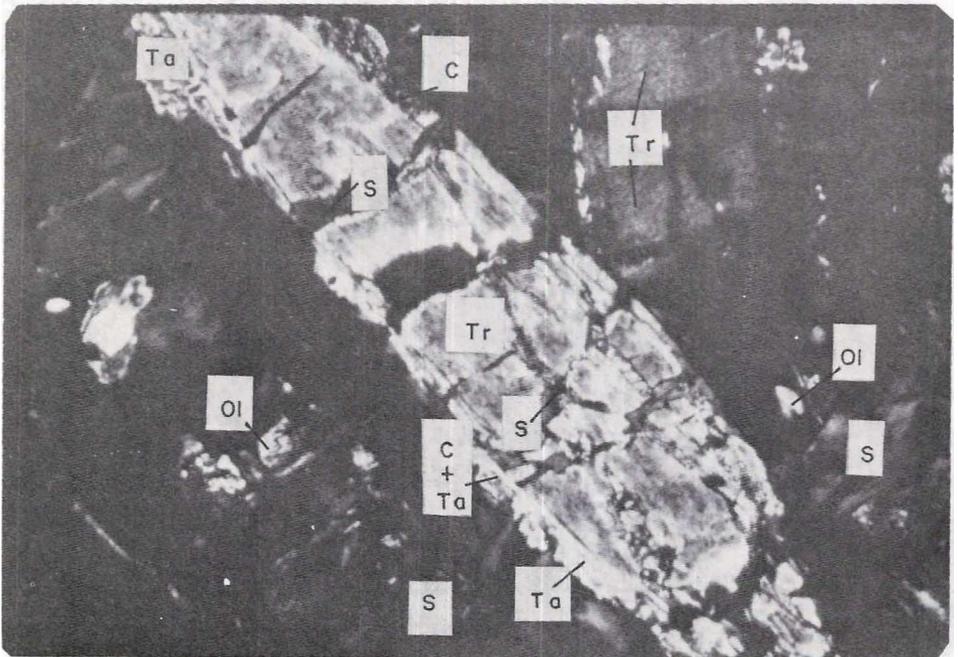


FIG. 8: Microfotografía de tremolita prismática (tr) con alteración a serpentina (s) y en parte con borde de talco (ta) y carbonato (c). (Nicoles II).

La dolomita y la calcita son los carbonatos más importantes. Se encuentran en venas, solos o acompañados por minerales opacos, clorita o serpentinita. Reemplazan a los anfíboles y localmente son pseudomorfos según olivino. Rodean principalmente a los granos de cromita.

3.4. ESTRUCTURAS DE LA DUNITA

La dunita se presenta plegada, a veces con cierta intensidad, lo que ocasiona que las estructuras planares internas consideradas primarias, tales como la foliación y el bandeamiento composicional muestren inclinaciones variables.

3.4.1. PLEGAMIENTO

En la dunita bien bandeada, como se observa en la autopista Medellín - Bogotá, o con una foliación bien desarrollada como en la quebrada afluyente de la Seca, se encuentran pliegues métricos antiformales amplios (Fig. 9) y pliegues internos cerrados centimétricos a decimétricos respectivamente. Además se ven ondulaciones suaves de la foliación.

3.4.2. FOLIACION

Esta estructura planar es un rasgo microscópico corriente, pero a escala megascópica sólo se observa en afloramientos semimeteorizados y especialmente en bloques con superficies parcialmente intemperizadas. Está definida primariamente por orientaciones paralelas de granos de olivino y Cr-espinel. En dunitas alteradas, además de los relictos de minerales primarios, se encuentran los siguientes determinando la foliación:

- Bandas y lenticillos constituidos por clorita, serpentina, un poco de talco y venillas de carbonato.
- Cristales elipsoidales y/o redondeados, hasta de 2 cm de longitud, de clorita gris clara a gris violácea, con magnetita en el centro y localmente bordeada por talco, o los dos primeros minerales producto de alteración de espinel crómico.

- Pequeñas prominencias de milímetros compuestas por clorita y espinel crómico. Los minerales mencionados son más resistentes a la meteorización que el olivino, por lo tanto, sobresalen (Fig. 10).

En las vecindades de la quebrada Chupadero se encuentran abundantes bloques foliados (Fig. 11), algunos de ellos con apariencia ligeramente ondulada y con bandas de clorita hasta de 2 cm de espesor, paralelas a la foliación. Además, en el afluyente derecho de la quebrada Seca se ven buenos afloramientos de dunita con foliación muy bien desarrollada.

Un alto porcentaje de las tectonitas dunitas muestran microplegamientos, y en las vecindades de la ocurrencia de cromita de Patio Bonito, los pliegues son disarmónicos, apretados y complejos (Fig. 12). Estos últimos están formados por bandas de cristales de olivino alargados y separados unos de otros por serpentina.

Algunas dunitas serpentinizadas han sido afectadas por deformación post-primaria y tienen una microfoliación grosera, constituida por bandas mal definidas en que predomina el olivino alargado y lenticular y listas constituidas por minerales serpentínicos. La pseudofoliación está enfatizada por superficies de cizalladura subparalelas con serpentina y bandas un poco sinuosas de estos minerales y venitas constituidas por granos alineados y polvo de magnetita.

3.4.3. BANDEAMIENTO

En general, la dunita presenta bandeamiento con orientación óptica y dimensional del olivino. Este rasgo planar frecuentemente es más visible macroscópica y megascópicamente cuando la ultramafita está parcialmente meteorizada y serpentinizada (Figs. 13 y 14). Sobre las superficies de meteorización se observan bandas de diferente resistencia a la misma o de diferente color, que tienen una relación directa con la mineralogía; además granos de magnetita hasta de 0.5 cm alineados paralelamente al bandeamiento



FIG. 9: Dunita serpentizada y bandeada, con pliegues antiformales.



FIG.10: Superficie meteorizada de dunita foliada. Las partes sobresalientes están constituidas principalmente por clorita, magnetita, espinel crómico y un poco de talco.

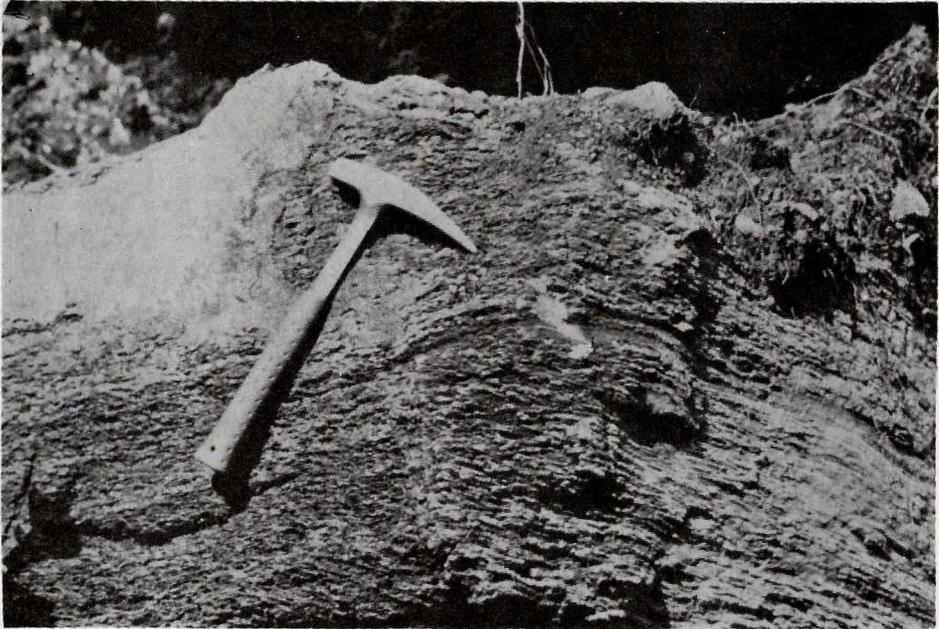


FIG.11: Superficie meteorizada de dunita foliada con planos ligeramente ondulados.

