

BOLETIN GEOLOGICO



GEOLOGIA DE LA AMAZONIA COLOMBIANA

Por:

Jaime Galvis V., Alcides Huguett G. y Primitivo Ruge T.

OBSERVACIONES SOBRE EL GENERO MAGNASTRIATITES GERMERAAD HOPPING & MULLER, 1968

Por:

Hernando Dueñas J.

ESTUDIO PALINOLOGICO DEL POZO Q-E-22, OLIGOCENO SUPERIOR A MIOCENO INFERIOR, PLANETA RICA, NORTE DE COLOMBIA

Por:

Hernando Dueñas J.

GEOLOGIA Y GEOQUIMICA DE LAS MINAS DE ESMERALDAS DE GACHALA, CUNDINAMARCA

Por:

Ricardo Escovar R.

BOLETIN GEOLOGICO

INDICE GENERAL

	<u>Página</u>
J. Galvis, A. Huguet P. Ruge. Geología de la Amazonía Colombiana	3- 86
H. Dueñas J. Observaciones sobre el Género Magnastriatites Germeraad Hopping & Muller, 1968	87- 93
H. Dueñas J. Estudio Palinológico del Pozo Q-E-22, Oligoceno Superior a Mioceno Inferior, Planeta Rica, norte de Colombia	95-115
R. Escovar R. Geología y Geoquímica de las Minas de Esmeraldas de Gachalá, Cundinamarca	117-152

EDITOR
Alberto Villegas Betancourt
Geólogo

MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES
GEOLOGICO-MINERAS

GEOLOGIA DE LA AMAZONIA COLOMBIANA

INFORME No. 1792

Por:

**JAIME GALVIS, ALCIDES HUGUETT,
PRIMITIVO RUGE**

BOGOTA, 1979

CONTENIDO

	<u>Página</u>
RESUMEN	10
ABSTRACT	11
0. INTRODUCCION	11
0.1. PROPOSITOS Y OBJETIVOS	11
0.2. METODOS DE TRABAJO	11
0.3. TRABAJOS ANTERIORES	12
0.4. GEOGRAFIA	14
0.4.1. LOCALIZACION Y ACCESO	14
0.4.2. CLIMA E HIDROGRAFIA	15
0.5. AGRADECIMIENTOS	16
1. GEOMORFOLOGIA	16
1.1. GENERALIDADES	16
1.2. PROVINCIA DE PAISAJES DE ORIGEN ESTRUCTURAL	16
1.2.1. UNIDAD DE MESAS	16
1.2.2. UNIDAD DE SERRANIAS	17
1.2.3. UNIDAD DE MONTES ISLAS	17
1.2.4. UNIDAD DE COLINAS BAJAS	17
1.3. PROVINCIA DE PAISAJES DE ORIGEN DENUDATIVO	17
1.3.1. UNIDAD DE COLINAS REDONDEADAS	17
1.3.2. UNIDAD DE COLINAS FACETADAS	17
1.3.3. UNIDAD DE SABANAS	23
1.4. SISTEMA DE TERRAZAS	23
1.5. SISTEMA DE PAISAJES ALUVIALES	23
2. GEOLOGIA	23
2.1. GENERALIDADES	23
2.2. PRECAMBRICO	24
2.2.1. COMPLEJO MIGMATITICO DE MITU	24
2.2.1.1. <i>Neises del Atabapo - Río Negro</i>	24
2.2.1.2. <i>Granitos Migmatíticos</i>	31
2.2.1.3. <i>Neises de Araracuara</i>	44
2.2.1.4. <i>Características Macroscópicas del Complejo Migmatítico de Mitú</i>	45
2.2.1.5. <i>Características Microscópicas de las Facies Granitoides del Complejo Migmatítico de Mitú</i>	46
2.2.2. FORMACION LA PEDRERA	51
2.2.3. FORMACION RORAIMA	53
2.2.3.1. <i>Segmento Inferior</i>	53
2.2.3.2. <i>Segmento Superior</i>	54
2.2.4. GRANOFIROS DEL TIJERETO	55
2.2.5. FORMACION PIRAPARANA	56
2.2.5.1. <i>Lavas Riódacíticas</i>	57
2.2.5.2. <i>Piroclásticos y Sedimentos</i>	58
2.2.6. DIQUES DIABASICOS	59
2.3. PALEOZOICO	61
2.3.1. FORMACION ARARACUARA	61
2.3.2. SIENIENITA NEFELINICA DE SAN JOSE DEL GUAVIARE	64
2.4. TERCIARIO	66
2.4.1. TERCIARIO INFERIOR AMAZONICO	66
2.4.2. TERCIARIO SUPERIOR AMAZONICO	66
2.5. CUATERNARIO	67
2.5.1. DEPOSITOS CUATERNARIOS	67

3.	GEOLOGIA ESTRUCTURAL	68
3.1.	FALLAS PRINCIPALES	74
3.2.	LINEAMIENTOS REGIONALES	77
3.2.1.	LINEAMIENTOS DE RUMBO WNW-ESE	78
3.2.2.	LINEAMIENTOS DE RUMBO ENTRE NNE-SSW Y ENE-WSW	78
3.3.	ESTRUCTURAS ANULARES	78
4.	GEOLOGIA HISTORICA	78
5.	GEOLOGIA ECONOMICA	81
5.1.	MANIFESTACIONES MINERALES	81
5.1.1.	HIERRO	81
5.1.2.	LIGNITO	81
5.1.3.	CUARZO	81
5.1.4.	ARENA SILICEA	81
5.1.5.	MONACITA	83
5.2.	POSIBILIDADES ECONOMICAS	83
5.2.1.	RADIOACTIVOS	83
5.2.2.	HIERRO	83
5.2.3.	MANGANESO	83
5.2.4.	BAUXITA	83
5.2.5.	ESTAÑO Y WOLFRAMIO	83
5.2.6.	METALES BASICOS	84
5.2.7.	DIAMANTE	84
5.2.8.	PEGMATITAS	84
6.	CONCLUSIONES	84
7.	RECOMENDACIONES	84
8.	REFERENCIAS CITADAS	85

FIGURAS

1.	Mapa de localización del Proyecto Radargramétrico del Amazonas, con distribución de mosaicos de radar y de planchas geológicas, escala 1:5.000.000 . . .	13
2.	Región del interfluvio Vaupés-Guaviare. Unidad de Mesas conformadas por limolitas y areniscas de la Formación Araracuara (zona al norte del Río Inírida). Mosaicos de radar	18
2a.	Unidad de Mesas (zona al suroeste del área de la Figura 2). Mosaicos de radar .	19
3.	Límites con Venezuela y Brasil. Unidad de Serranías constituida por la Formación Roraima (zona al sur del Río Inírida). Mosaico de radar	20
3a.	Unidad de Serranías (zona al este del área de la Figura 3). Mosaicos de radar . .	21
4.	Región del Río Vaupés. Unidad de Montes Islas o "Incelbergs" conformada por rocas del Complejo Migmatítico de Mitú. Mosaicos de Radar Escala 1:1.000.000	22
5.	Diagrama $K_2O - Na_2O - CaO$ de rocas del Complejo Migmatítico de Mitú.	25
6.	Complejo Migmatítico de Mitú. Microfotografía de la anfibolita en la confluencia de los ríos Querarí y Vaupés, probablemente metabasalto	26
7.	Complejo Migmatítico de Mitú. Microfotografía de la cuarcita con epidota, piamontita y allanita en el curso bajo del Río Guainía	28
8.	Complejo Migmatítico de Mitú. Microfotografía de la andalusita y sillimanita en neis aluminico del Río Guainía	31

	<u>Página</u>
9. Aspecto de un afloramiento de las facies graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú, en el curso bajo del Río Inírida	82
10. Complejo Migmatítico de Mitú. Microfotografía de la microclina poikilítica, claro ejemplo de metasomatismo donde el feldespató de potasio reemplaza una paragénesis preexistente	32
11. Comparación de la relación K-Na en el promedio de las facies graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú y los diferentes tipos de granito geoquímicamente separados por Tauson y Koslov (1972) en la región del Altai parte oriental de la U.R.S.S.	34
12. Comparación de la relación K-Na entre rocas del Complejo Migmatítico de Mitú y rocas magmáticas del Area Amazónica	35
13. Comparación de la relación K/Rb en el promedio de las facies graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú y los diferentes tipos de granito geoquímicamente separados por Tauson y Koslov (1972) en la región del Altai parte oriental de la U.R.S.S.	36
14. Comparación de la relación K/Rb entre rocas del Complejo Migmatítico de Mitú y rocas magmáticas del Area Amazónica	37
15. Comparación de la relación Ba/Rb en el promedio de las facies graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú y los diferentes tipos de granito geoquímicamente separados por Tauson y Koslov (1972) en la región del Altai parte oriental de la U.R.S.S.	38
16. Comparación de la relación Ba/Rb entre rocas del Complejo Migmatítico de Mitú y rocas magmáticas del Area Amazónica	39
17. Comparación de la relación Li x 1.000-K en el promedio de las facies graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú y los diferentes tipos de granito geoquímicamente separados por Tauson y Koslov (1972) en la región del Altai parte oriental de la U.R.S.S.	40
18. Comparación de la relación Li x 1.000-K entre rocas del Complejo Migmatítico de Mitú y rocas magmáticas del Area Amazónica	41
19. Comparación de la relación F-Li en el promedio de las facies graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú y los diferentes tipos de granito geoquímicamente separados por Tauson y Koslov (1972) en la región del Altai parte oriental de la U.R.S.S.	42
20. Comparación de la relación F-Li entre rocas del Complejo Migmatítico de Mitú y rocas magmáticas del Area Amazónica	43
21. Complejo Migmatítico de Mitú. Microfotografía de dos generaciones de microclina en los Neises de Araracuara.	44
22. Desarrollo de estructura agmática en rocas del Complejo Migmatítico de Mitú. Confluencia de los ríos Querarí y Vaupés.	47
23. Estructura surreítica o de dilatación en rocas del Complejo Migmatítico de Mitú. Confluencia de los ríos Querarí y Vaupés.	47

24.	Desarrollo de estructura ptigmática en rocas del Complejo Migmatítico de Mitú. Río Querarí	48
25.	Estructura estromática en rocas del Complejo Migmatítico de Mitú. Cercanías al caserío de Manacacías, en el Alto Guainía.	48
26.	Formación La Pedrera. Microfotografía del contacto entre meta-arenisca y shale arenoso con un metamorfismo incipiente	48
27.	Formación Roraima. Microfotografía del desarrollo de micas sin orientación preferencial en meta-areniscas del Miembro inferior	54
28.	Granófiros del Tijereto. Microfotografía del intercambio gráfico entre ortoclase y cuarzo, textura relativamente común en dicha unidad geológica	56
29.	Formación Piraparaná. Derrames de lava riodacítica en la localidad de Yaca-Yaca, margen derecha del Río Vaupés	57
30.	Formación Piraparaná. Aspecto de un afloramiento de rocas volcanoclásticas a orillas del Río Piraparaná	58
31.	Diques de diabasa cruzando rocas del Complejo Migmatítico de Mitú, en la región del Río Piraparaná	60
32.	Diagrama $[Fe^{++} + Fe^{+++}] - [Na + K] - Mg$ de las rocas ígneas básicas y granófiros.	60
33.	Diques diabásicos. Microfotografía de textura subofítica desarrollada en diabasa del Caño Cuduyarí	62
34.	Estratificación horizontal de las areniscas en la Formación Araracuara. Región del Alto Inírida.	62
35.	Columna estratigráfica de la Formación Araracuara	63
36.	Sienita Nefelínica de San José del Guaviare. Microfotografía de fenocristal de nefelina con cancritina y biotita.	65
37.	Aspecto de un afloramiento del Terciario Superior Amazónico. Arcillas con niveles carbonáceos. Cercanías a la desembocadura del Río Piraparaná en el Apaporis	67
38.	Terciario Superior Amazónico. Capa del hierro oolítico de Mitú depositado discordantemente sobre rocas del Escudo de Guayana	68
39.	Curvas acumulativas de arenas pleistocénicas de la región del Río Atabapo . . .	69
40.	Curvas acumulativas de arenas pleistocénicas de la región del Río Atabapo . . .	70
41.	Curvas acumulativas de arenas pleistocénicas de la región del Río Atabapo . . .	71
42.	Curvas acumulativas de arenas pleistocénicas de la región del Río Atabapo . . .	72
43.	Modelo de curvas granulométricas de arenas fluviales y eólicas según Krumbein y Sloss (1958).	73
44.	Depósito Cuaternario. Arena de probable origen eólico, retrabajada por acción fluvial. Región del Río Negro.	74

Página

45.	Rosetas de lineamientos y fracturas en rocas de la Amazonía Colombiana . . .	75
-----	--	----

PLANCHA

1. Mapa Geológico de la Amazonía Colombiana, Escala 1:1.500.000 (cuatro hojas en bolsillo).

CUADROS

1.	Resultados de análisis químicos en rocas del Complejo Migmatítico de Mitú y rocas magmáticas del Area Amazónica	30
2.	Relación de las concentraciones de elementos en rocas del Complejo Migmatítico de Mitú y rocas magmáticas del Area Amazónica	33
3.	Relación de las concentraciones de elementos en granitos de la URSS y su clasificación según su génesis	33
4.	Resultados de análisis químicos en limolitas de la Formación Araracuara	64
5.	Resultados de análisis químicos en muestras de hierro oolítico de la región de Mitú	82

* * *

RESUMEN

La cartografía geológica regional contenida en este trabajo corresponde a un área de 380.000 km² en la Amazonía Colombiana, situada en la parte suoriental de la República de Colombia, limítrofe con Venezuela, Brasil y Perú.