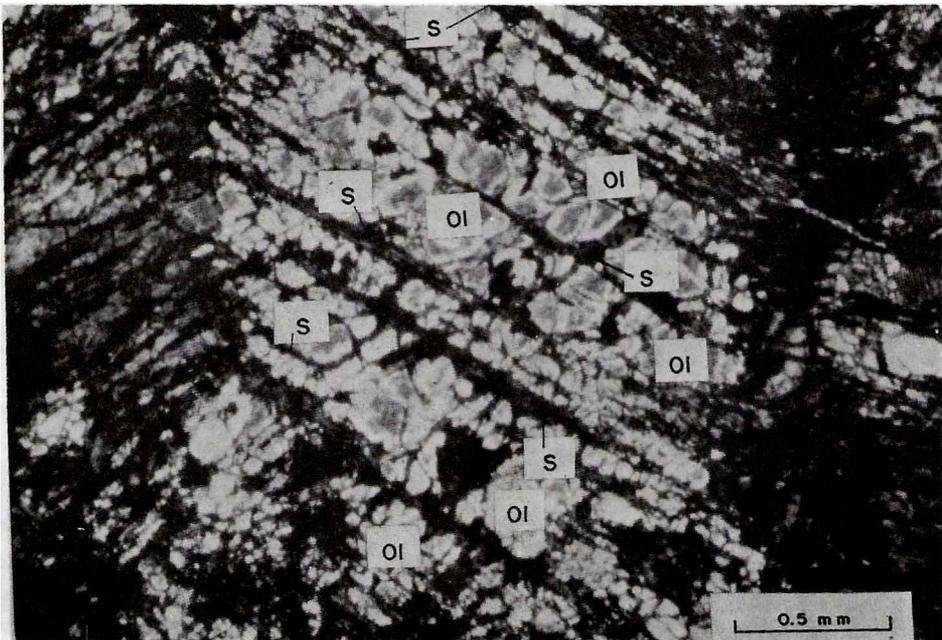


FIG.12: Microfotografía de dunita metamórfica plegada. Olivino (ol), serpentina (s). (Nicoles X).

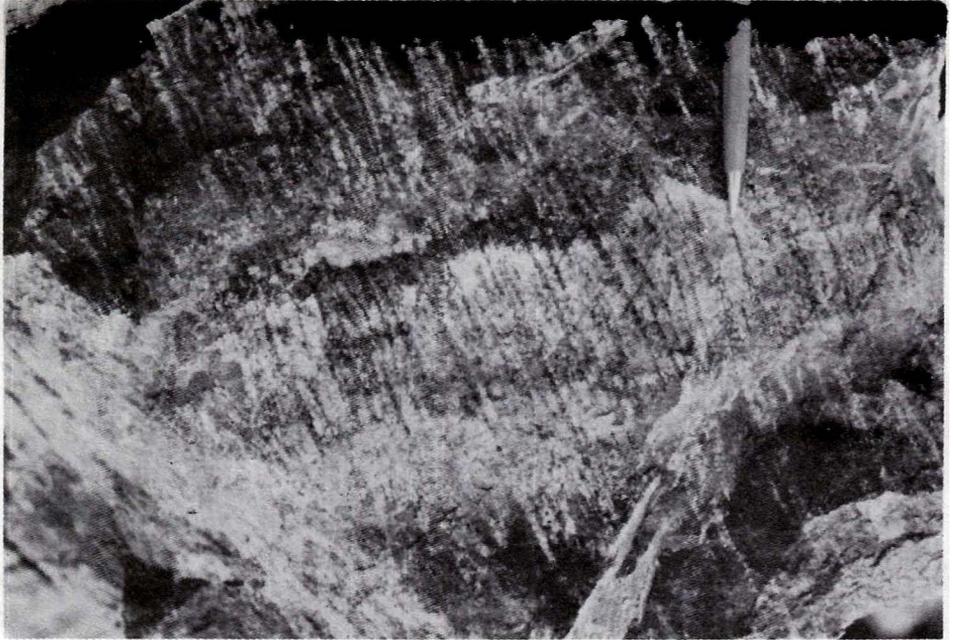


FIG.13: Superficie meteorizada de dunita bandeada. Los minerales secundarios definen capas controladas por la diénsión primaria.

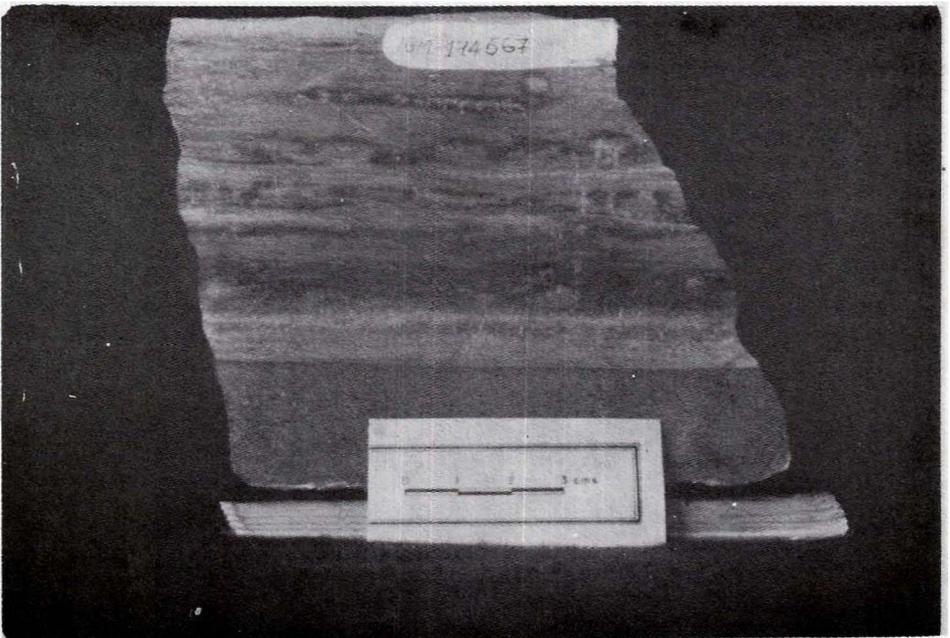


FIG.14: Dunita bandeada. Listas de diferente color por la presencia de minerales de alteración (clorita, tremolita, serpentina) en diversos porcentajes.

Cuando el bandeamiento metamórfico primario se presenta, constituye una dirección preferencial tanto para la serpentización, como para el desarrollo de nuevos minerales originados por recristalización. En algunos afloramientos de la carretera Medellín - Bogotá, la roca está conformada por bandas paralelas de milímetros a centímetros, de diferente color (Fig. 14) a saber:

- Bandas de color negro grisáceo, a veces cubiertas por óxidos de hierro pardusco, compuestas predominantemente por granos anhedrales de olivino parcialmente serpentizado.
- Bandas de color gris azulado medio, constituidas principalmente por minerales de serpentina.
- Bandas de color gris azulado claro a medio, formadas por tremolita.

Bandeamiento similar se encuentra en bloques rodados, tanto en el contacto oriental como en el occidental del sector sur del cuerpo. En las bandas, el olivino tiene una orientación preferencial tanto dimensional como aparentemente cristalográfica aunque este aspecto no se estudió en detalle. Loney et al (1971) observaron este mismo fenómeno en las ultramafitas metamórficas de las Montañas Burro (EE.UU.) y llegaron a la conclusión de que la orientación óptica preferencial del olivino era el resultado de la deformación en estado sólido y no por la sedimentación de cristales en un magma. Agregando además que podría haber comprendido deformación plástica o recristalización bajo esfuerzo o ambas.

3.5. SERPENTINIZACION Y METASOMATISMO

La serpentización es el principal proceso que modificó la mineralogía primaria de la dunita de Medellín. Esta se encuentra moderadamente serpentizada aunque dicho proceso es más intenso y completo en las zonas tectonizadas.

Cuando la serpentización es incipiente, se observan fibras cruzadas de crisotilo ocupando múltiples microfracturas intragranulares y rodeando los cristales individuales de olivino formando en ellos una doble hilera. Cuando la serpentización es más avanzada, los otros minerales serpentínicos son más abundantes que el crisotilo; su identificación como antigorita o lizardita fue imposible realizarla con los métodos disponibles.

Otros minerales secundarios no serpentínicos, son clorita, tremolita, talco, carbonatos (dolomita y calcita) y magnetita.

En las reacciones hipotéticas que pueden representar el proceso de serpentización de dunitas, es posible convertir el olivino a serpentina: ya sea por adición de agua en cuyo caso se forma brucita, por la remoción de magnesio, o por adición de agua y sílice (COLEMAN, 1977). En las dunitas de Medellín con diversos grados de serpentización, la relación MgO/SiO_2 varía de 1.00 a 1.28. Según Coleman (1977) dicha razón es de aproximadamente 1.23 si la serpentización de una dunita se realiza únicamente por adición de agua, y de más o menos 1.00 a 1.23 para serpentinita monomineralica, o con brucita respectivamente. Por lo tanto, en la serpentización de las dunitas de Medellín es posible que se haya presentado adición de sílice y agua o remoción de magnesio. Así mismo, la fayalita asociada forma magnetita durante la alteración.

El talco requiere la introducción de sílice, la clorita y los anfíboles de aluminio y calcio respectivamente y los carbonatos de la presencia del CO_2 (TURNER y VERHOOGEN, 1963). Según Coleman (1977), durante la serpentización hay desprendimiento de calcio de los piroxenos, el cual podría ser utilizado en procesos metasomáticos; la sílice y el CO_2 podrían ser aportados por las rocas encajantes sometidas a metamorfismo regional.

En las dunitas de Medellín es frecuente la presencia de los minerales antes dichos con excepción del talco (Tabla 1). Este mi-

TAB. 1: Asociaciones mineralógicas de la tectonita-dunita de Medellín.