La geología aquí descrita hace parte del programa investigativo multidisciplinario que desde 1974 efectúa el Proyecto Radargramétrico del Amazonas, "PRORADAM", en el suroriente del país, cuyo objetivo es la evaluación de sus recursos naturales. En el aspecto geológico se efectúa la interpretación sistemática de imágenes de radar, con verificaciones de campo, tendientes a establecer las diferentes unidades litológicas presentes en el área.

Un bosquejo geomorfológico de la región fue realizado con base en la radarinterpretación, dividiéndose el área en cuatro unidades geomorfológicas mayores designadas como: Provincias de paisajes de origen estructural, de origen denudativo y sistemas de terrazas y de paisajes aluviales.

Cronológicamente se reconocen las siguientes unidades geológicas, partiendo de las más antiguas: Complejo Migmatítico de Mitú, Formación La Pedrera, Formación Roraima, Granófiros del Tijereto, Formación Piraparaná, Diques Diabásicos, Formación Araracuara, Sienita Nefelínica de San José del Guaviare, Terciario Inferior Amazónico, Terciario Superior Amazónico y Depósitos Cuaternarios. Estas unidades con la excepción de la Formación Roraima y la Sienita Nefelínica de San José del Guaviare, se proponen en este trabajo como nuevas unidades estratigráficas.

El Complejo Migmatítico de Mitú comprende metasedimentarios arenáceos y pelíticos, metaígneos básicos y cuarzofeldspáticos, blastomilonitas y granitos migmatíticos, estos últimos con una composición que varía desde alaskita hasta monzonita. La edad del complejo es precámbrica y constituye parte del Escudo de Guayana.

La Formación la Pedrera consiste en una secuencia de sedimentos precámbricos arenosos - pelíticos, plegada y sometida a metamorfismo incipiente. Predomina am-

pliamente la facies arenosa sobre la pelítica, presentándose siempre una intercalación entre las dos.

La Formación Roraima está integrada por una espesa secuencia precámbrica plegada, con un segmento inferior constituido por conglomerados, areniscas conglomeráticas, cuarcitas, areniscas y shales y un segmento superior conformado por un segundo conglomerado y una gruesa columna de ortocuarcitas.

Los Granófiros del Tijereto, presentan una composición variable en una serie de afloramientos aislados desde el Río Vaupés hasta el Caquetá, al oeste de la Formación Piraparaná.

La Formación Piraparaná consiste en una secuencia vulcanosedimentaria compuesta por piroclásticos, sedimentos rojos y lavas riódacíticas de edad precámbrica, presentes en un amplio arco del Río Vaupés al Caquetá.

Los Diques Diabásicos aparecen intruyendo rocas del Complejo Migmatítico de Mitú y la Formación Pedrera; algunos de los diques que se encuentran en el Río Piraparaná son de carácter básico alcalino.

La Formación Araracuara está compuesta por un conglomerado basal y una secuencia de areniscas, areniscas glauconíticas y en menor proporción arcillolitas. Presenta algunos fósiles que han permitido su datación como paleozoica. Aflora en una amplia zona en la parte central de la Amazonía Colombiana.

La Sienita Nefelínica de San José del Guaviare, de edad paleozoica, aflora en un pequeño sector al oeste de la mencionada población y probablemente en la región del Cerro Cumare en la Intendencia del Caquetá.

Los sedimentos del Terciario Inferior Amazónico están constituidos por arcillas azules con lamelibranquios observados en la parte sur del área.

La secuencia que en este informe se designa como Terciario Superior Amazónico, presenta en su base un conglomerado con cemento ferruginoso y abundantes concreciones de marcasita, localmente acumu-

laciones de hierro oolítico y siderita; sobre éste aparecen arcillas rojizas con lignitos y areniscas poco consolidadas.

Los *Depósitos Cuaternarios* están constituidos por arenas de posible origen eólico, terrazas y aluviones recientes.

El fracturamiento del Escudo presenta dos direcciones principales que varían de NNE a NW. Las estructuras sedimentarias precámbricas aparecen plegadas y fracturadas, con una orientación general NNW - NW. El resto de las estructuras se caracteriza por su disposición horizontal.

En lo referente a Geología Económica, es necesario anotar la ausencia de los dos tipos de yacimientos más importantes en la era precámbrica de todo el mundo, las taconitas y los sulfuros masivos asociados a cinturones de rocas básicas. Así, el interés que presenta la parte colombiana del Escudo de Guayana, se dirige más hacia los radioactivos en sedimentos clásticos y al hierro sedimentario reciente.

ABSTRACT

This paper presents the results of a regional geologic reconnaissance carried out as part of a multi-disciplinary programme known as Proyecto Radargramétrico del Amazonas (PRORADAM); the project was initiated in 1974.

The survey area consists of approximately 380.000 km² in the Amazonas District of southeastern Colombia bordering on Venezuela, Brazil and Peru.

A side looking radar (SLAR) interpretative base was field checked to establish the distribution control over the main lithological and morphological units encountered

Eleven distinct lithologic units ranging in age from precambrian migmatites of the Guyana Shield to quaternary alluvial deposits were identified. In addition, four main geomorphological units were defined.

Of possible economic importance in the Colombian part of the Guyana Shield can be aimed to radioactives in detritic sediments of the Precambrian age; local accumulations of oolitic iron oxide and siderite were

observed in the upper Tertiary basal conglomerates.

0. INTRODUCCION

0.1. PROPOSITOS Y OBJETIVOS

La Cuenca Amazónica Suramericana tiene una extensión de casi 7 x 10⁶ km² distribuida entre Brasil, Venezuela, Colombia, Perú y Bolivia, ocupando más del 35% de todo el territorio de América del Sur. El 5.42% de este vasto territorio le corresponde a Colombia.

El estudio geológico de la Amazonía Colombiana formó parte del programa de investigación multidisciplinaria desarrollado a partir de 1974 por el Proyecto Radargramétrico del Amazonas, "PRORADAM", a fin de efectuar una evaluación preliminar de los recursos naturales renovables y no renovables de esa región del país.

PRORADAM fue creado mediante acuerdo realizado conjuntamente entre el Instituto Geográfico "Agustín Codazzi", el Ministerio de Defensa Nacional y el Centro Interamericano de Fotointerpretación "CIAF"; con la participación del Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras "Ingeominas", el Instituto Nacional de la Reforma Agraria "Incora" y el Instituto de Desarrollo de los Recursos Naturales "Inderena". En la fase final del proyecto se contó con la asistencia de la Dirección de Cooperación Técnica de Holanda "DITH".

Las investigaciones geológicas estuvieron coordinadas por el Ingeominas, con la colaboración de geólogos del CIAF en la fase final.

El objetivo del estudio geológico fue el de complementar el mapa geológico del país y evaluar en forma preliminar los posibles recursos minerales existentes en el área.

Este informe se refiere a los trabajos adelantados desde marzo de 1974 hasta febrero de 1979.

0.2. METODOS DE TRABAJO

Para el estudio, se utilizaron como base mosaicos semi-controlados de radar de visión lateral SLAR, obtenidos por la Interna-

tional Aero-Service Corporation durante los meses de octubre y noviembre de 1973, a un costo de U.S.\$ 2.65 por km². El área cubierta fue de 380.000 km² aproximadamente, distribuida en 68 mosaicos en escala 1:200.000 (Fig. 1).

La International Aero-Service Corporation utilizó como sistema aéreo una aeronave Caravelle Jet de dos turbinas, a una velocidad de 800 km por hora y altura de 12.500 m, utilizando el sistema de apertura sintética operando en la banda X. La dirección de vuelos fue norte-sur con la visada de radar siempre hacia el occidente a intervalos de 7,5 minutos geográficos, asegurando un traslado de 52 a 60 %.

El ancho de la faja para cada visada de radar fue de 37 km, con ángulos de depresión de 15° y 39°. La imagen de radar obtenida fue de tipo "Ground Range" con escala original 1:400.000, compilándose en mosaicos a partir de fajas "Far Range" en escala 1:200.000, con cuadrángulos adecuados para el uso del sistema de coordenadas geodésicas Gauss-Kruger.

A partir de la interpretación de los mosaicos de radar, se obtuvo un mapa base de drenaje sobre el cual se transfirió la interpretación geológica. Estas interpretaciones fueron chequeadas en el campo; se obtuvieron finalmente 11 planchas en escala 1:500.000 (Fig. 1). Para algunas pocas zonas se dispuso de fotografías aéreas en escala 1:60.000. En el presente informe se incluye el mapa geológico de la Amazonía Colombiana (en 4 hojas) a escala 1:1.500.000.

El trabajo de campo se llevó a cabo en distintas épocas del año, haciendo énfasis en el período comprendido entre los meses de noviembre - febrero (período de menor pluviosidad en el área). El trabajo se efectuó mediante chequeos de afloramientos, principalmente a lo largo de los ríos y caños, utilizando embarcaciones con motor fuera de borda, y mediante picas o trochas abiertas hacia las zonas con topografía positiva.

Debido al difícil acceso a gran parte de la región amazónica colombiana, los diferentes puntos de control obtenidos en el campo sirvieron para hacer extrapolaciones de las diferentes unidades geológicas, cartografiadas con base en la radarinterpretación.

Se recolectaron alrededor de 1.500 muestras de roca, de las cuales se presentaron cerca de 480 secciones delgadas. Se efectuaron análisis químicos para roca y se llevó a cabo un análisis estadístico mediante el registro digital de microlineamientos morfológicos, especialmente en el área del Escudo de Guayana. En 45 sitios de muestreo se recolectaron ejemplares especiales de roca para datación isotópica, cuyos resultados finales se darán a conocer en posterior publicación.

Las secciones delgadas y análisis químicos fueron elaborados por las secciones de Petrografía y Química Inorgánica del Ingeominas. El análisis digital de microlineamientos se llevó a cabo en la División de Cartografía Automática del IGAC y los análisis de datación isotópica fueron realizados en el Laboratorium Voor Isotopen-Geologie en Amsterdam, Holanda.

0.3. TRABAJOS ANTERIORES

No ha sido ejecutado trabajo alguno sobre la geología general de la Amazonía Colombiana; solamente breves referencias generales se han hecho por autores como Oppenheim, V. (1942), Hubach, E. (1954) y Gansser, A. (1954).

Van der Hammen, T. (1952) realizó una exploración en un sector del Río Apaporis, entre el sitio Soratama y el raudal La Playa, a fin de recoger polen de plantas recientes para fines palinológicos y hace referencias a la geología de las mesas ubicadas al nororiente de la desembocadura del Río Cananari en el Apaporis.

Pinson, et al. (1962) hace referencia a la geología de la parte occidental del Escudo de Guayana en Colombia, al efectuar dataciones isotópicas por los métodos K/Ar y Rb/Sr en la Sienita Nefelínica de San José del Guaviare y en granitos del Río Guaviare.

Vesga y Castillo (1972) en su reconocimiento geológico y geoquímico preliminar del Río Guaviare, estudiaron en detalle por vez primera un sector de la Amazonía Colombiana, proponiendo formalmente los nombres de Sienita Nefelínica de San José del Guaviare al cuerpo intrusivo que aflora al suroccidente de esa población y el de Cuarzomonzonita de Iteviare, correspondiendo esta última, de acuerdo a nuestro trabajo, a

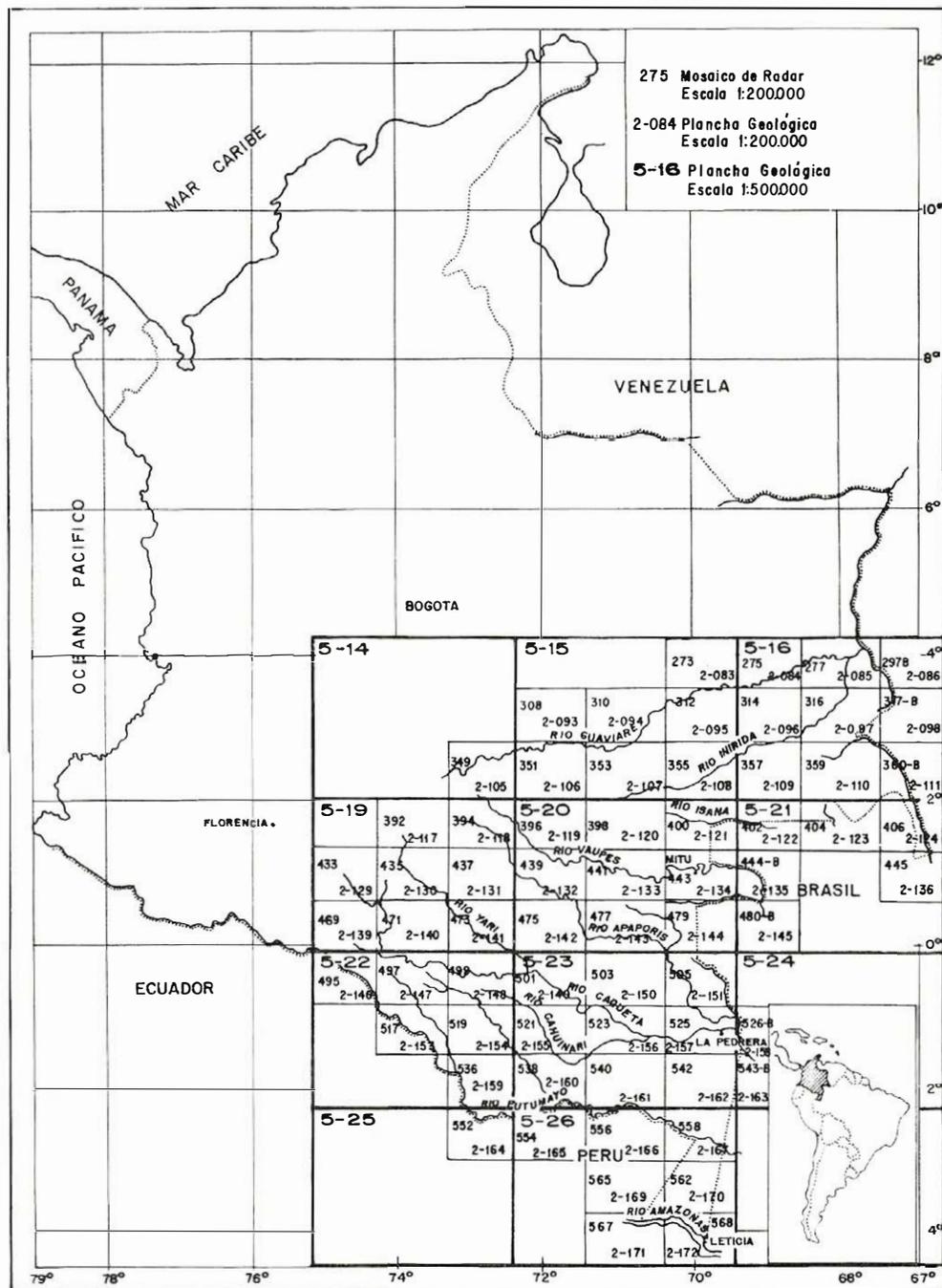


FIGURA 1. Mapa de localización del Proyecto Radargramétrico del Amazonas, con distribución de mosaicos de radar y de planchas geológicas, escala 1:5.000.000.

una de las facies granitoides del Complejo Migmatítico de Mitú. Describen además las areniscas de Raudales de Itaviare y de San José, inclinándose por una edad Peleozoico inferior, equivalentes en este informe a la Formación Araracuara. La importancia del trabajo de Vesga y Castillo (1972) radicó también en que sirvió como guía de carácter organizativo y técnico para todas las disciplinas, durante las comisiones de campo.