1.	Serpentina - magnetita
2.	Olivino - serpentina - tremolita - clorita - magnetita
3.	Olivino - serpentina - tremolita - clorita - dolomita - magnetita
4.	Olivino - serpentina - tremolita - clorita - talco - dolomita - magnetita
5.	Olivino - serpentina - tremolita - clorita - calcita - cromita - magnetita

neral se presenta en afloramientos de ultramafitas cercanos a intrusivos granitoides o venas de cuarzo. En general, las anfibolitas solo han sufrido un ligero metamorfismo retrógrado, aparentemente no penetrativo, pero existen en las vecindades grandes cuerpos plutónicos silíceos posteriores los cuales, probablemente han contribuido con sus soluciones suministrando los elementos necesarios. Así mismo, se encuentran algunos diques andesíticos y filones de cuarzo lechoso.

Las relaciones paragenéticas de los minerales de alteración no fueron estudiadas en detalle; sin embargo, las características mineralógicas sugieren que la serpentina, la clorita, el talco y los carbonatos son posteriores a los anfíboles. El talco parece posterior a la serpentina y los carbonatos son aparentemente los minerales más recientes.

Asociaciones como las de los minerales secundarios anotados, se forman en condiciones de baja temperatura y ambiente hidratado (O'HARA, 1967).

3.5.1. ROCAS DE CLORITA Y DE CLORITA-TREMOLITA

Estas rocas mono y biminerales se encuentran relleno de grietas en el sector central de la dunita y en el contacto oriental del mismo sector, en íntima relación con un dique andesítico que aflora en el corte de la autopista Medellín - Bogotá.

En dicha autopista, en la cantera Colombia, se observaron clorititas y rocas de tremolita-clorita relleno de grietas menores de 10 cm. Las clorititas son macizas, de color verde amarillento oscuro, grano fino, sedosas al tacto y compuestas por clinocloro. Las rocas de tremolita - clorita son de color

oliva pálido a verde amarillento. Los anfíboles son prismáticos, hasta de 2 cm de longitud y están dispuestos perpendicularmente a las paredes de las grietas.

Entre el contacto tectónico con la anfibolita y un dique de pórfido andesítico hornbléndico con fenocristales de hornblenda y plagioclasa, interrumpido por fallamiento, se presentan esquistos de Fe tremolita-clorita y clorititas (Fig. 15). Los primeros son de color gris verdoso, cataclásticos y en ellos la clorita reemplaza en parte a los anfíboles; ocurren formando una zona lenticular que bordea la anfibolita deformada. Las rocas de clorita se presentan hacia la ultramafita constituyendo una masa que no fue bien delimitada, pero que ocurre adyacente a la zona de esquistos o en contacto con la anfibolita. Las clorititas son macizas, densas, de color gris oliva, blandas y constituidas por clorita de color verde pálido a incolora y que forma agregados escamosos entrelazados.

3.5.2. ROCAS DE CLORITA Y DE ESTEATITA

En íntima relación con el dique de pórfido andesítico y en el contacto de éste con la ultramafita, se observa una clara zonación de roca de clorita y de roca esteatita, similar a las descritas por Cady et al. (1963) y Thayer (1966). La "caparazón" de cloritita, o "blackwall" como la llama Cady, tiene de 8 a 15 cm de espesor, está compuesta por hojas anhedrales de clorita, de color verde pálido y está seguida hacia el exterior del dique por una zona delgada de varios centímetros, de esteatita de color gris claro (Fig. 16). En el contacto mismo, la roca intrusiva pierde completamente su identidad. La composición mineralógica y la textura son anormales y revelan los efectos del metaso-

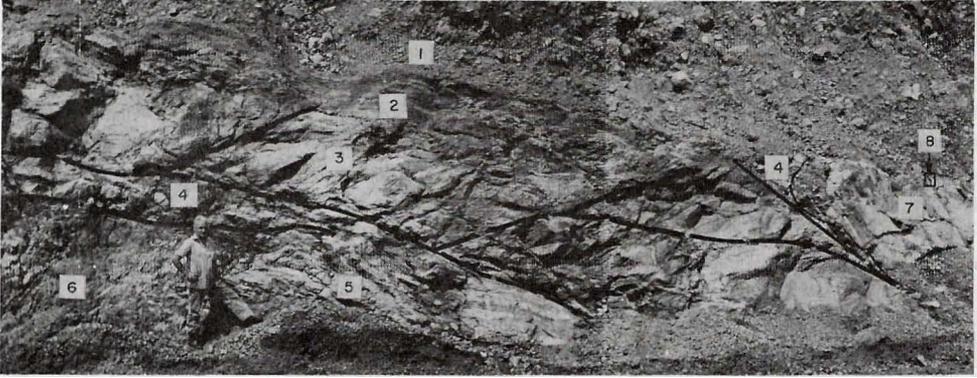


FIG.15: Contacto tectónico dunita-anfibolita. (1) derrubio. (2) serpentinita esquistosa cataclástica. (3) serpentinita y clorititas. (4) clorititas. (5) esquistos de clorita - Fe tremolita y esquistos cloríticos; ambos cataclásticos. (6) anfibolitas cataclásticas. (7) dique andesítico. (8) rocas metasomáticas del contacto (ver Fig. 16).

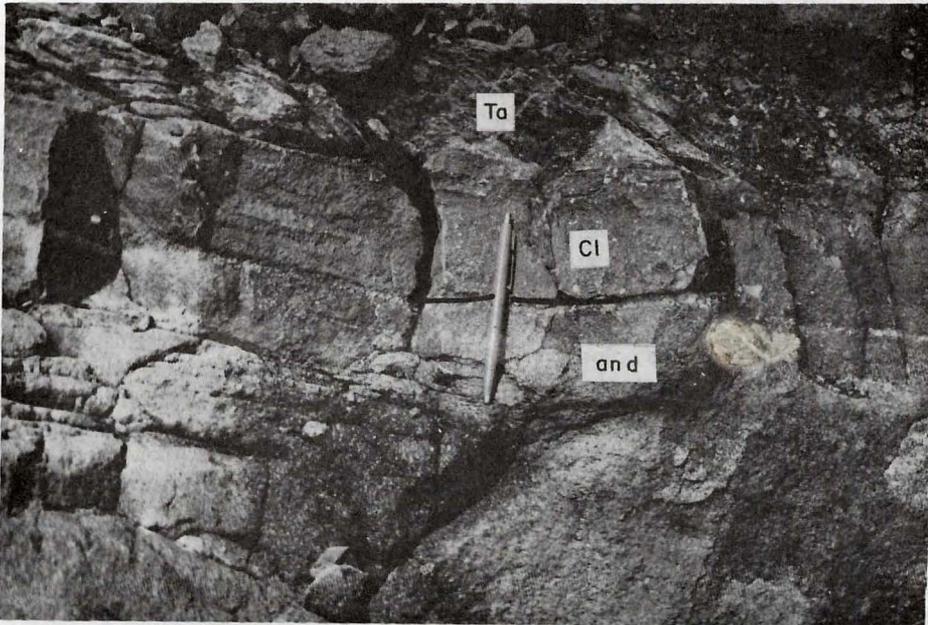


FIG.16: Caparazón de cloritita (cl) y esteatita (ta) formado en el contacto entre el dique andesítico (and) y la ultramafita.

matismo. Los fenocristales son de plagioclasa (oligoclasa), de forma y bordes irregulares, fuertemente fragmentados; las maclas son escasas y difusas y cuando están presentes son maclas de carlsbad. El tamaño de los cristales de plagioclasa es menor de 1.6 mm. La clorita forma hojas anhedrales (< 0.2 mm), es abundante y se encuentra distribuida irregularmente formando concentraciones alargadas más numerosas hacia la cloritita. La esfena es común y sus cristales son subhedrales menores de 0.6 mm. La matriz tiene una apariencia granoblástica y está constituida por cristales anhedrales menores de 0.04 mm de oligoclasa.

3.3.3. ROCA METASOMÁTICA OFICARBONATADA (?)

Esta roca se encuentra en un pequeño afloramiento en la quebrada Chupaderos, al terminar una buena exposición de anfibolitas retrogradadas a esquistos anfibólicos, pero está separada de la dunita serpentinizada y fracturada, por 30 m sin afloramientos.

Es maciza, cataclástica, de color verde pálido con tonalidades amarillentas y cruzada por venas de color gris claro, que al solubilizarse dejan grietas de pocos milímetros. Está compuesta por dolomita, clorita, mica blanca, tremolita, albita y tiene algunas venas compuestas por dolomita y en menor proporción cuarzo.

4. ANFIBOLITAS

4.1. PETROGRAFÍA

Las anfibolitas son de color gris verdoso, de textura predominantemente nematoblástica y de grano medio a fino. Están compuestas esencialmente por hornblenda, plagioclasa y cantidades menores de cuarzo, esfena, apatito y zircón.