Por último, Quintero, R. (1976) en un informe inédito, describe algunos aspectos geológicos sobre la región Vaupés-Caquetá.

El primer bosquejo geológico de la Amazonía Colombiana aparece en el mapa titulado "Geognostische Verhältnise des Westlichen Colombien" elaborado por Karsten, H. (1856). El mismo autor en 1886 elabora la "Equisse d'une carte de la constitution geologique de la Colombie". En ambos trabajos el autor hace una vaga delimitación de las rocas plutónicas de la Amazonía.

Probablemente el primer mapa que muestra la geología de la Amazonía Colombiana, es el Mapa Geológico de Colombia de 1944, compilado por el Servicio Geológico Nacional a escala 1:2'000.000. Una edición revisada de éste, compilada por E. Hubach y L. Radelli con la cooperación de H. Bürgl, fue publicada a escala 1:1'500.000 en 1962, apareciendo en éste la geología de la Amazonía mucho más generalizada que en el anterior.

Compilaciones posteriores fueron hechas en el Mapa Geológico de Colombia de 1976, elaborado por la firma Geotec a escala 1:1'000.000 y en el Mapa Geológico de Colombia en 1976 del Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras, a escala 1:1'500.000.

0.4. GEOGRAFIA

0.4.1. LOCALIZACION Y ACCESO

El área de estudio se encuentra localizada en la zona suroriental del país, entre los 4° N y 4° S de latitud y entre 67° y 75° de longitud Oeste de Greenwich, en los límites con Venezuela, Brasil y Perú, con una extensión aproximada a 380.000 km² (Fig. 1).

En esta región es posible el acceso por vía aérea a los poblados más importantes como son: Leticia, capital de la Comisaría del Amazonas, con un terminal aéreo con pista asfaltada de 2.000 metros, San José del Guaviare, Puerto Inírida y Mitú, capitales de las comisarías del Guaviare, Guainía y Vaupés respectivamente, con pistas no asfaltadas de 1.800 m. La Pedrera, Miraflores, San Felipe, Pacoa y Araracuara son poblados de menor importancia, con pistas no asfaltadas menores de 1.200 m.

El acceso por tierra solo es posible a través de las zonas noroccidental y centro-occidental del área. En la primera zona, utilizando el carretable Villavicencio - Granada - Puerto Lleras - Candilejas - Puerto Arturo, en un trayecto aproximado de 480 km, pavimentado solamente en el trayecto Villavicencio - Puerto Lleras. El poblado Puerto Arturo está situado en la margen izquierda del Río Guaviare, siendo necesario el transporte fluvial en planchón para llegar a San José del Guaviare.

También es posible el acceso utilizando el carretable Villavicencio - Puerto Leticia - Puerto López - Puerto Gaitán - Mapiripán, ésta última localidad situada en el Río Guaviare, 100 km al este de San José del Guaviare. El carretable tiene una longitud aproximada de 580 km y solo está pavimentado el trayecto Villavicencio - Puerto Leticia.

Los dos carretables anteriormente descritos, corren sobre terrenos suavemente ondulados, que son transitables únicamente en época de verano.

En la región centro-occidental el acceso al área se puede hacer utilizando el carretable Florencia - Puerto Rico - San Vicente del Caguán, pero solo transitable en época de verano debido a la falta de un puente sobre el Río Guayas, o mediante el carretable Neiva - Algeciras - San Vicente del Caguán.

A pesar de la gran extensión de la Amazonía Colombiana, dentro de la misma existen muy pocos carretables que comuniquen a sus diferentes poblados. De San José del Guaviare hacia el sur, hay un carretable hasta la localidad de Calamar, por un

trayecto de 60 km y otro hacia el occidente, hasta la localidad del Retorno, por un trayecto de 80 km.

En la Comisaría del Vaupés se está construyendo el carreteable Mitú - Monfort; ésta última población está localizada en la frontera con el Brasil; el trayecto tendrá una longitud aproximada de 80 km. En la Comisaría del Amazonas, el carreteable en construcción Leticia - Taracapá, con una longitud aproximada de 150 km, comunicará a los ríos Amazonas y Putumayo, pero solo es transitable hasta el momento por 25 km. Por último, existe el carreteable La Tagua-Puerto Leguizamo en la Intendencia del Putumayo, con una longitud de 25 km, que comunica a los ríos Caquetá y Putumayo.

A partir de los poblados con aeropuerto o terminal de un carreteable, el acceso al resto de la región amazónica solo es posible mediante los ríos y caños (afluentes menores), generalmente en embarcaciones menores con motor fuera de borda.

En algunos ríos, principalmente aquellos que corren sobre zonas del Escudo, la navegación es difícil y peligrosa debido a la presencia de caídas de agua, conocidas indistintamente en la región como raudales, cachiveras o rápidos. Para evadir estos obstáculos se utilizan los "varadores" (senderos o trochas), muchas veces hasta de 2 km de longitud, por donde hay que arrastrar las embarcaciones. El anterior método también se utiliza para comunicar las cuencas de los ríos, unas con otras.

0.4.2. CLIMA E HIDROGRAFIA

La región amazónica suramericana está considerada como una de las regiones de más alto índice pluviométrico de la tierra. Según Salati, et al. (1977), el vapor de agua de la región sufre un reciclaje debido a la importante participación del bosque en la manutención de la lluvia local. El bosque contribuye aproximadamente con el 50% de esta lluvia y el resto del vapor de agua es transportado a través de los vientos, que soplan del Océano Atlántico hacia el continente durante todo el año. Según este estudio, en el período enero - marzo la faja de máximos valores de precipitación se extiende entre los paralelos 0° - 10° sur, originándose a partir de esta época un aumento progresivo de la pluviosidad hacia el Hemisferio Norte. Du-

rante el período junio - septiembre se dan los valores menores de precipitación para la parte sur de la Amazonía Suramericana.

Lo anterior, coloca al área amazónica colombiana como una de las más lluviosas de todos los países amazónicos, siendo el período de lluvias casi constante durante todo el año, con cortas interrupciones entre noviembre y febrero.

El clima de la Amazonía Colombiana es tropical húmedo. Según los climogramas obtenidos a partir de los parámetros meteorológicos de las estaciones del Himat situadas en Mitú, Puerto Inírida y Leticia (DOMINGUEZ, C. A., 1976) y de datos meteorológicos de la estación de San Carlos del Río Negro, Venezuela (FREILE, J. A., 1968) la precipitación media anual es de 3.500 mm, siendo el período de mayor precipitación el de abril - junio. La temperatura media anual es de 26°C, más cálida en octubre y noviembre, con máximas que no sobrepasan los 35°C y más fresca en julio, con mínimos extremos que fluctúan entre 20 y 25°C.

La hidrografía del área está regida por dos cuencas principales de drenaje, las de los ríos Amazonas y Orinoco, que se comunican entre sí en territorio brasilero, a través del Río Casiquiare.

Los caños o corrientes menores de agua de la zona septentrional, fluyen al este o noreste hacia el Río Orinoco, por vía de los ríos Guayabero, Guaviare, Inírida, Atabapo, Guasacavi, afluente del Atabapo y Papuná afluente del Inírida.

Las corrientes del centro fluyen hacia el sureste para desembocar al Río Negro (principal afluente del Amazonas) por vía de los ríos Guainía, Isana, Vaupés, Querari, Papurí y Cuduyarí, estos tres últimos, afluentes del Vaupés.

En la zona meridional las corrientes menores también fluyen hacia el Amazonas, por vía del Río Apaporis con sus afluentes los ríos Traira o Taraira, Piraparaná, Cananarí y Tunia, por los ríos Cahuarí, Yari, Caguán y Ortegua, todos ellos afluentes del Caquetá, y por vía de los ríos Igaraparaná y Cotuhé, afluentes del Putumayo.

Los ríos y caños que corren sobre el Escudo de Guayana, se caracterizan por que sus aguas presentan una coloración negra y drenan además las zonas bajas de arenas blancas, conociéndose con el nombre genérico de "ríos negros del Amazonas".

Según Medina, E. (1978), la coloración de las aguas se debe a la presencia de ácidos fúlvicos (húmicos) en solución, derivados de la descomposición incompleta de la materia orgánica. La existencia de estos ácidos en solución es posible por la extrema pobreza de las aguas en cationes divalentes o trivalentes, especialmente calcio.

Las zonas que drenan los "ríos negros del Amazonas", son notables por la pobreza en la vegetación, por la reducción de vida bacteriana y organismos planctónicos y aún por la ausencia de mosquitos.

A diferencia de lo anterior, los ríos que fluyen a través de zonas diferentes a la del Escudo, tienen una coloración amarillenta, transportan gran cantidad de sedimentos y contienen mayor existencia de vida orgánica. En esas zonas el desarrollo de la vegetación es más exuberante. Muchos de estos ríos se constituyen en las más importantes vías para la investigación, debido a la ausencia o poca cantidad de raudales.

0.5. AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la colaboración prestada por los geólogos Víctor Pérez, Julio Rodríguez y Primitivo Ruge, integrantes del INGEOMINAS y a los geólogos del CIAF señores Eduardo Van Es y Robert Soeters quienes aportaron valiosa información a partir de sus trabajos de campo. Nuestros agradecimientos al geólogo Rodolfo Franco, integrante del CIAF, por su colaboración en la radarinterpretación de la geología en un sector de la Comisaría del Vaupés.

Nuestro reconocimiento a Enrique Velásquez y Alfonso Herrera, estudiantes del Departamento de Geología de la Universidad Nacional de Colombia, debido a su participación en el estudio estratigráfico de la Formación Araracuara, en el área del corregimiento del mismo nombre.

Los autores quieren expresar también sus agradecimientos a los miembros de las Fuerzas Armadas de Colombia, como también a los pobladores de la región amazónica, por su apoyo en la movilización de las diferentes comisiones de campo.

Agradecemos a los doctores Carlos Jairo Vesga, Francisco Zambrano y Fernando Etayo por la lectura crítica del manuscrito.

1. GEOMORFOLOGIA

1.1. GENERALIDADES

Un bosquejo geomorfológico de la región amazónica colombiana fue realizado con base en la interpretación de los mosaicos de radar y de algunas notas obtenidas a partir de los trabajos de campo.

Características principales de los mosaicos de radar como tono y textura, su expresión morfológica, drenaje, topografía y disección, sirvieron para distinguir cuatro unidades geomorfológicas mayores con características propias y que son designadas como: Provincia de Paisajes de Origen Estructural, Provincia de Paisajes de Origen Denudativo, Sistema de Terrazas y Sistema de Paisajes Aluviales.

1.2. PROVINCIA DE PAISAJES DE ORIGEN ESTRUCTURAL

Ocupa casi el 30% de la región amazónica colombiana y se distingue por su carácter montañoso, con un predominio de mesas y serranías constituidas por rocas sedimentarias de las formaciones Araracuara, Roraima y Pedrera, además de montes - islas o "inselbergs" tallados en rocas graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú, y de colinas bajas conformadas por rocas volcánico-sedimentarias de la Formación Piraparaná. Los niveles altimétricos de esta provincia varían aproximadamente de 100 a 900 m sobre el nivel circundante.

1.2.1. UNIDAD DE MESAS

Aparecen localizadas en la parte central de la Amazonía Colombiana, formadas por areniscas tabulares cuarcíticas con niveles arcillosos hacia su base, por lo general de posición horizontal con leves inclinaciones

que dan lugar en algunos casos a pendientes estructurales muy largas. El drenaje en general es extenso, con patrón rectangular de densidad media a baja. La disección es fuerte originando valles en U, estrechos y profundos. Conforman un relieve topográfico que varía entre 80 y 220 m sobre la superficie circundante. Esta unidad la constituyen rocas pertenecientes a la Formación Aracua-ra, de edad paleozoica (Figs. 2 y 2a).