La **hornblenda** es xenoblástica, color verde, pleocroica, forma cristales pismáticos alargados y prismas cortos con secciones rómicas y pseudo hexagonales. El tamaño varía generalmente de 0.3 a 2 mm aunque predominan los granos menores de 0.5 mm. Tiene

inclusiones de esfena, plagioclasa y apatito. Ocasionalmente se encuentra maclada.

La **plagioclasa** es xenoblástica, tiene maclas polisintéticas de albita y menos frecuentemente periclina; algunas veces son discontinuas y cuniformes. La composición varía de An₃₆ a An₄₅ (andesina). Frecuentemente los cristales muestran extinción ondulatoria y ligero flexionamiento y algunos están fracturados. En algunas plagioclasas se presenta sausrización y muestran alteración a agregados finos de epidota, albita y otros minerales difíciles de identificar.

Cuarzo ocurre en algunas rocas y es comúnmente un mineral accesorio con extinción ondulatoria.

La **esfena** existe en cristales aislados o asociados con magnetita e ilmenita que son los óxidos de hierro más comunes. Estos se encuentran en granos aislados, masas irregulares o en tiras alargadas relacionadas con los máficos.

Otros minerales accesorios son zircón y apatito.

5. GEOQUÍMICA

5.1. DUNITAS

Se hicieron 14 análisis químicos de la tectonita dunita (Tabla 2), 6 de la anfibolita y 4 de rocas metasomáticas y metamórficas relacionadas (Tabla 3), y se les determinó el contenido en algunos elementos trazas.

La tectonita dunita tiene una composición muy restringida como se puede observar en la Figura 17. Además algunos de los valores promedio son similares a los reportados por Coleman (1977) para dunitas metamórficas asociadas con ocurrencias ofiolíticas (Tabla 4).

La diferencia más notoria está en el contenido de aluminio; sin embargo es necesario tener en cuenta que las dunitas de Medellín han sufrido recristalización y metasomatismo con formación de minerales aluminosos.

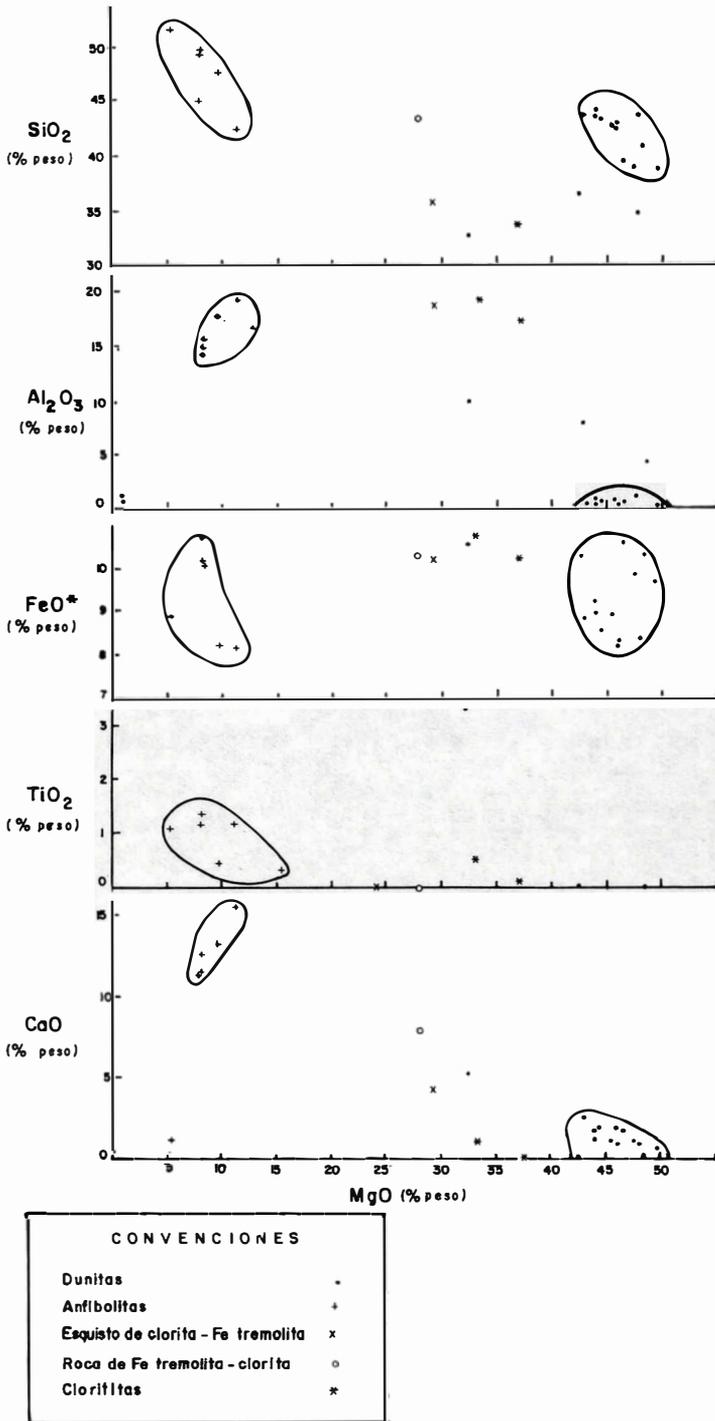


FIG.17: Diagramas de variación, tipo Harker, de algunos óxidos vs MgO para las tectonitas dunitas, anfibolitas y rocas asociadas (Óxidos recalculados sin agua).

TAB. 2: Análisis químicos de las dunitas metamórficas de Medclifin.

	166960	166961	166962	166965	166966	166967	166968	166970	166971	166972	166973	174567	174569	174572
	JAA1186	JAA1187	JAA1191	JAA1214	JAA1216	JAA1243	JAA1248	JAA1249	JAA1219	JAA1196	JAA1201	JAA1388	JAA1400A	JAA1400D
SiO ₂	39.82	38.05	39.74	36.26	38.60	34.62	35.30	35.90	38.54	38.46	37.32	30.12	31.06	32.82
Al ₂ O ₃	0.76	0.76	0.81	0.64	0.64	1.19	0.21	0.53	1.30	0.32	0.10	9.25	4.06	7.31
Fe ₂ O ₃	3.20	4.86	4.09	4.29	5.45	5.87	5.35	5.04	4.21	5.23	4.70	9.49	7.07	9.23
FeO	5.26	3.00	4.23	5.68	2.73	3.31	3.89	2.68	3.51	3.19	2.89	4.93	3.81	1.67
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	1.13	1.69	1.69	1.69	2.25	1.13	0.56	0.84	0.84	1.13	1.69	4.90	0.08	0.01
MgO	42.75	39.30	39.71	42.55	38.09	42.14	45.18	42.35	41.53	38.50	40.12	30.00	43.74	38.61
MnO	0.13	0.10	0.10	0.14	0.10	0.13	0.12	0.13	0.10	0.10	0.10	0.13	0.09	0.10
Na ₂ O	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.35	0.01	0.01
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.04
H ₂ O*	4.91	10.51	8.26	7.07	10.63	10.39	7.60	10.78	8.71	11.36	11.28	7.00	9.36	8.83
H ₂ O*	0.31	0.34	0.38	0.31	0.21	0.33	0.30	0.49	0.24	0.53	0.50	0.28	0.15	0.89
Suma	98.29	98.62	99.34	98.65	98.75	99.12	98.52	98.75	98.99	98.84	98.74	98.55	99.48	99.63
Elementos Trazas (ppm)														
Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20	10	30
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	100	100
Cr	1450	1770	1820	700	2300	800	500	1180	1800	1080	1750	1300	2000	3100
Ni	2900	2700	2600	2500	2250	3300	4030	3000	2500	2480	2400	1400	1900	2100
V	25	30	35	10	40	20	10	10	20	18	19	228	24	12
Co	130	120	130	160	110	130	130	150	120	120	110	90	110	126
Cu	11	2	15	58	22	260	10	8	7	11	1	131	9	46
Óxidos recalculados														
SiO ₂	42.79	43.35	43.71	39.73	43.91	39.16	38.95	41.04	42.57	44.23	42.92	32.64	47.97	36.54
Al ₂ O ₃	0.82	0.87	0.90	0.70	0.73	1.35	0.23	0.61	1.44	0.37	0.14	10.02	4.51	8.14
Fe ₂ O ₃	3.44	5.94	4.94	4.70	6.20	6.94	5.90	5.76	4.68	5.20	4.70	10.29	7.96	10.28
FeO	5.65	3.42	4.70	6.22	3.01	3.74	4.00	3.06	3.00	3.67	3.20	5.34	4.23	1.86
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	1.21	1.93	1.93	1.95	2.56	1.28	0.62	0.96	0.93	1.30	1.94	5.31	0.09	0.01
MgO	45.93	44.78	44.12	46.62	43.33	47.67	49.95	49.41	46.12	44.28	46.13	32.51	48.62	42.99
MnO	0.14	0.11	0.11	0.15	0.11	0.15	0.13	0.15	0.11	0.11	0.11	0.14	0.10	0.11
Ni ₂ O	0.02	0.01	0.03	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	—	0.05	0.02	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

TAB. 3: Análisis químicos de las anfibolitas y rocas relacionadas con las dunitas metamórficas de Medellín.

	166963	166964	166969	174568	174574	174580	174573	174575	174576	174577
	JAA1209	JAA1211A	JAA1245	JAA1400	JAA1402A	JAA1407	JAA1401B	JAA1402B	JAA1403A	JAA1403B
	Anfibolita	Anfibolita	Anfibolita	Anfibolita	Anfibolita	Anfibolita	Roca de Fe tremolita-clorita	Esquisto de clorita - Fe tremolita	Clorita	Clorita con Fe tremolita
SiO ₂	49,04	48,38	50,86	46,20	41,02	44,50	40,48	32,58	30,00	25,76
Al ₂ O ₃	14,21	15,50	16,59	17,18	18,50	14,79	7,04	17,05	15,40	17,32
Fe ₂ O ₃	2,87	3,02	3,74	3,69	3,71	12,73	9,39	3,12	2,51	4,90
FeO	7,44	6,32	5,41	4,49	4,49	3,45	2,21	7,41	7,73	9,81
TiO ₂	1,57	1,31	1,05	0,40	0,28	1,13	0,00	0,06	0,09	0,46
CaO	11,27	12,40	12,96	12,88	14,95	11,20	7,28	3,90	0,01	0,77
MgO	8,10	8,10	5,27	9,61	10,97	7,96	26,09	26,79	33,16	29,68
MnO	0,14	0,14	0,12	0,10	0,10	0,17	0,17	0,09	0,08	0,18
Na ₂ O	3,24	2,46	2,02	1,63	1,81	2,10	0,30	0,04	0,01	0,01
K ₂ O	0,30	0,07	0,08	0,10	0,06	0,12	0,04	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,13	0,01	0,04	0,03	0,22
H ₂ O ⁺	0,52	0,97	0,69	2,67	2,94	1,08	5,66	7,68	10,36	10,30
H ₂ O ⁻	0,08	0,10	0,02	0,19	0,39	0,06	0,84	0,41	0,18	0,21
Suma	98,83	98,82	99,86	99,19	99,28	99,42	99,51	99,18	99,57	99,63
Elementos Trazas (ppm)										
Sr	125	90	200	120	130	180	70	20	10	10
Ba	—	—	80	100	100	100	< 100	< 100	< 100	< 100
Cr	350	370	300	500	000	000	1300	2500	1300	100
Ni	380	610	1130	500	900	600	3500	800	1400	100
V	95	85	50	40	24	40	20	32	88	76
Co	20	20	10	30	37	34	61	53	115	91
Cu	49	78	29	46	212	22	182	76	8	5
Óxidos recalculados										
SiO ₂	49,92	49,49	51,83	47,97	42,75	45,28	43,52	35,77	35,70	28,90
Al ₂ O ₃	14,47	15,86	16,91	17,84	19,28	15,05	7,57	18,72	17,30	19,43
Fe ₂ O ₃	2,92	3,09	3,78	3,82	3,87	12,95	10,10	3,43	2,82	5,50
FeO	7,57	6,47	5,51	4,66	4,68	3,51	2,38	8,13	8,68	11,00
TiO ₂	1,60	1,34	1,07	0,42	0,29	1,15	0,00	0,07	0,10	0,52
CaO	11,47	12,69	13,21	13,37	15,58	11,40	7,83	4,24	0,01	0,26
MgO	8,25	8,29	5,37	9,98	11,43	8,10	28,05	29,41	37,25	33,30
MnO	0,14	0,14	0,12	0,10	0,10	0,17	0,18	0,10	0,09	0,20
Na ₂ O	3,30	2,52	2,08	1,69	2,89	0,14	0,82	0,04	0,01	0,01
K ₂ O	0,31	0,07	0,08	0,10	0,06	0,12	0,04	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,13	0,01	0,04	0,03	0,25

TAB. 4: Contenido promedio de algunos elementos y óxidos en las dunitas metamórficas de Medellín y de complejos ofiolíticos.

DUNITAS METAMORFICAS DE MEDELLIN	Promedio	DUNITAS METAMORFICAS (COLEMAN, 1977)
MgO/MgO + FeO*	0.84 ± 0.01	0.86
MgO/SiO ₂	1.09 ± 0.11	~ 1.23
Al ₂ O ₃ (%)	0.74 ± 0.42	0.35
Cr (ppm)	1380 ± 567	< 1% Cr ₂ O ₃
Ni (ppm)	2787 ± 510	3100

Las composiciones de las dunitas se graficaron en los diagramas (Figs. 18 y 19) tomados de Coleman (1977). En ellos se observa claramente, que los valores se ajustan bien a los campos delimitados para las tectitas dunitas presentes en ofiolitas de otras áreas. Así mismo, no existe una variación continua en composición entre la ultramafita y las anfibolitas.

Los cuadros de coeficiente de correlación simple, usando regresión múltiple, no indicaron tendencias generales de los elementos en cuanto a su aumento o disminución con respecto al grado de serpentización (contenido de agua) en especial, por la poca cantidad de las muestras.

En ultramafitas con metamorfismo de bajo grado y con minerales serpentínicos y no serpentínicos, el contenido de aluminio se incrementa notablemente; la sílice, el magnesio y el calcio disminuyen y el hierro férrico se incrementa con respecto a las dunitas ligeramente serpentizadas. En las rocas metamórficas mono y biminales el contenido de aluminio es similar al de las anfibolitas, la sílice y el magnesio disminuyen con relación a las dunitas y el calcio se conserva bajo cuando se trata de clorititas y aumenta bastante en el caso de rocas con abundancia de anfíboles (Fig. 17). Las clorititas y las rocas de talco fueron formadas por intercambio metamórfico entre las serpentinitas (dunitas serpentizadas) y el dique andesítico. En dicho movimiento fue importante la introducción de sílice para la forma-

ción de talco. Las concentraciones en elementos trazas en las rocas metamórficas mono y biminales del contacto, especialmente en níquel y cromo, sugieren que son posiblemente derivadas de las ultramafitas.

Si se considera el contenido promedio en algunos elementos trazas en las dunitas de Medellín, con relación a las estimaciones de abundancias promedias en rocas ultramáficas según Vinogradov (1962), se observa como diferencia mas importante que las primeras contienen menos cromo y mas níquel (Tabla 5).

5.2. ANFIBOLITAS

Se hicieron 6 análisis químicos de elementos mayores y se determinaron 7 elementos trazas (Ba, Sr, Ni, Co, Cr, V y Cu) en muestras de anfibolitas (Tabla 3) localizadas en zonas vecinas al cuerpo ultramáfico.

El contenido de sílice es bajo y varía entre 41,02 y 50, 86. La razón MgO/MgO + FeO* fluctúa entre 0,32 y 0,65. Para esta misma razón Coleman (1977) reporta valores entre 0,29 y 0,54 para basaltos y espilitas toleíticas de complejos ofiolíticos de diferentes partes del mundo.

La mayoría de las muestras de anfibolita se ubican en los campos delimitados por Miyashiro et al. (1971), para gabros no alterados de la dorsal del Atlántico, utilizando diagramas de Na₂O y CaO vs SiO₂ (Fig. 20).