1.2.2. UNIDAD DE SERRANIAS

Se encuentra localizada en la esquina nororiental y la parte suroriental de la Amazonía Colombiana; corresponde a la secuencia sedimentaria precámbrica de la Formación Roraima. Se caracteriza por la presencia de una topografía montañosa con alturas que varían entre 200 y 900 m, alargada fuertemente disectada y plegada, conformando amplias estructuras de núcleos erodados, cuyos flancos están limitados por fallas o lineamientos radargeológicos (que podrían estar indicando fallas) paralelos al rumbo de esas estructuras (Figs. 3 y 3a).

1.2.3. UNIDAD DE MONTES ISLAS

Aparece en la parte centro-oriental y nororiental de la Amazonía, con una distribución muy irregular. Se caracteriza por la presencia de cerros aislados o "inselbergs" remanentes de una etapa de peneplanación con alturas que varían de 100 a 300 metros, con terminaciones redondeadas y pendientes abruptas.

Por lo general carecen de vegetación y en sus flancos presentan acanaladuras verticales de dimensiones centimétricas. Al sur de Mitú estas formas se agrupan dando la impresión de ser un macizo fuertemente disectado. Esta unidad está compuesta por rocas graníticas precámbricas, pertenecientes al Complejo Migmatítico de Mitú que constituye el Escudo de Guayana (Fig. 4).

1.2.4. UNIDAD DE COLINAS BAJAS

Se encuentra localizada en la margen oriental del Río Piraparaná. Consiste en colinas alargadas, agudas, bajas y con pendiente occidental corta, muy disectadas y afectadas por fallas transversales. El drenaje es superficial y persistente, con una densidad muy baja lo que impide definir un patrón característico. Representa rocas volcano-

sedimentarias pertenecientes a la Formación Piraparaná de edad precámbrica.

1.3. PROVINCIA DE PAISAJES DE ORIGEN DENUDATIVO

Comprende una extensa área que ocupa casi el 60% de la Amazonía Colombiana, tornándose en la mayor Provincia Geomorfológica del área de estudio; su contacto geomorfológico solo es nítido con la Provincia de Paisajes de Origen Estructural debido principalmente al desnivel altimétrico existente entre ambas provincias.

En general la Provincia de Paisajes de Origen Denudativo representa una peneplanicie que de acuerdo a la definición de Davis, W.M. (1889), es una planicie baja, suavemente ondulada, desarrollada por procesos de erosión sub-aérea presumiblemente en el penúltimo estado de un ciclo geomorfológico. Esta provincia presenta ciertas diversificaciones de formas, que hace que se pueda dividir en 3 unidades principales: unidad de colinas redondeadas, unidad de colinas facetadas y unidad de sabanas.

1.3.1. UNIDAD DE COLINAS REDONDEADAS

Se caracteriza en la imagen de radar por que presenta una textura gruesa, rugosa, con formas subredondeadas. El drenaje es externo, persistente, de densidad alta a media, con valles en U poco profundos. Se desarrolla sobre rocas de baja resistencia en las que no se nota estratificación. El fracturamiento presente en ella no es abundante. La unidad aparece en la parte centro-occidental del área y corresponde a sedimentos pertenecientes al Terciario Superior Amazónico, de origen continental.

1.3.2. UNIDAD DE COLINAS FACETADAS

Se caracteriza en la imagen de radar por una textura fina con un drenaje dendrítico muy denso, con valles en V agudos muy poco profundos originando pequeñas colinas agudas y facetadas. Es casi total la ausencia de fracturas en esta unidad. Aparece ubicada en la parte sur y suroccidental del área; está formada por rocas no consolidadas a semiconsolidadas, correspondientes al Terciario Inferior Amazónico, de probable origen marino, o lacustre de agua salobre.



FIGURA 2. Región del interfluvio Vaupés - Guaviare. Unidad de Mesas conformadas por limolitas y areniscas de la Formación Araracuara (zona al norte del Río Inírida). Mosaicos de Radar.



FIGURA 2a. Unidad de Mesas (zona al suroeste de la Figura 2). Mosaicos de Radar.

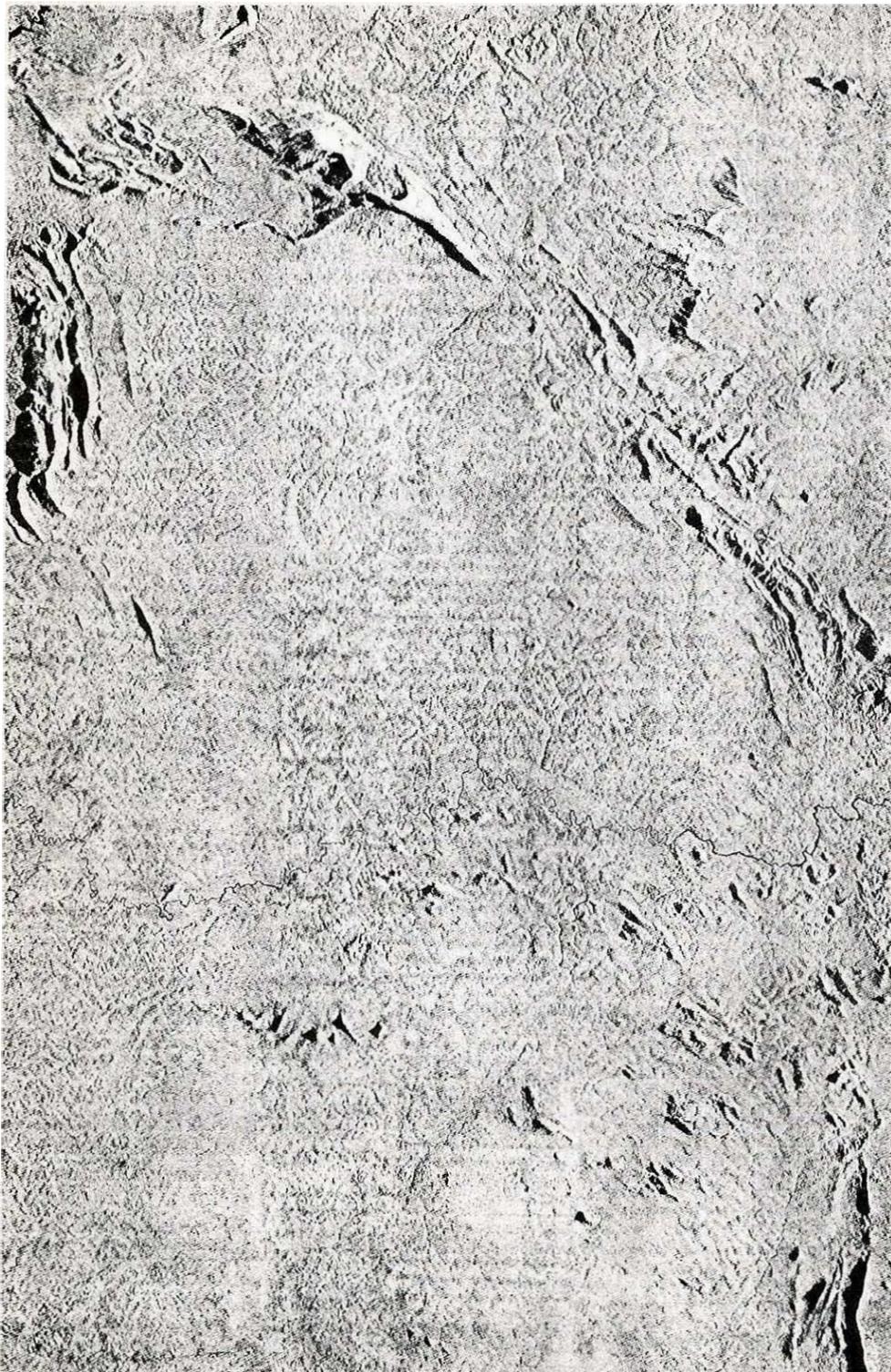


FIGURA 3. Límites con Venezuela y Brasil. Unidad de Serranías constituida por la Formación Roraima (al sur del Río Inírida) Mosaico de Radar.



FIGURA 3a. Unidad de Serranías (Zona al este del área de la Figura 3). Mosaicos de Radar.



FIGURA 4. Región del Río Vaupés. Unidad de Montes Islas o “Incelbergs” conformada por rocas del Complejo Migmatítico de Mitú. Mosaico de Radar.

1.3.3. UNIDAD DE SABANAS

Presenta un drenaje externo persistente, con corrientes que cambian de dirección en ángulo casi recto por lo cual el patrón localmente es subangular; la densidad de éste es media, desarrollando valles en U muy profundos. La resistencia de la roca sobre la cual se desarrolla la unidad es alta y aparece muy fracturada. Sobre esta superficie ocurren áreas inundables de vegetación baja a casi nula, cubiertas por sedimentos arenosos recientes de poco espesor, que en algunas localidades alcanzan hasta los 2 m; exposiciones de estas arenas también son conocidas en las márgenes de los ríos.

La Unidad de Sabanas se encuentra localizada en la esquina nororiental del área y se desarrolla sobre rocas del Complejo Migmatítico de Mitú.

1.4. SISTEMA DE TERRAZAS

Se presenta principalmente en la parte sur de la Amazonía a lo largo de los ríos Amazonas, Caquetá, Apaporis y algunos de sus afluentes principales. El drenaje está en formación muy incipiente, con corrientes principales sinuosas que originan una disecación muy pobre. Se caracteriza además por la presencia de canales antiguos que conforman complejos orillares. Esta geoforma se desarrolla sobre rocas sedimentarias, de grano grueso, poco consolidadas y horizontales, en las que no se nota fracturamiento.

1.5. SISTEMA DE PAISAJES ALUVIALES

El sistema está formado por llanuras fluviales y en algunos lugares por áreas más altas, esporádicamente inundables, que tienen forma aterrazada.

El paisaje aluvial compuesto por sedimentos sueltos arcillosos y limoarcillosos de origen principalmente aluvial, constituye las áreas bajas y planas de la región, con diferencia de pendiente mínimas, permitiendo que los desarrollen corrientes divagantes con meandros fracturados y abandonados, lagunas de forma de herradura y cicatrices de corrientes. La textura es fina y lisa sin ningún tipo de fracturamiento.

Los grandes ríos de la región amazónica colombiana y algunos tributarios principales, al correr por su llanura aluvial

forman meandros o divagan notoriamente, originando lagunas en forma de medialuna y albardones semilunares, indicando así escasa pendiente en el terreno como también una disminución de su nivel de base.

Es característico que estos ríos y principalmente aquellos que corren sobre rocas del basamento, presenten discontinuidad de la llanura aluvial debido a la presencia de rápidos o raudales que en su mayor parte están controlados por fracturas.

2. GEOLOGIA

2.1. GENERALIDADES

El área de estudio cubre la región suroriental del territorio colombiano en los límites con Venezuela, Brasil y Perú, caracterizada por una historia geológica similar a la de áreas aledañas de los países limítrofes y por características estructurales, petrográficas y fisiográficas particulares.

Esta región denominada Amazonía Colombiana, presenta un conjunto tectónico, metamórfico precámbrico, sometido a fallamiento y posteriormente a una etapa de migmatización dando lugar a rocas de aspecto granitoide. A continuación se presenta un régimen geológico de fallamiento y erosión, para dar lugar a la depositación de grandes cuerpos sedimentarios precámbricos, acompañados por nuevos fracturamientos y una última etapa de metamorfismo que afectó en parte a los cuerpos sedimentarios, como también a las rocas del Escudo en su parte occidental, seguido por una nueva blástesis potásica. El último evento magmático de carácter regional durante el Precámbrico, está representado por un volcanismo ácido a intermedio con una subsiguiente sedimentación.

A principios del Paleozoico parece que el área sufre una suave subsidencia, que se acentúa hacia el occidente, presentándose una transgresión marina que dió origen a nuevas depositaciones. Por último ocurre un evento magmático tectónico expresado por la aparición de sienita nefelínica.

A partir de esta última actividad ígnea hay un gran hiato; el área sufre levantamientos con posteriores basculamientos de bloques hacia el sur, con sedimentaciones de

carácter marino o lacustre y continental, ocurridos durante el Terciario.

La cobertura cuaternaria está constituida por depósitos arcillosos y arenosos no consolidados, que recubren gran parte del área principalmente a lo largo de los cursos de agua.

Con el objeto de identificar estos eventos, espacial y temporalmente, el área fue dividida en las siguientes unidades geológicas partiendo de la más antigua:

Complejo Migmatítico de Mitú:

Neises del Atabapo - Río Negro
Granitos Migmatíticos
Neises de Araracuara

Formación La Pedrera
Formación Roraima
Granofiro del Tijereto
Formación Piraparaná
Diques de Diabasa
Formación Araracuara
Sienita Nefelínica de San José del Guaviare
Terciario Inferior Amazónico
Terciario Superior Amazónico
Depósitos Cuaternarios

2.2. PRECAMBRICO

2.2.1. COMPLEJO MIGMATITICO DE MITU

En el presente informe se propone este nombre para representar a las rocas cristalinas que conforman el Escudo de Guayana en territorio colombiano, al sur del Río Guaviare (Pl. I, hojas 1 y 2).

Se observa en un área de aproximadamente 100.000 km², localizada en la Comisaría del Guanía, parte oriental de la Comisaría del Amazonas, conformando el límite occidental del Escudo de Guayana.