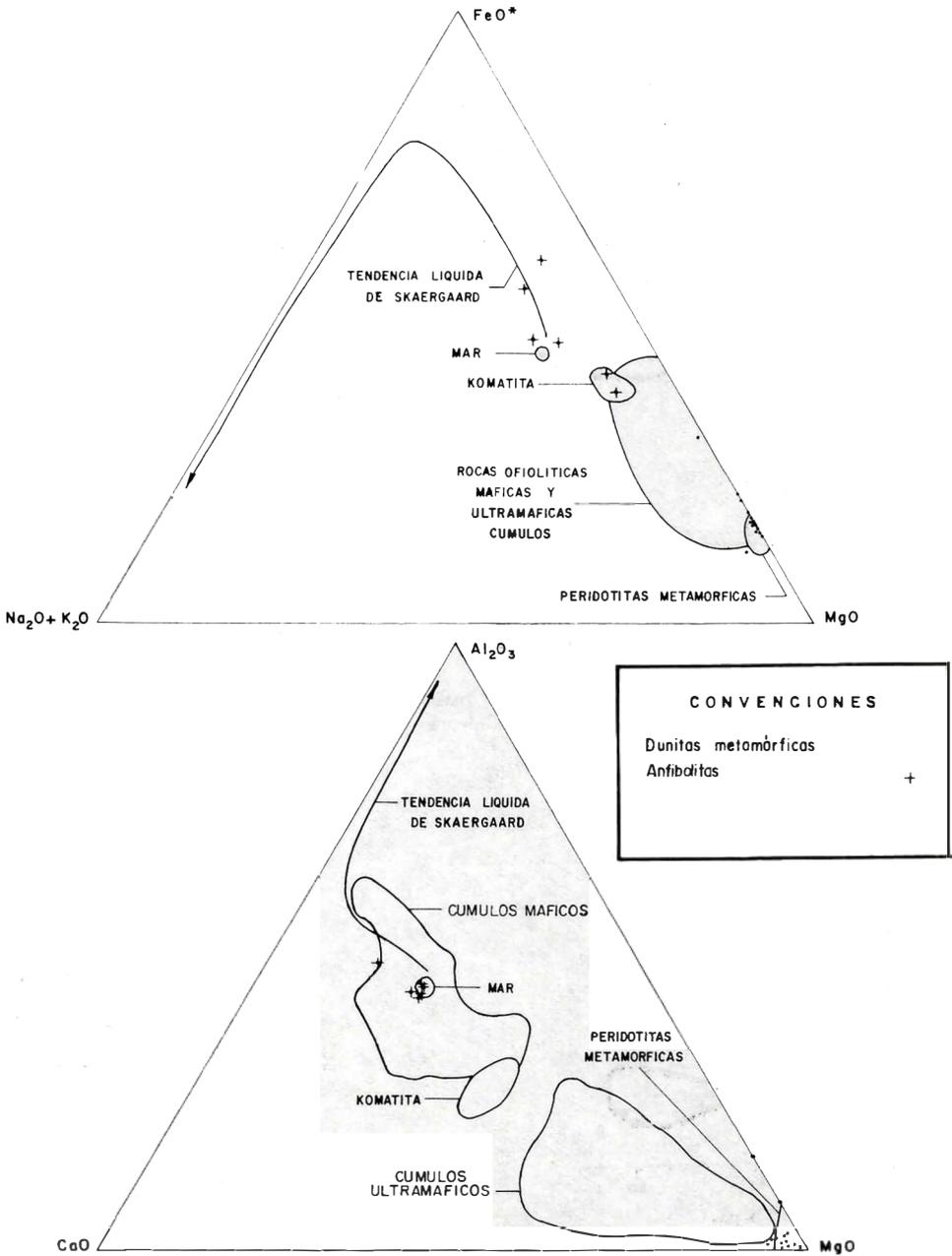


FIG. 18: Diagramas AFM y Al₂O₃ - CaO - MgO de las dunitas metamórficas de Medellín y de las anfíbolitas. Campos delimitados por Coleman (1977).

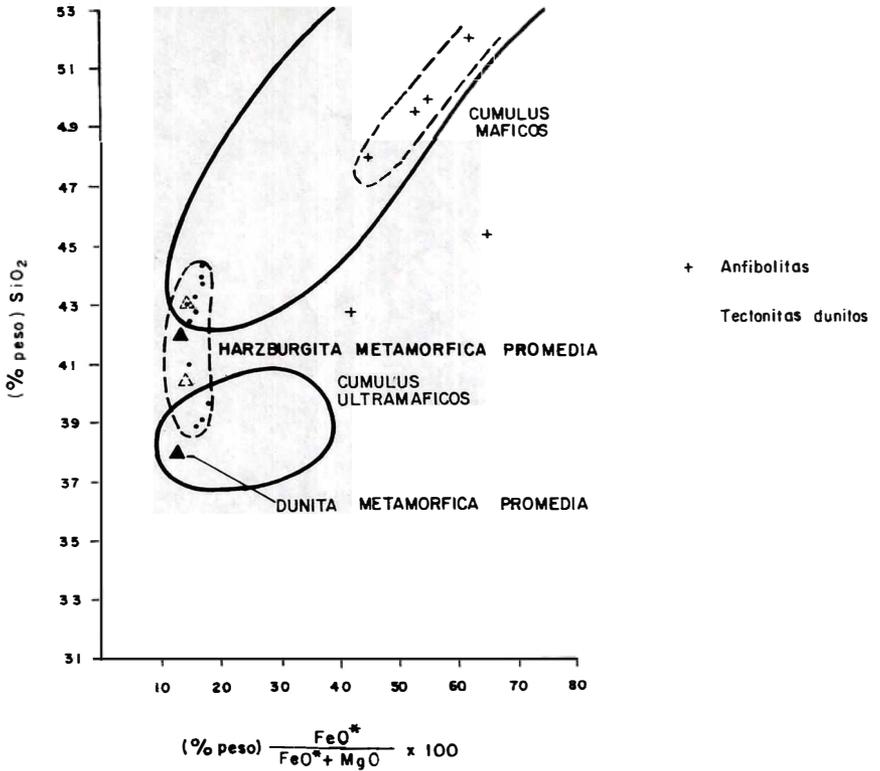


FIG. 19: Diagrama SiO₂ vs FeO*/MgO + FeO* para las tectonitas dunitas de Medellín y las anfibolitas asociadas. Campos delimitados por Coleman (1977). FeO* como hierro total. Porcentaje en óxidos recalculados sin H₂O.

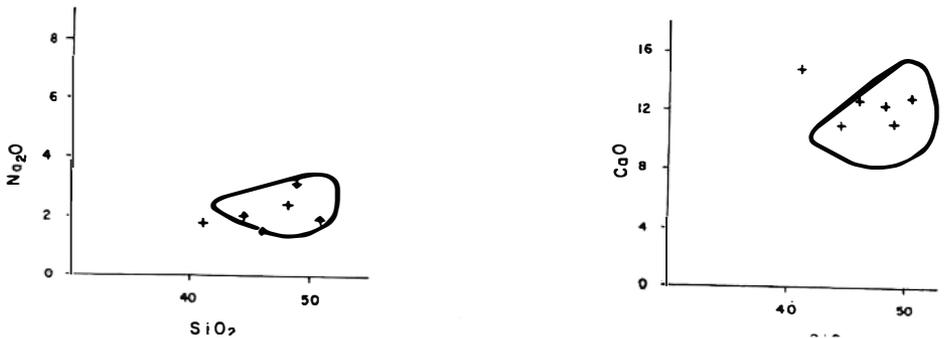


FIG. 20: Diagramas Na₂O vs SiO₂ y CaO vs SiO₂ para las anfibolitas asociadas a las tectonitas dunitas de Medellín. Campos delimitados por Miyashiro (1971) para gabros inalterados de la dorsal del Atlántico.

TAB. 5: Promedio y comparación del contenido en algunos elementos trazas de las dunitas de Medellín y de roca ultramáfica promedia.

	DUNITAS DE MEDELLIN ppm	ROCA ULTRAMAFICA (1) ppm
Cr	1400	2000
Ni	2800	2000
Co	200	130
V	20	40
Cu	15	20

(1) Según Vinogradov (1962)

El rango de variación del TiO_2 , está entre 0,28 y 1,57 porcentajes que estarían comprendidos en el rango de las toleitas de arcos de islas especialmente. El contenido de Ti es importante porque este elemento parece no ser afectado significativamente, como otros elementos, durante los procesos metamórficos (WINCHESTER y FLOYD, 1975; COLEMAN, 1977) aunque podría decrecer ligeramente con el metamorfismo (ELLIOT, 1973).

En el diagrama $Na_2O + K_2O$ vs SiO_2 (Fig. 21), las muestras de anfibolita se ubican en general en el campo subalcalino.

En el diagrama AFM (Fig. 22) todas las muestras se sitúan paralelamente al lado $FeO^* - MgO$ siguiendo la tendencia toleítica.

El contenido en elementos trazas es obviamente muy diferente al de las dunitas de Medellín. El estroncio en las anfibolitas tiene una fuerte coherencia geoquímica con el Ca y se encuentra principalmente en las plagioclasas.

De lo anterior se concluye que las anfibolitas provienen de magmas toleíticos, pero con la información que se tiene no es posible saber ciertamente cual fue el marco tectónico de generación y si constituyeron principalmente derrames basálticos o fueron en parte gabros.

6. ORIGEN Y EMPLAZAMIENTO

La historia de la dunita de Medellín, como la de ultramafitas alpinas de otras áreas, por ejemplo las peridotitas de las Montañas Burro en EE. UU., es bastante compleja.

Las ultramafitas tipo alpino han sido consideradas como procedentes del manto superior con base en la evidencia de su deformación en estado sólido y frío, la homogeneidad química en el mundo y al hecho de encontrarse en el núcleo de cinturones montañosos deformados (HESS, 1955; GREEN, 1964; LONEY et al, 1971). Las tectonitas dunitas de Medellín son similares a dichas ultramafitas en cuanto a mineralogía, petrografía, fábrica deformacional y química.