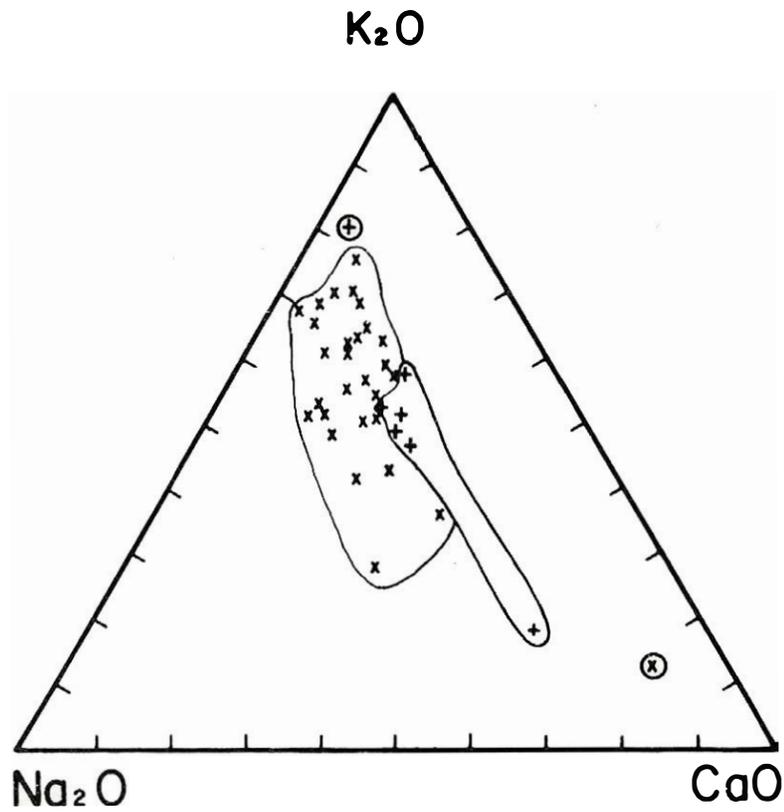
El Escudo de Guayana es una entidad geotectónica de forma elipsoidal, cuyos límites aproximados son: al norte el Río Orinoco, al sur la cuenca del Amazonas, al este el Océano Atlántico y al oeste el límite anteriormente descrito o Cuenca Pericratónica de los llanos (HARRINGTON, 1962). Esta vasta región abarca diversos países como son Venezuela, Brasil, Surinán, República de Guayana, Guayana Francesa y Colombia. Según referencias bibliográficas

este pedazo del cratón ha recibido las siguientes denominaciones: Escudo Orinoquense (OLIVEIRA y LEONARDO, 1943); Escudo Guayanés (CHOUBERT, B., 1957); Escudo Guayanense (BARBOSA y RAMOS, 1959); Escudo Guayanés (IRVING, E., 1971); Escudo de Guayana (BELLIZIA, C., 1972). La denominación Escudo de Guayana ha sido utilizada por la mayoría de los autores.

Como unidad geológica el Complejo Migmatítico de Mitú comprende un conjunto litológico que se originó en los siguientes eventos: sedimentación, vulcanismo y probablemente plutonismo; posteriormente todo el conjunto fue metamorfozado y por último sufrió metasomatismo principalmente potásico que afectó a las metamorfitas, dándole a la mayor parte del conjunto un aspecto granitoide. Solo quedaron algunos remanentes néisicos en sectores tales como la región de Puerto Colombia en el Río Guanía, Bocas del Casiquiare, en la Hoya del Río Negro, en la región de los ríos Atabapo-Guasaquí y en algunos sitios del bajo Vaupés. Aún en estos sitios la mayor parte de las metamorfitas presentan blástesis potásica incipiente.

El anterior fenómeno se puede observar en un diagrama K₂O - Na₂O - Ca₂O (Fig. 5), en el que podemos apreciar una serie de neises de composición intermedia partiendo de una anfibolita hasta la roca granitoide, presentándose en una forma gradual, a diferencia de las relaciones químicas metamórficas - ígneas en procesos típicamente magmáticos. Por último, las rocas graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú fueron afectadas hacia su parte occidental por un proceso metamórfico, seguido de metasomatismo potásico y solo observable en la Intendencia del Caquetá y la Comisaría del Amazonas en una gran franja que se extiende desde la localidad de Araracuara hasta la parte media del Río Mesay.

2.2.1.1. *Neises del Atabapo - Río Negro.* - En este conjunto se incluyen metasedimentarios arenáceos y pelíticos, metaígneos básicos y cuarzofeldespáticos y como caso especial blastomilonitas. No se determinaron facies para dichas metamorfitas ya que con excepción de un par de muestras de cuarcitas y una de anfibolita, todas presentan metasomatismo potásico incipiente evidenciado por crecimientos secundarios de microclina, lo cual hace imposible usar las



- x Granito Migmático
- ⊗ Anfibolita
- + Neis del Atabapo - Rionegro y Bajo Vaupés
- ⊕ Neis de Araracuara

FIGURA 5. Diagrama $K_2O - Na_2O - CaO$ de rocas del Complejo Migmatítico de Mitú.

paragénesis observables para determinar unas posibles condiciones físico químicas durante el proceso metamórfico. Cabe anotar que no se observan indicios de metamorfismo de facies granulita y lo más probable es que el proceso llegara en esta región hasta las subfacies más altas de anfíbolita, probablemente de tipo Abukuma ya que se observaron muestras de metapelíticos con andalusita.

Anfibolitas. - Las anfíbolitas observadas en el Complejo Migmatítico de Mitú se localizan en dos sectores claramente definidos; uno en el Río Vaupés, en los alrededores de Bocas del Querari y de allí aguas abajo hasta el raudal Matapi; el otro está ubicado al occidente de la Sierra de Naquén en Raudal Rayado, curso medio del Río Guainía.

Se presentan en estructuras schollen, agmática y nebulítica (MEHNERT, K., 1971); es notable el hecho de poder apreciar la anfíbolita sin sufrir metasomatismo potásico en las dos primeras estructuras y el fenómeno bastante avanzado en las nebulitas, en las que prácticamente el conjunto constituye un neis cuarzofeldespático con algún porcen-

taje de anfíbol. La dirección más frecuente de la orientación de los cristales de anfíbol es de N10°E en la región del Querari.

En general no se observa un contacto neto entre las anfíbolitas y la roca granítica; el cambio es transicional, característica común en los contactos de los llamados granitos ultrametamórficos o granitos migmatíticos.

Las anfíbolitas presentan textura holocristalina, ligeramente orientada. La composición de estas rocas es simple, y el anfíbol constituye hasta un 60 % de la roca (Fig. 6); sus características ópticas permiten clasificarlo como hornblenda actinolítica, apareciendo en buena parte como pseudomorfo, probablemente de piroxeno. El anfíbol por lo general es euhedral, a veces algo epidotizado y con un pleocroísmo según sus ejes:

X = Amarillo pálido
Y = Verde manzana
Z = Verde azulado pálido

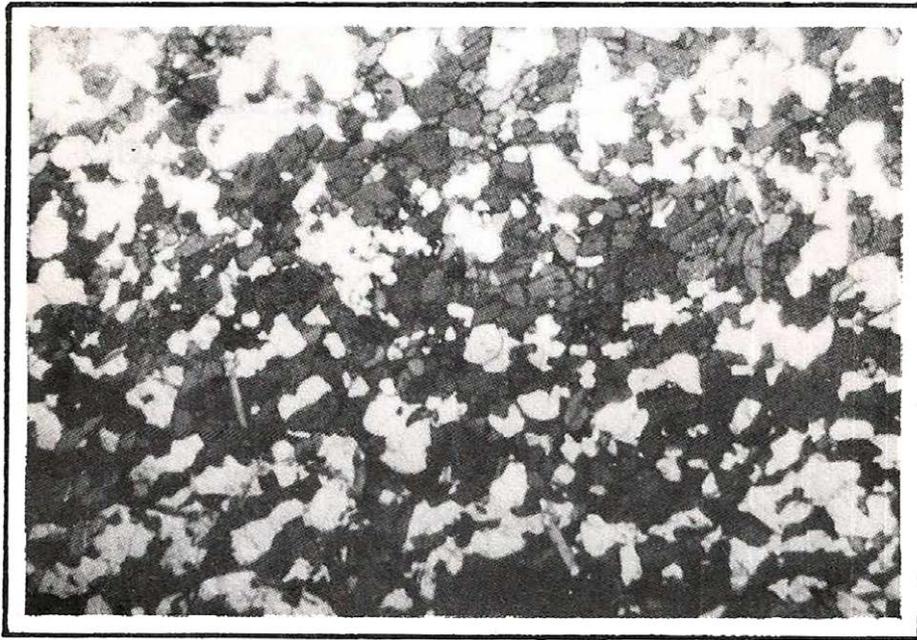


FIGURA 6. Complejo Migmatítico de Mitú. Microfotografía de anfíbolita en la confluencia de los ríos Querarí y Vaupés, probablemente en metabasalto.

En un porcentaje alto (hasta un 60% en algunos sitios) se observa plagioclasa en gran parte saururizada. La composición observada fue principalmente andesina y escasa labradorita, ésta última dudosa, dada la alteración de los cristales.

Se presenta biotita en algunas muestras, llegando a ser hasta un 10% de la roca (Muestra IGM-13127 cerca a la confluencia Río Querari - Río Vaupés). Es curiosa la ausencia de feldespato de potasio en esa y otras muestras de anfíbolita con biotita, por lo que no es fácil explicar la presencia de dicha mica por metasomatismo de potasio.

En la biotita presente en estas anfíbolitas como en las de todo el Complejo Migmatítico de Mitú, son frecuentes las inclusiones ahusadas de minerales del grupo de la epidota. La biotita de las anfíbolitas presenta pleocroismo marrón.

Son característicos como minerales accesorios en las anfíbolitas, la ilmenita y apatito en algunas se observan esfena fuertemente coloreada y zircón.

Como minerales de alteración es posible observar clorita en máficos, epidota en anfíboles y plagioclasa, carbonato en plagioclasas y saururita en plagioclasas.

La composición mineralógica, la composición química (Cuadro 1) de esta metamorfita y la presencia de restos de piroxeno, hacen pensar que se trata de una metabasita; la roca original posiblemente fue un basalto alcalino, por la notoria presencia de biotita y además el contenido de potasio relativamente alto (4% de K_2O) en la roca, sin indicio de feldespaticización.

Neises Anfibólicos. - Se ha denominado así lo que en realidad bien puede considerarse un paso intermedio, entre una anfíbolita y un granito con anfíbol al culminar el proceso metasomático de potasio. Es observable este tipo de neis en cercanías de los sitios donde se presentan anfíbolitas y el cambio a partir de aquellas no es notorio en los siguientes aspectos: aparición de microclina reemplazando parcialmente las plagioclasas; zonamiento de las plagioclasas siendo las aureolas externas sódicas (oligoclasa principalmente); el anfíbol toma un pleocroismo verde azulado hasta azul celeste. En ningún caso se llegó a observar pleocroismo marrón.

Entre los caseríos de Dánaco y Santa Elena en el Río Guainía, se observa una meta-arenisca con anfíbol, parcialmente sometida a blástesis potásica (12% de microclina). Esto indica que algunos neises anfibólicos dentro del área pueden provenir de sedimentos ferruginosos.

Los neises anfibólicos presentan textura holocristalina con notorio bandeamiento. El principal constituyente es el anfíbol (54%) con un pleocroismo según:

X = Amarillo
Y = Verde manzana
Z = Verde azulado

La plagioclasa de composición andesina se encuentra en parte sericitizada y en la mayoría de los casos aparece zonada con las aureolas externas sódicas, principalmente oligoclasa. La microclina aparece en núcleos incipientes, por crecimiento al reemplazar cristales de plagioclasa y el cuarzo se presenta en cristales pequeños, en parte incluidos en otros minerales. Es frecuente observar biotita reemplazando el anfíbol.

Como minerales accesorios se observan esfena, apatito, zircón y en algunos casos pirita. Como minerales de alteración se presentan sericita en plagioclasa y epidota.

Cuarcitas y Neises Cuarzosos. - En amplios sectores dentro del Complejo Migmatítico de Mitú, se pueden observar meta-areniscas y metaconglomerados cuarzosos parcialmente migmatizados.

Son especialmente notorios en la región comprendida entre Puerto Colombia y San Felipe en el Río Guainía y en Caño Chaquita en la cuenca del Río Atabapo, con una lineación N50°W.

Las cuarcitas son observables en una amplia zona, que se extiende desde la cuenca del Río Atabapo hasta el bajo Guainía y en el Caño Guina afluente del Río Inírida.

Granitos, en los cuales hay claros indicios de su origen por feldespaticización de cuarcitas, se encuentran en los alrededores de Mitú, en la región de San Felipe y La Guadalupe en la margen occidental del Río Negro y en casi toda la cuenca del Atabapo.

Los granitos que no presentan feldespatización están compuestos de cuarzo, epidota, biotita verde, plagioclasa. Es común observar muscovita con inclusiones de oligisto en forma de pinceladas. La epidota presenta manchones de piamontita en la zona de Dánaco (bajo Guainía, arriba de las bocas del Casiquiare). También es notoria la presencia de allanita, en parte metamictica (Fig. 7).

En estos metasedimentos es característica la biotita verde. Parece que en sí, la roca original hubiera sido pobre en titanio y magnesio y rica en hierro férrico ya que ese tipo de biotita tiene esas características químicas.

Como minerales accesorios son comunes el zircón y la monacita en granos redondeados; este último mineral es especialmente abundante en cercanías del caserío de Dánaco sobre el Río Guainía.

Estos metasedimentos cuarzosos, parecen ser entre la metamorfitas los que menos se ven afectados por metasomatismo potásico, pues se pueden observar en amplios sectores, sin huellas de dicho fenómeno o en proceso muy poco avanzado.

Aún en rocas con aspecto granitoide que son producto de blástesis en cuarcitas, es posible reconocer su origen, dado que es notorio el redondeamiento de los granos de cuarzo y es característica la presencia de biotita.

La presencia de epidota y/o biotita y en algunos sitios oligisto, nos indica que la roca original fue un sedimento-clástico ferruginoso.

Neises cuarzofeldespáticos.- Se han denominado así a posibles ortoneises compuestos principalmente de plagioclasa, biotita parda en proporción variable y en algunos casos muscovita. En general siempre aparecen afectados por blástesis potásica.

Fueron observados en la parte baja de la cuenca del Río Vaupés, principalmente en sus afluentes el Río Querari y los caños Yi y Tucunaré, en el Río Papurí en el caserío Santa María y en el Raudal Tigre. Se observaron también en la desembocadura del Caño Garza en el Río Atabapo, en el caserío Dánaco en el Río Guainía y en cercanías al corregimiento de San Felipe en el Río Negro.

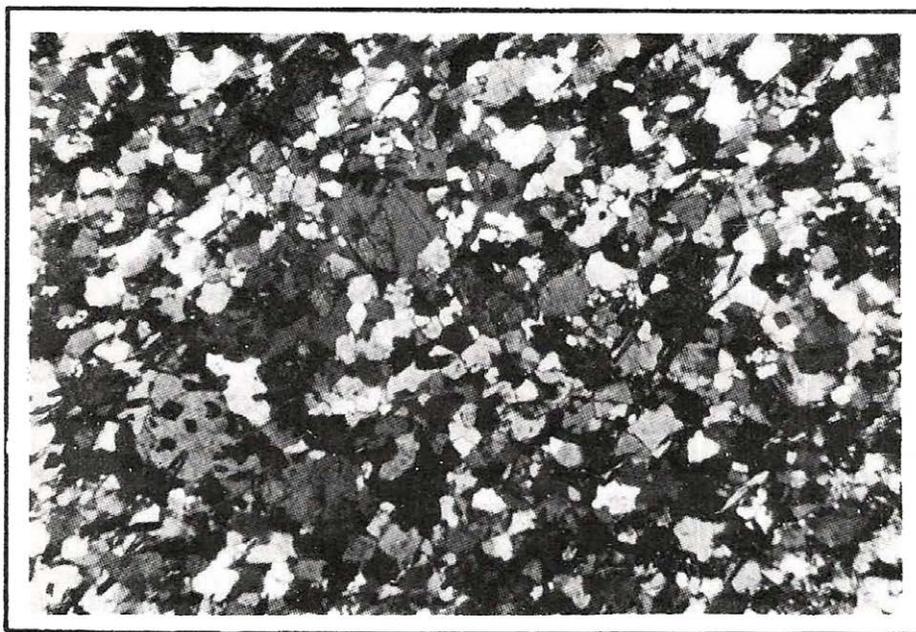


FIGURA 7. Complejo Migmatítico de Mitú. Microfotografía de cuarcita con epidota, piamontita y allanita en el curso bajo del Río Guainía.

En la parte inferior del curso del Río Apaporis, aguas arriba del raudal del Puerco, lo mismo que en el bajo Piraparaná y en algunas ventanas geológicas en el Río Cuduyarí afluente del Vaupés, se observa una roca de aspecto granitoide en la cual se aprecia microclina, reemplazando ortoclasa; esto puede indicar que en algunos casos la roca feldespaticada pudo ser un metagranito.

Los neises cuarzofeldespáticos presentan textura holocristalina, inequigranular, con marcada orientación. Los cristales de cuarzo (37%) son anhedrales, con recristalización hacia sus bordes y extinción ondulatoria; son comunes las inclusiones de agujas de rutilo.

La plagioclasa (44%), es de composición andesina, aparece parcialmente sericitizada y con bordes mirmekíticos; a veces se encuentra fracturada con sus maclas plegadas. Es característica en estos neises la presencia de plagioclasa zonada, con núcleo de andesina y una aureola de composición aproximada a oligoclasa. En algunos casos la plagioclasa se presenta en fenocristales, lo que hace pensar en una posible textura porfirítica en la roca original.

Microclina (14%) en cristales de forma muy irregular, pertítica, poikilítica, aparece siempre reemplazando plagioclasas especialmente hacia los bordes.

Biotita (9%) aparece en cristales subhedrales, orientados, con pleocroísmo de marrón a amarillo pálido, muy cloritizada con inclusiones ahusadas de epidota y material opaco.

Son comunes como accesorios los minerales de titanio, especialmente ilmenita y esfena.

La composición mineralógica y química (Cuadro 1) hace pensar en una roca de composición tonalítica a granodiorítica o su equivalente volcánico sometido a metamorfismo. En algunos casos puede tratarse de un sedimento arcósico.

Neises Aluminicos.- Son muy poco frecuentes; fueron observados solo en dos sectores del área cubierta por Proradam: en cercanías de Puerto Colombia en el Río Guainía y en el Río Cuduyarí afluente del Vau-

pés. En ningún sitio llegó a observarse el neis sin sufrir blástesis.

La composición observada fue de cuarzo, plagioclasa, microclina, biotita, sillimanita y andalusita; este último mineral aparece corroído y en parte reemplazado por feldespato y sillimanita, por lo que parece no estar en equilibrio con los otros componentes (Fig. 8).

La asociación entre microclina y sillimanita es imposible en un proceso metamórfico regional, dado que en las subfacies en que es posible la asociación sillimanita-feldespato de potasio, al desaparecer la muscovita, el feldespato estable es ortosa (WINKLER, H., 1967). Por lo tanto se puede pensar que la microclina en este caso fue un producto de blástesis posterior al metamorfismo.

La presencia de cuarzo redondeado, en parte recristalizado, hace pensar que la roca original fue un clástico con matriz arcillosa.

Blastomilonitas.- A lo largo del curso medio del Río Atabapo, lo mismo que en cercanías del caserío de La Guadalupe en el Río Negro, se observa una roca cuarzofeldespática completamente triturada. Macroscópicamente se puede observar biotita fina a lo largo de planos de fracturas. Microscópicamente se presentan cuarzo y plagioclasa tectonizados y microclina intacta, reemplazando dichos minerales.

El conjunto presenta el aspecto de una brecha de falla, en una roca cuarzofeldespática sometida a posterior metasomatismo potásico, evidenciado por la neoformación de microclina y biotita.

Al señalar en un mapa los sitios en que este fenómeno se presenta, se nota que coinciden con un tramo del Río Atabapo, y al hacer una prolongación hacia el sur a través de territorio Venezolano, empata con el sector en que se observó en el Río Negro; por lo tanto se puede creer en un gran fallamiento de dirección NNW (Mapa Geológico, Plancha 1, hoja 2) anterior a la última movilización potásica en el Escudo de Guayana.

Compos. Química	Granito Migmatítico	Granito Migmatítico	Granito Migmatítico	Neis Cuarzofeldesp.	Neis Cuarzofeldesp.	Neis Cuarzofeldesp.	Neis Araracuara	Anfibolita	Granófiro del Tijereto	Granófiro del Tijereto	Granófiro del Tijereto Alto Hidrot.	Lava Riódacít. de Yaca-Yaca
	IGM130554	IGM130527	IGM130425	IGM130417	IGM130423	IGM130428	IGM130529	IGM130193	IGM130522	IGM130523	IGM130524	IGM130189
SiO ₂	71.90	70.45	70.21	43.45	66.35	68.49	69.63	42.75	67.03	69.13	68.18	64.60
Al ₂ O	12.95	15.87	14.67	19.92	14.02	14.44	14.31	19.05	15.14	14.60	13.60	15.94
Fe ₂ O ₃	8.37	2.67	1.57	2.09	1.24	0.57	3.07	2.03	2.55	1.73	2.09	5.56
FeO	0.92	0.48	1.29	8.95	3.68	3.20	0.12	6.76	2.40	2.04	2.44	1.76
MnO	0.04	0.06	0.02	0.20	0.10	0.06	0.05	0.23	0.09	0.12	0.06	0.10
TiO	0.26	0.26	0.48	2.17	1.13	0.95	0.26	0.90	0.76	0.76	1.02	1.30
CaO	1.23	0.73	0.62	7.22	2.46	2.95	0.17	11.46	1.78	1.44	1.47	0.45
MgO	0.17	0.30	0.48	6.43	1.62	1.86	0.95	10.77	0.61	0.58	0.66	0.71
Na ₂ O	2.44	1.52	2.83	2.76	2.70	2.51	1.57	1.41	2.31	2.46	2.28	2.42
K ₂ O	5.77	6.62	6.50	2.17	4.63	4.82	7.74	1.66	5.41	5.35	6.65	5.26
Ba	0.05	0.03	0.04	0.04	0.06	0.08	0.13	0.01	0.10	0.12	0.09	0.10
Zr ppm	200	100	300	500	300	300	200	*	200	200	200	0.08
Sr ppm	90	50	141	566	389	183	50	70	120	120	100	30
F ppm	270	606	285	1020	800	720	220		672	960	860	
B ppm	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	10	*
Sn ppm	*	20	*	*	*	*	*	*	*	*	10	*
W ppm	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Li ppm	5	53	9	133	35	65	12	70	12	13	12	30
Rb ppm	*	541	400	170	230	230	203	38	300	281	291	130

Rocas del Complejo Migmatítico de Mitú: Granito Migmatítico, Neis Cuarzofeldespático, Neis de Araracuara, Anfibolita.
Rocas Magmáticas: Granofiro del Tijereto, Lava Riódacítica de Yaca - Yaca.

NOTA: * Significa valores menores al límite de detección. Métodos utilizados: Volumétrico, gravimétrico y absorción atómica.

CUADRO 1. RESULTADO DE ANALISIS QUIMICO DE DIFERENTES ELEMENTOS EN ROCAS DEL COMPLEJO MIGMATITICO DE MITU Y ROCAS MAGMATICAS DEL AREA AMAZONICA

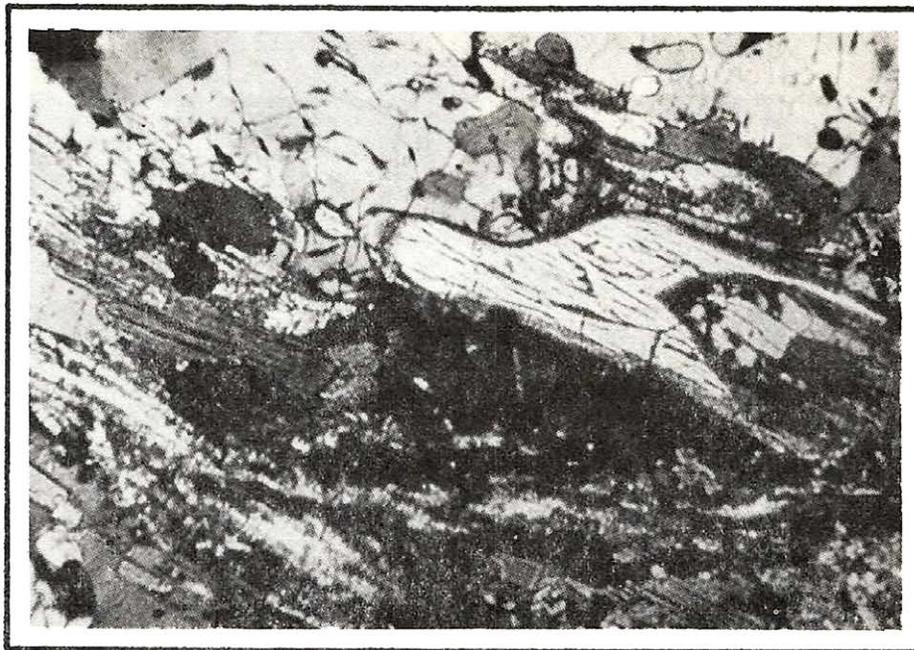


FIGURA 8. Complejo Migmatítico de Mitú. Microfotografía de andalusita y sillimanita en neis aluminico del Río Guainía.

2.2.1.2. *Granitos Migmatíticos*.- Como se expuso al comenzar las referencias a este complejo, en él solamente se han observado granitos con una composición que varía desde alaskita hasta monzonita, de origen migmatítico o ultrametamórfico según denominación dada por algunos autores (TAUSON y KOSLOV, 1972) y en ningún caso granitos magmáticos, estos últimos producto de verdaderas cámaras de fusión. Lo anterior lo indican claramente las características observadas, que se pueden resumir así:

Macroscópicas: los contactos metamorfita-roca granítica son gradacionales; no se observan contactos netos y se pueden apreciar estructuras características de rocas migmatíticas (según MEHNERT, H., 1971), desde aquellas en que la asimilación de la metamorfita es incipiente tales como agmática, schollen y stromática, hasta aquellas en que la blástesis está bastante avanzada como nebulitas y schlieren y finalmente la culminación del proceso, por la presencia de un aspecto granítico en la roca, dando lugar a la estructura homófona.

Microscópicas: es notorio el reemplazamiento de plagioclasa y otros minerales por microclina, aún en rocas cuyo aspecto es absolutamente néisico, tal como se observa en los neises aluminicos de Puerto Colombia en el Río Guainía.

En la roca con textura homófona se observa la microclina llena de inclusiones, especialmente de cuarzo y plagioclasa (Figs. 9 y 10).

En sitios como en los alrededores de Mitú, en cercanías del corregimiento de La Guadalupe en el Río Negro, en el Caño Guasacavi afluente del Atabapo y en algunas localidades del bajo Inírida, es posible observar en la roca granítica granos de cuarzo redondeados con claro aspecto detrítico; también es frecuente observar granos redondeados de los minerales accesorios.

Es notoria la presencia de plagioclasas zonadas y es omnipresente la sericitización de dicho mineral; lo primero indica que además del metasomatismo o blástesis potásica hay también metasomatismo sódico.