La composición mineralógica, forsterita + espinel crómico, las ubica en el pequeño campo de estabilidad delimitada por MacGregor (1967) para peridotitas de espinel a altas temperaturas y presiones moderadamente altas (Fig. 23). De acuerdo con este gráfico el campo de estabilidad estaría por encima de las gradientes geotermales continentales y oceánicas, por lo tanto, es improbable que existan como asociaciones estables en la corteza inferior o manto. Para que ello suceda se requieren gradientes geotermales excesivamente altas durante períodos orogénicos o formación directa de peridotita de espinel, en nuestro caso de las dunitas con espinel, por cristalización fraccionada de

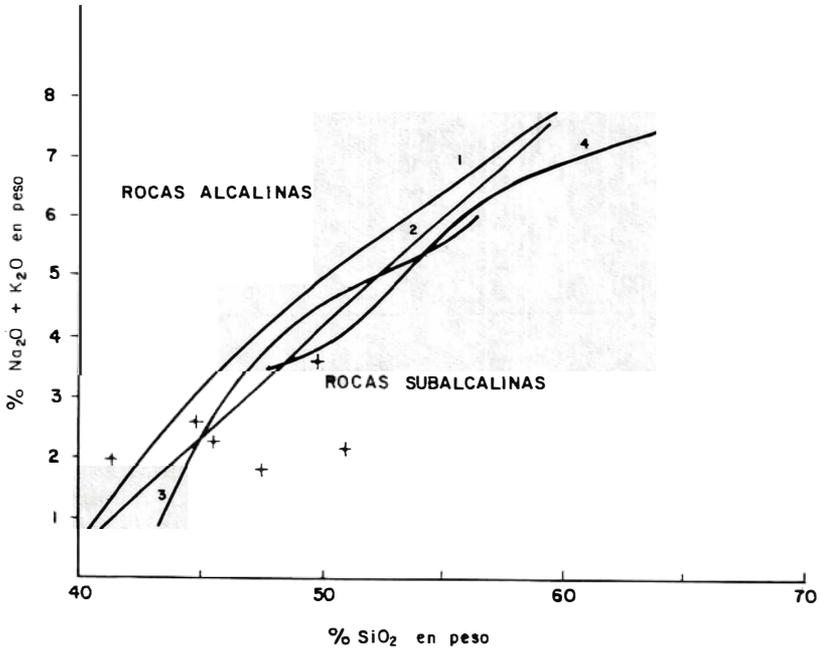


FIG. 21: Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 para las metabasitas (anfíbolitas) asociadas a las dunitas metamórficas de Medellín. Distribución de rocas alcalinas y subalcalinas (tomado de SCHWARZER y ROGERS, 1974). Curva 1: (IRVINE y BARAGAR, 1971), sobre información de diversas áreas. Curva 2: (McDONALD y KATSURA, 1964), basada sobre las islas Hawaii. Curva 3: (HYNMAN, 1972), sobre áreas distintas. Curva 4: (KUNO, 1968) con base en información del Japón, Corea y Manchuria.

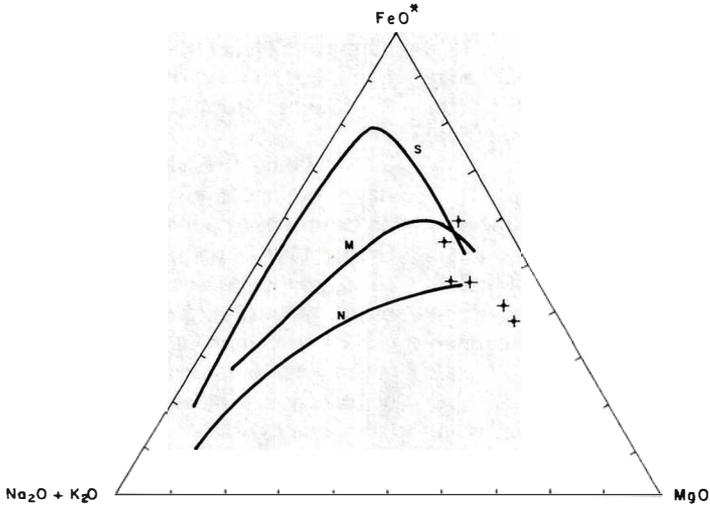


FIG. 22: Diagrama de variación química AFM de las metabasitas (anfíbolitas) asociadas a las dunitas metamórficas de Medellín. Se delimita el campo calcoalcalina MN. S es la tendencia de diferenciación de Skaergaard. FeO^* es el hierro total.

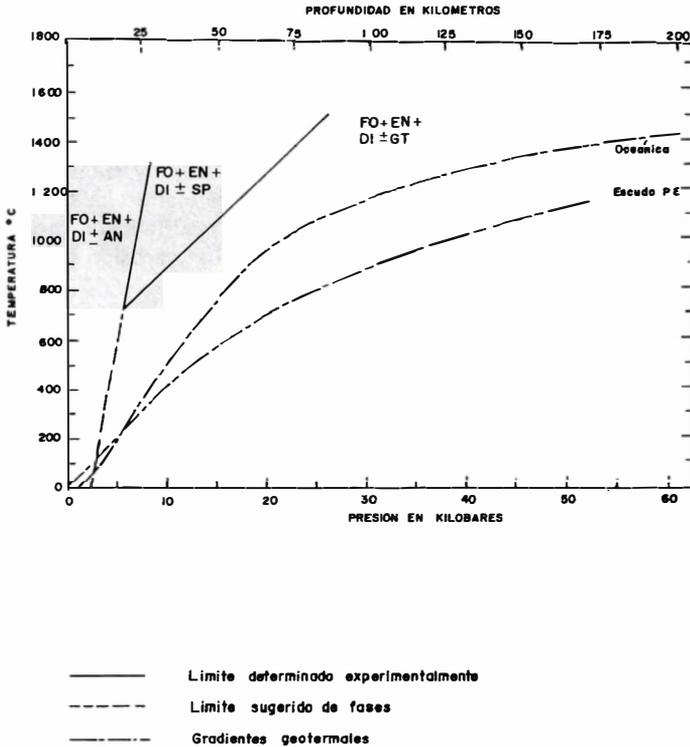


FIG. 23: Sección temperatura - presión que ilustra la variación con la profundidad de las asociaciones de fases para peridotita. Forsterita (FO), Enstatita (EN), Diópsido (DI), Espinel (SP), Anortita (AN), Granate (GT), (Tomado de MACGREGOR, 1967).

magmas basálticos en grandes cámaras magmáticas en la corteza inferior o subcorticales (MACGREGOR, 1967).

La evidencia de deformación en estado sólido, la ausencia de texturas tipo cúmulos, la composición química bastante uniforme que sugiere que el bandeamiento críptico muy posiblemente no exista, no se observa bandeamiento rítmico, la composición de los olivinos ($Fo_{92} Fa_8$) muy diferente en comparación con la de cuerpos ultramáficos estratiformes (menor de Fo_{80} ; GREEN, 1964) y la presencia de cuerpos podiformes de cromita, diferencian claramente las dunitas de Medellín de las intrusiones estratiformes e insinúan que los procesos de asentamiento gravitatorio de cristales a partir de magmas máficos no fueron importantes o no existieron. Por otra parte, no se observaron evidencias de la presencia de un magma ultramáfico. Thayer (1964), y Coleman (1977), consideran que todos los depósitos de cromita del tipo podiforme están relacionados a dunitas y harzburgitas deformadas de secuencias ofiolíticas.

Es probable que la dunita tectónica de Medellín sea un residuo refractario producto de la fusión parcial de un manto primitivo. De hecho, está enriquecida en elementos refractarios tales como Mg, Cr y Ni. Datos experimentales en donde las harzburgitas representan un residuo refractario

(manto vaciado) han sido presentados por Green (1971), Ringwood (1969) y O'Hara (1968).

Después de la cristalización de la roca dunitica primaria, ésta estuvo sujeta a deformación plástica bajo condiciones de alta temperatura y moderada presión en un ambiente subcortical (Fig. 23), desarrollándose la foliación mineralógica y la orientación del olivino. Aunque no se realizaron estudios en detalle de microfábrica, la elongación de éste último mineral parece ser paralela en los planos de foliación. Loney et al. (1971), consideran que en las peridotitas metamórficas de las Montañas Burro, la deformación y recristalización ocurrieron en corto tiempo después del episodio magmático, mientras la temperatura estaba todavía alta. En un caso diferente se necesitarían gradientes geotermales excesivamente altas.

Las características de la dunita tectónica de Medellín en cuanto a fábrica tectónica, mineralogía, petrografía y química, sugieren que dicho cuerpo pudo representar la base de un complejo ofiolítico que sufrió desmembramiento tectónico. Bajo circunstancias especiales y después del período de deformación plástica, cuerpos ultramáficos, como la dunita de Medellín, podrían haber sido tectónicamente separados del manto y emplazados a niveles corticales poco profundos en márgenes continentales siendo actualmente fragmentos alóctonos (COLEMAN, 1971; PEYVE, 1969; DIETZ, 1963).