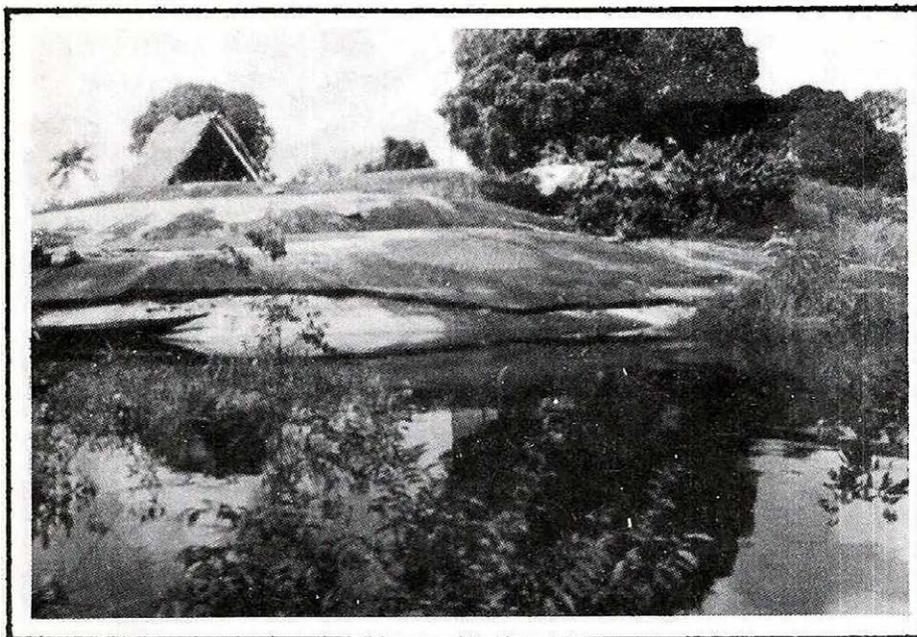


FIGURA 9. Aspecto de un afloramiento de las facies graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú, en el curso bajo del Río Inírida.

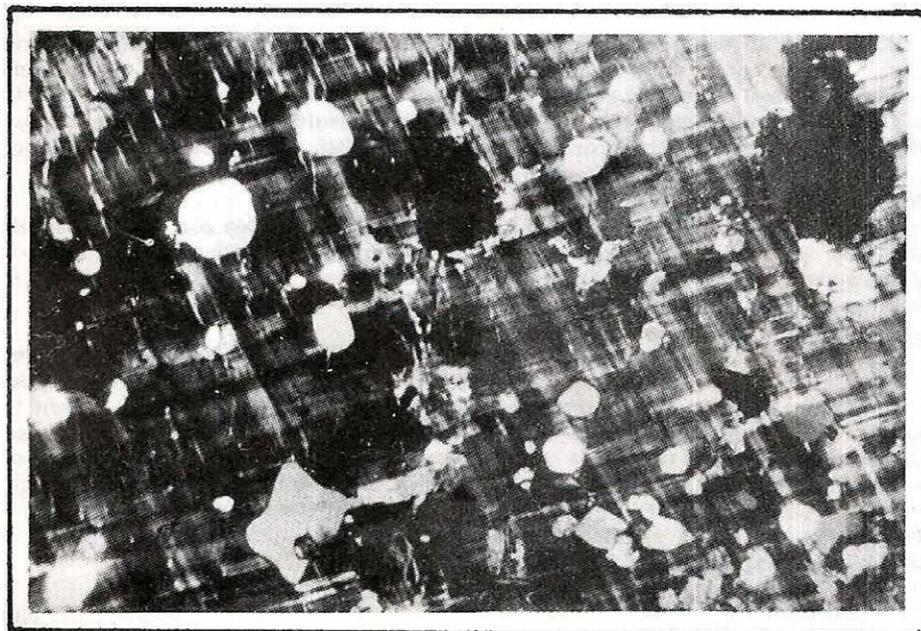


FIGURA 10. Complejo Migmatítico de Mitú. Microfotografía de microclina poikilítica, claro ejemplo de metasomatismo donde el feldespato de potasio reemplaza una paragénesis preexistente.

Otro indicio del marcado metasomatismo potásico es el reemplazamiento de anfíbol por biotita, como ocurre en las rocas observadas en cercanías a la desembocadura del Río Querari en el Vaupés.

Se mencionan por último ciertas características químicas de las facies granitoides del Complejo Migmatítico de Mitú, que refuerzan la idea de su origen ultrametamórfico, como son la alta relación potasio/sodio (Cuadro 2) muy similar a la obtenida por Tauson y Koslov (1972) en los granitos ultrametamórficos del Altai, en la región Oriental de la URSS (Cuadro 3). Otras relaciones mencionadas en los cuadros anteriores, potasio/rubidio, bario/rubidio, litio x 1.000/potasio

flúor/litio no coinciden en igual forma, pero no necesariamente es de esperar que las características químicas de migmatitas en el Escudo de Guayana coincidan y contrasten con los diferentes tipos de granitos del ejemplo del Altai, pero es interesante hacer la comparación con las rocas graníticas andinas migmatíticas y magmáticas. Pueden verse también gráficamente en las figuras 11 a 20, comparaciones geoquímicas entre los diversos tipos de granitos del Altai y rocas migmatíticas y magmáticas de la Amazonía.

Según Pinson, et al. (1962), la edad de las rocas graníticas que afloran en el Río Guaviare está entre 1.100 y 1.200 m.a.

Relación de Concentrac.	COMPLEJO MIGMATITICO DE MITU				ROCAS MAGMATICAS	
	Granito Migmatít.	Neis Cuarzofel.	Neis Aracuara	Anfibolita	Granófiro del Tijereto	Lava Riodiacít. de Yaca-Yaca
K/Na	2.32	2.40	5.50	1.31	2.70	2.40
K/Rb	200.00	137.00	207.00	362.00	166.00	342.00
Ba/Rb	2.49	2.39	4.10	2.63	3.56	7.69
Lix 1000/K	1.16	1.03	0.17	5.07	0.25	0.67
F/Li	40.80	17.50	20.00	19.10	67.10	18.60

CUADRO 2. RELACION DE LAS CONCENTRACIONES DE DIFERENTES ELEMENTOS EN ROCAS DEL COMPLEJO MIGMATICO DE MITU Y EN ROCAS MAGMATICAS DEL AREA AMAZONICA

Relación de Concentraciones	*—				
	Plagiogranitos	Granitos Ultrametamórficos (Migmatítico)	Granitos Palingénicos	Granitos Plumasíticos	Granitos Apgaíticos
K/Na	0.16	2.20	1.10	1.40	1.20
K/Rb	1.250.00	385.00	240.00	100.00	290.00
Ba/Rb	45.00	11.50	5.30	0.50	0.34
(Lix 1000)/K	0.40	0.15	1.10	2.40	0.90
F/Li	75.00	16.00	16.00	31.00	29.00

CUADRO 3. RELACION DE LAS CONCENTRACIONES DE DIFERENTES ELEMENTOS EN LOS GRANITOS DE ALTAI, REGION ORIENTAL DE URSS Y SU CLASIFICACION SEGUN SU GENESIS (TAUSON Y KOSLOV, 1972)

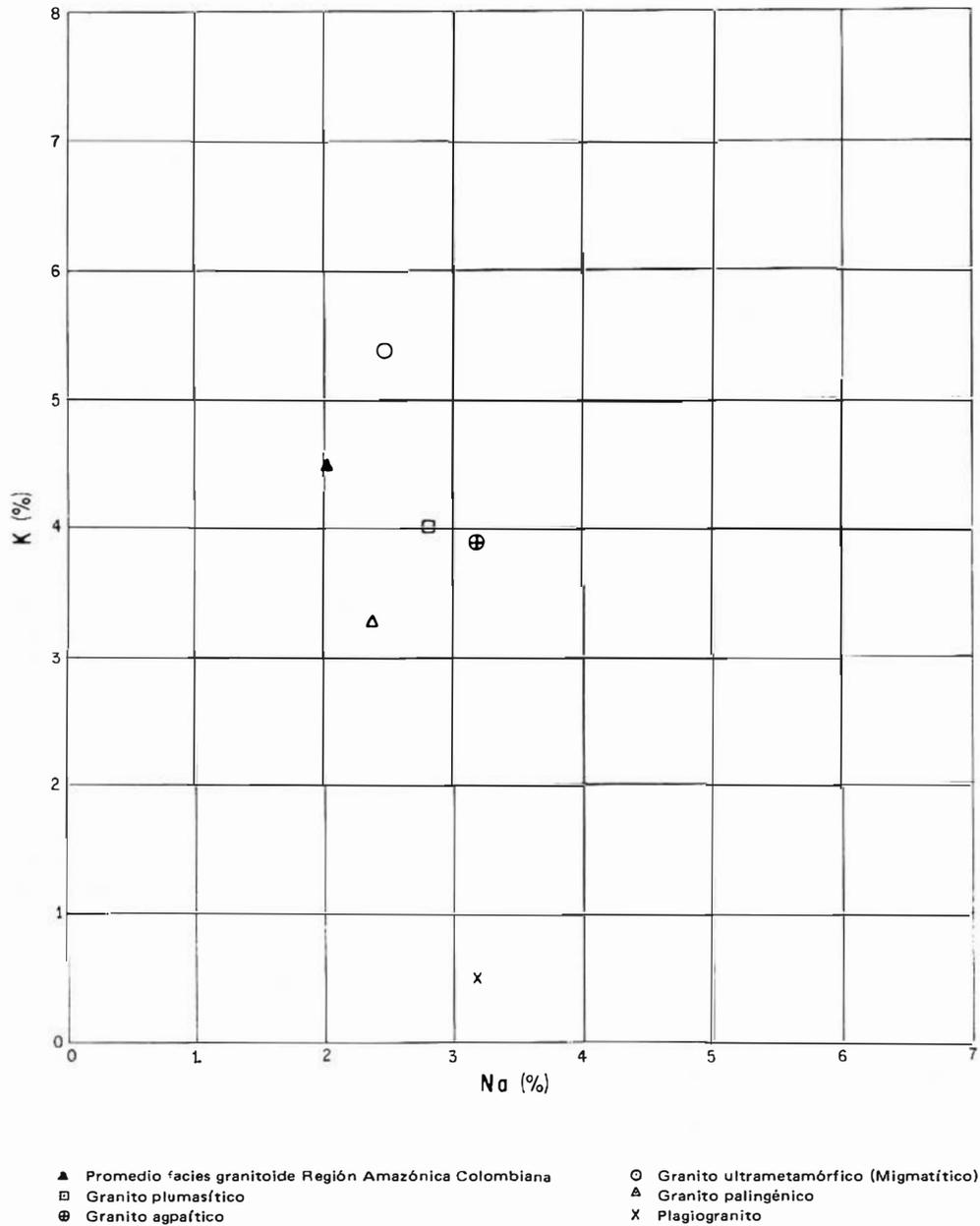


FIGURA 11. Comparación de la relación K-Na en el promedio de las facies graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú y los diferentes tipos de granito geoquímicamente separados por Tausón y Koslov (1972) en la región del Altai parte oriental de la U.R.S.S.