Los mecanismos de emplazamiento a niveles superiores de la corteza de las ultramafitas como cuerpos fríos, es asunto de controversia. El emplazamiento podría haber ocurrido en varias fases, tales como cabalgamiento (Thrusting) de manto superior y corteza oceánica sobre la corteza continental DEVIS, 1968) y subsecuente quiebre y remoción parcial de los bloques (thrust sheet) como el resultado de movimientos tectónicos tardíos y erosión (LONEY et al, 1971).

Las tectonitas dunitas de Medellín fueron emplazadas en épocas anteriores al Cretáceo tardío (son pre-Batolito Antioqueño). Asimismo, las asociaciones mineralógicas secundarias presentes en las mismas corresponden a un metamorfismo interno hidratado de baja temperatura y no penetrativo. Existen varios datos geocronométricos K/Ar que sugieren un posible evento metamórfico regional penetrativo a finales del Paleozoico, en el sector septentrional de la Cordillera Central que afectó el núcleo de dicha Cordillera, del cual forman parte las anfibolitas del Grupo Ayurá - Montebello. Con posterioridad a este evento, no se han reconocido otros episodios claros de metamorfismo. Con base en lo anterior es probable que el emplazamiento de la masa ultramáfica haya tenido lugar entre el Triásico y el Cretáceo tardío. El desarrollo de diaclasas y fallas internas podrían estar relacionadas con eventos que afectaron también las rocas encajantes.

7. REFERENCIAS

- ALVAREZ, J., ECKARDT, F., 1970.- *Geología detallada de la parte suroeste del Cuadrángulo I-8 Medellín*. Fac. Nal. de Minas (Tesis de Grado; inédito), 64 p.
- ALVAREZ, J. et al, 1970.- *Mapa Geológico del Cuadrángulo H-8, Yarumal, y parte del Cuadrángulo H-7, Ituango*. Escala 1:100.000, Ingeominas, Bogotá.
- ALVAREZ, J., 1979.- *Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y Petroquímica de los intrusivos granitoides Meso-Cenozoicos*. Univ. de Chile (Tesis de Doctorado, Inédito), 359 p.
- ALVAREZ, J., MUÑOZ, R., 1981.- *Distribución del Cromo, Níquel y Cobalto en la saprolita y en concentrados de sedimentos fluviales derivados de la dunita de Medellín. Informe 1841*. Ingeominas, 46 p. Bogotá.
- ARANCO, J., KASSEM, T., DUQUE, H., 1976.- *Mapa Geológico de Colombia*. Escala 1:1'500.000. Ingeominas, Bogotá.

- AVE'LALLEMANT, H.G., CARTER, N. L., 1970.- *Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the Upper Mantle*. Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado) 81 (8): 2203-2220.
- BARRERO, D., ALVAREZ, J., KASSEM, T., 1969.- *Actividad ígnea y tectónica en la Cordillera Central durante el Meso-Cenozoico*. Bol. Geol. 18 (1-3): 145-173. Bogotá.
- BARRERC, D., 1979.- *Geology of the Central Western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia*. Pub. Geol. Esp. Ingeominas, 4: 1-75. Bogotá.
- BOTERO, G., 1963.- *Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia*. An. Fac. Min. 57: 101. p. Medellín.
- CADY, W.M., ALBEE, A.L., CHIDESTER, A.H., 1963.- *Bedrock geology and asbestos deposits of the Upper Mississipi Valley and vicinity, Vermont*. U.S. Geol. Survey Bull. 1122-B, B-1 - B-78. Washington.
- CASE, J. et al., 1971.- *Tectonic investigations in Western Colombia and Eastern Panamá*. Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado) 82 (10): 2686-2711.
- COLEMAN, R. G., 1971.- *Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges*. Jour. Geophys. Res. 76: 1212-1222. Washington.
- 1977.- *Ophiolites*. Springer Verlag, Heidelberg, 229 p.
- DEVIS, H. L., 1968.- *Papuan ultramafic belt*. 23rd Intern. Geol. Congr., Sect. 1, p. 209-220.
- DIETZ, R.S., 1963.- *Alpine serpentinites as oceanic rind fragments*. Bull. Geol. Soc. Am. (Boulder, Colorado) 74:947-952.
- ECHEVERRIA, L.M., 1973.- *Zonación de las rocas metamórficas del Valle de Aburrá y sus alrededores*. An. Fac. Minas (Medellín) 58: 30-56.
- ELLIOT, R.B., 1973.- *The chemistry of gabbro/antfibolite transitions in south Norway*. Contr. Min. and Pet. 38: 71-79: Amsterdam.
- ESPINOSA, A., 1980.- *Sur las roches basiques et ultrabasiqes du bassin du Patía (Cordillera Occidental des Andes Colombiennes): Etude Géologique et Péetrographique*. Univ. Genève (These Doctorade), 242 p.
- GONZALEZ, H., 1980.- *Geología de las Planchas 167, Sonsón, y 187 Salamina*. Bol. Geol., 23 (1): 1-174. Bogotá.
- GREEN, D.H., 1964.- *The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard Area, Cornwall*. Jour. Pet. 5: 134-183. Oxford.
- , 1971.- *Compositions of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: Application to oceanic volcanism*. Roy. Soc. London Phil. Trans., A268, 707-722.
- HESS, H.H., 1955.- *Serpentinites, Orogeny and Epeirogeny*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62:391-407. Washington.
- JARAMILLO, J.M., POSADA, J.H., SERNA, R., 1971.- *Serpentinitas que afloran en la parte oriental del Valle de Medellín y sus minerales asociados*. Fac. Minas. Medellín (Tesis de grado, Inédito), 74 p.
- KASSEM, T., ALVAREZ, J., ARANGC, J. L., 1979.- *Mapa Geológico de Antioquia*. Escala 1:500.000. Ingeominas, Bogotá.
- LONEY, R.A., HIMMELBERG, E.R., COLEMAN, R.G., 1971.- *Structure and petrology of the Alpine type peridotite at Burro Mountain, California*. Jour. Pet. 12:245-309. Oxford.
- MACGREGOR, I.D., 1967.- *Mineralogy of model mantle compositions*. In: Ultramafic and Related Rocks, p. 382-393. Wyllie, P.J. (ed). Wiley. New York.

- MEJIA, M. et al, 1983.- *Geología y Geoquímica de las Planchas 130 (Santa Fe de Antioquia) y 146 (Medellín Noroccidental)*. Esc. 1:100.000. Ingeominas. Bogotá.
- MIYASHIRO, A., SHIDO, F., EWING, M., 1971.- *Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N*. Roy Soc. London Phil. Trans. 268: 589-603. London.
- OCOLA, L. et al, 1977.- *Estructura de la corteza por debajo de los Andes en el sur de Colombia y norte del Ecuador en base a los datos de retracción sísmica*. Proy. Coop. Inter. Nariño, Colombia, p. 71-81.
- O'HARA, M.J., 1967.- *Mineral facies in ultrabasic rocks*. In: Ultramafic and related rocks, p. 7-18. Willie, P.J. (ed) Wiley. New York.
- 1968.- *The bearing of phase equilibria studies on synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks*. Earth, Sci. Rev. 4:69-133. Amsterdam.
- PEYVE, A.V., 1969.- *Oceanic crust of the geologic past*. Symp. Ophiolites in the earth's crust. Acad. Sci. URSS Geol. Inst. Moscow, pt. 1: 3-45.
- RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, J.F., 1973.- *Obducción cretácea en el Occidente Colombiano (Inf. Prelim.)* Pub. Esp. Geol. Fac. Cienc. 12:1-13. Medellín.
- RINGWOOD, A E., 1969.- *Composition and evolution of the upper mantle*. In: The Earth Crust and upper Mantle. Hart, P J., (ed) Geophys. Monograph. 13, Am. Geophys. Union, 1-17. Washington.
- SCHWARZER, R. and ROGERS, J.W., 1974.- *A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends*. Earth and Planet. Sci. letters 23: 286-296. Amsterdam.
- THAYER, T.P., 1960.- *Some critical differences between alpine type and stratiform peridotite-gabbro complexes*. Inter. Geol. Congr., Rept. 21 sess. Worden pt. 13: 247-259.
- , 1964.- *Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey*. Econ. Geol. (El Paso, Texas) 59:1497-1524.
- , 1966.- *Serpentinization considered as a constant volume metasomatic process*. Am. Min. 51: 685-709. Washington.
- VINOGRADOV, A.P., 1962.- *Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the Earth's Crust*. Geochemistry: 661-664.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A., 1975.- *Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks*. Earth and Planet. Sci. Letters 28:459-469. Amsterdam.
- YODER, H.S., Jr., 1952.- *The MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O system and the related metamorphic facies*. Am. Jour. Sci. (New Haven, Conn) Bowen vol., pt., 2, p. 569 - 627.
- YODER, H.S., Jr., SAHAMA, T.G., 1957.- *Olivine X-ray determinative curve*. Am. Min. 42: 475 - 491. Washington.