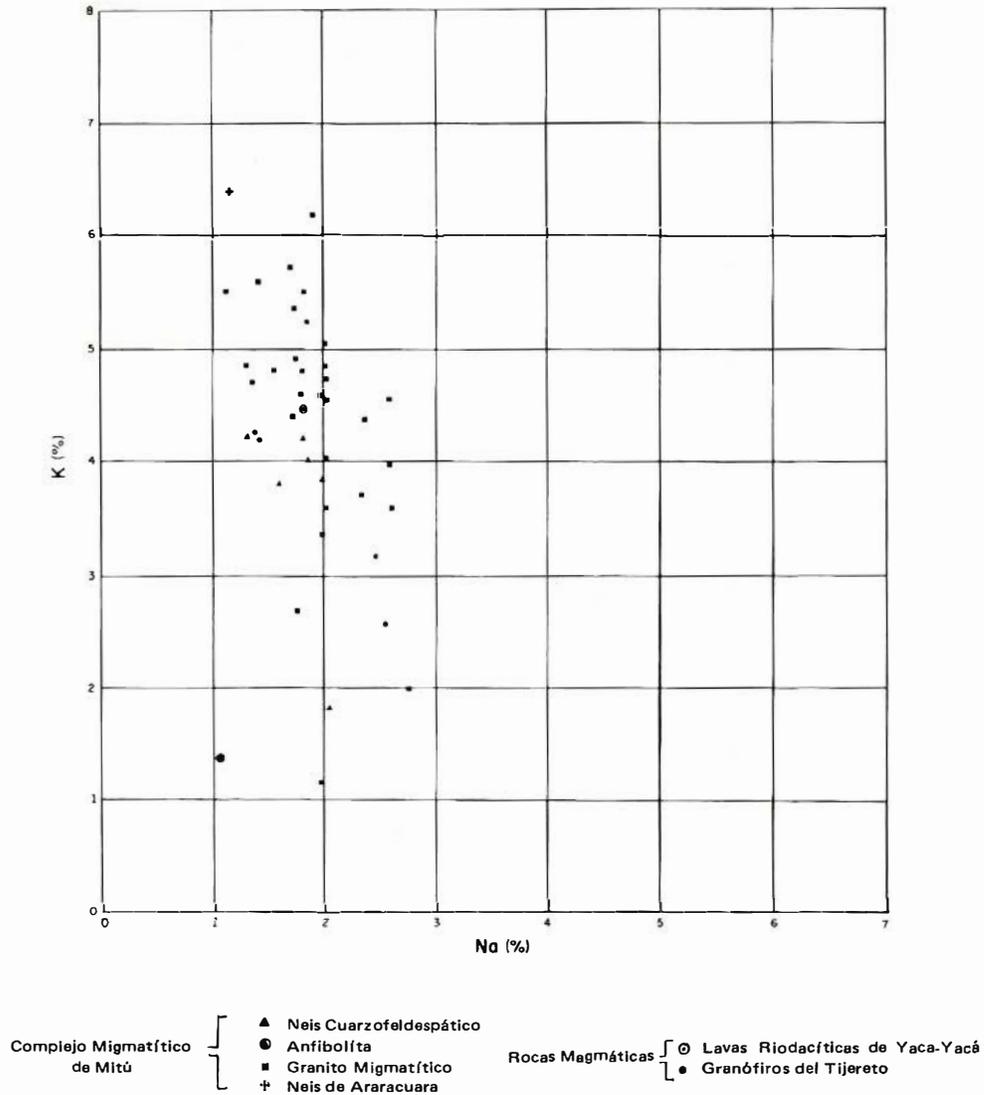
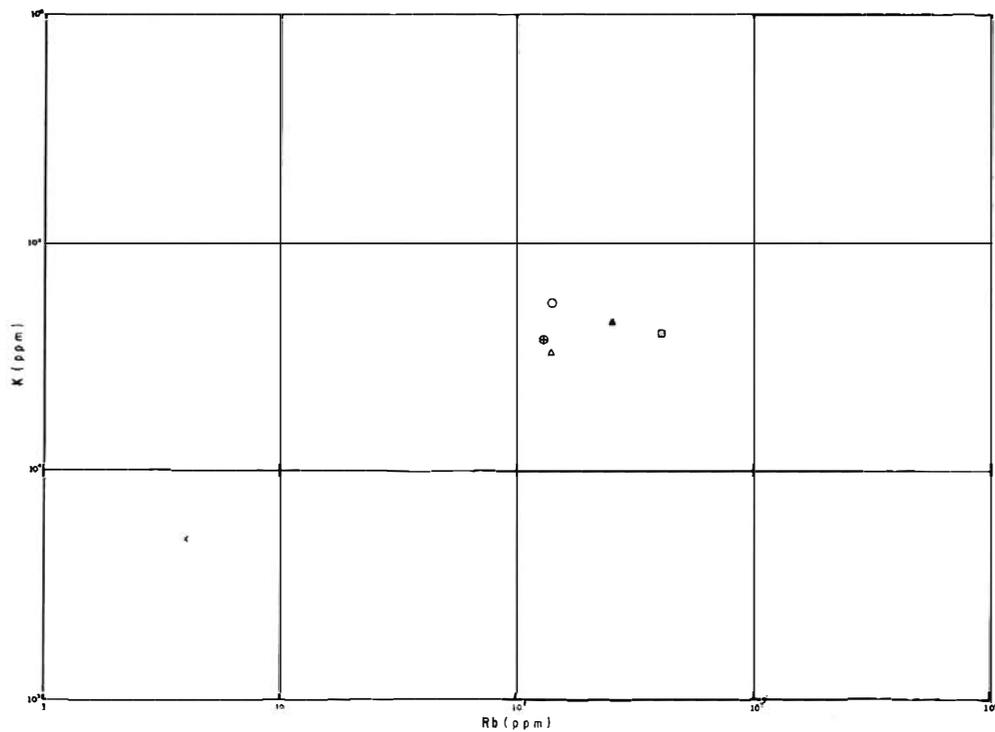


FIGURA 12. Comparación de la relación K-Na entre rocas del Complejo Migmatítico de Mitú y rocas magmáticas del Area Amazónica.



▲ Promedio facies granitoide Región Amazónica Colombiana
 ◻ Granito plumasítico
 ⊕ Granito apafítico

⊙ Granito ultrametamórfico (Migmatítico)
 ▲ Granito palingénico
 X Plagiogranito

FIGURA 13. Comparación de la relación K/Rb en el promedio de las facies graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú y los diferentes tipos de granito geoquímicamente separados por Tauson y Koslov (1972) en la región del Altai parte oriental de la U.R.S.S.

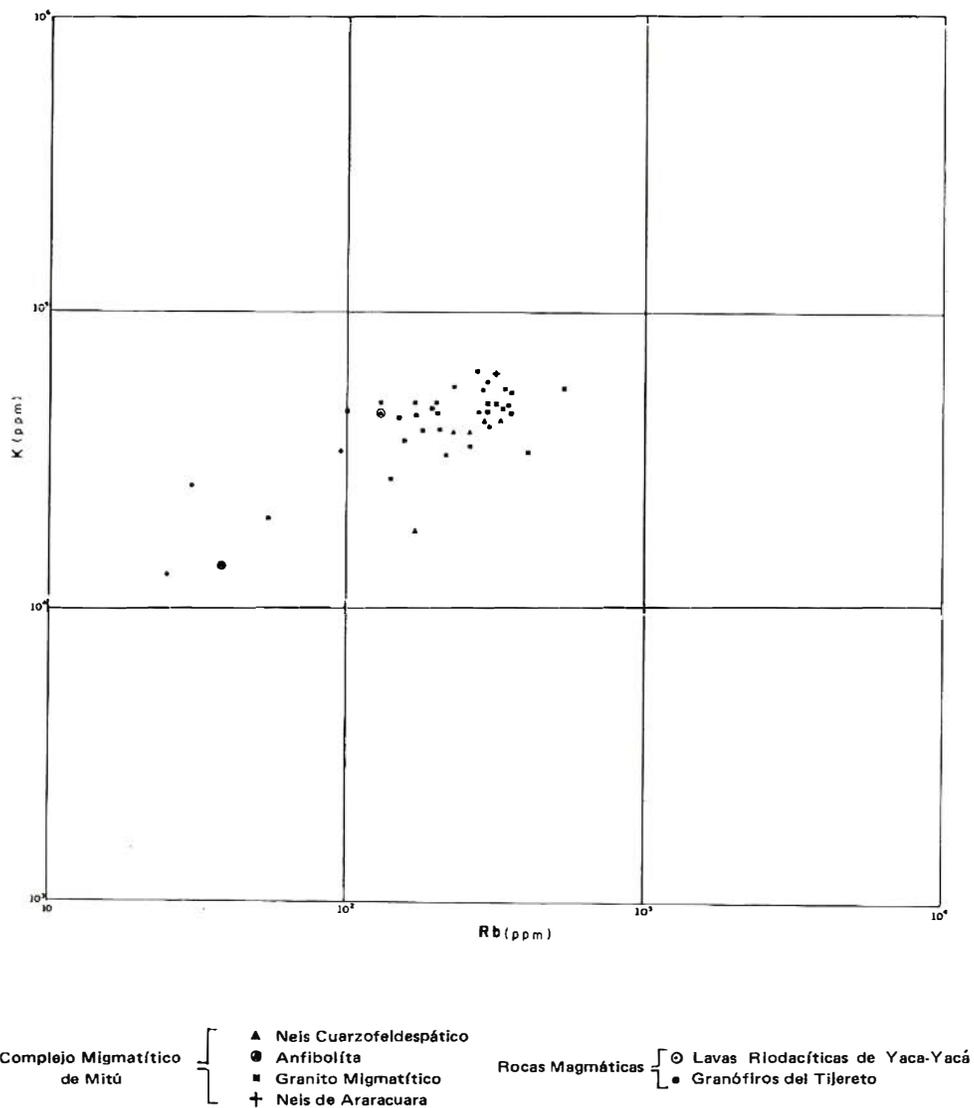
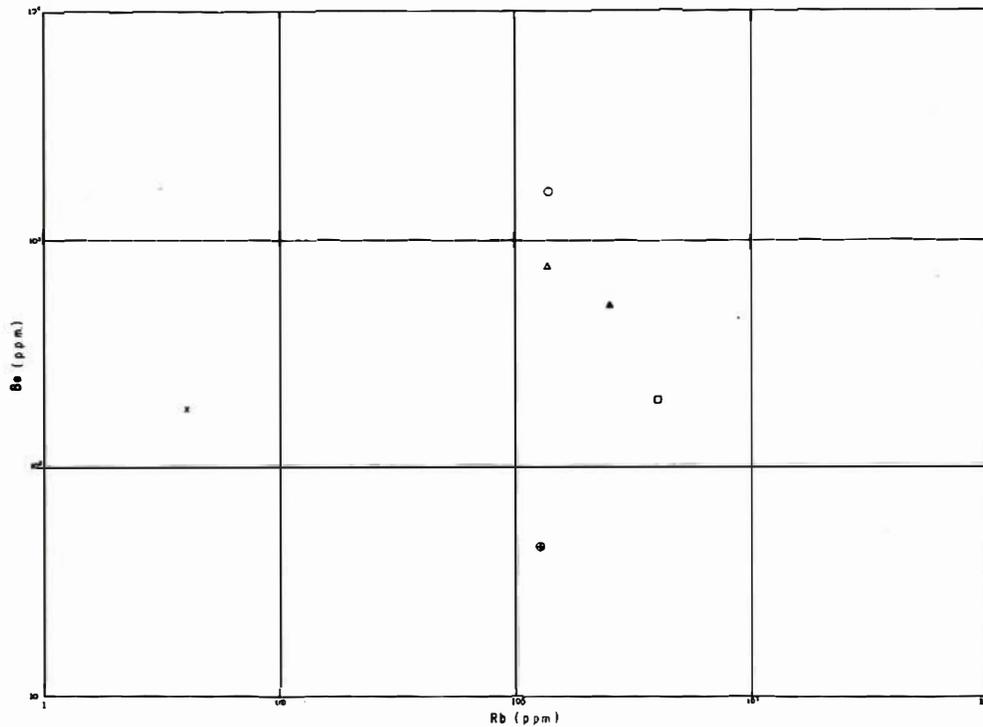


FIGURA 14. Comparación de la relación K/Rb entre rocas del Complejo Migmatítico de Mitú y rocas magmáticas del Area Amazónica.



- | | |
|--|--|
| ▲ Promedio facies granitoide Región Amazónica Colombiana | ⊙ Granito ultrametamórfico (Migmatítico) |
| ◻ Granito plumasítico | ▲ Granito palingénico |
| ⊙ Granito agpático | X Plagiogranito |

FIGURA 15. Comparación de la relación Ba/Rb en el promedio de las facies graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú y los diferentes tipos de granito geoquímicamente separados por Tauson y Koslov (1972) en la región del Altai parte oriental de la U.R.S.S.

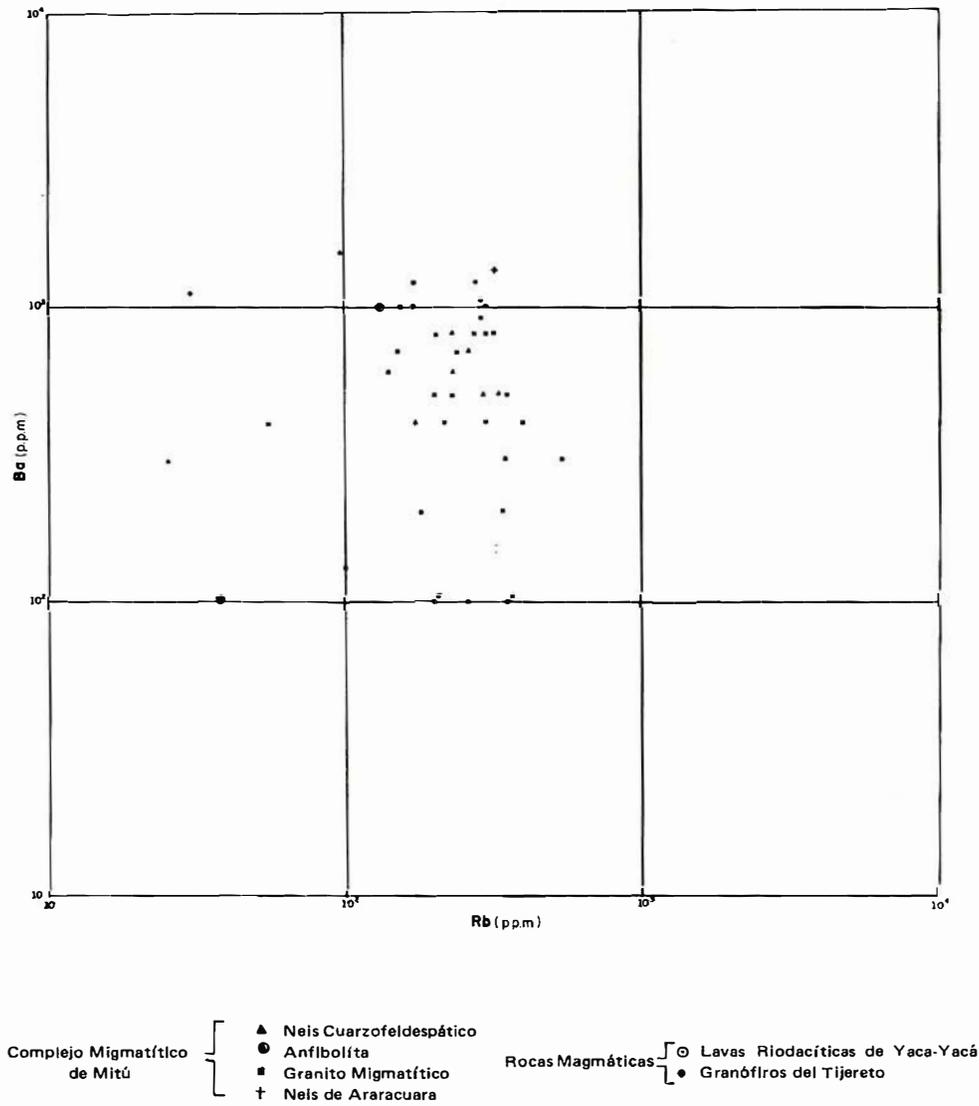
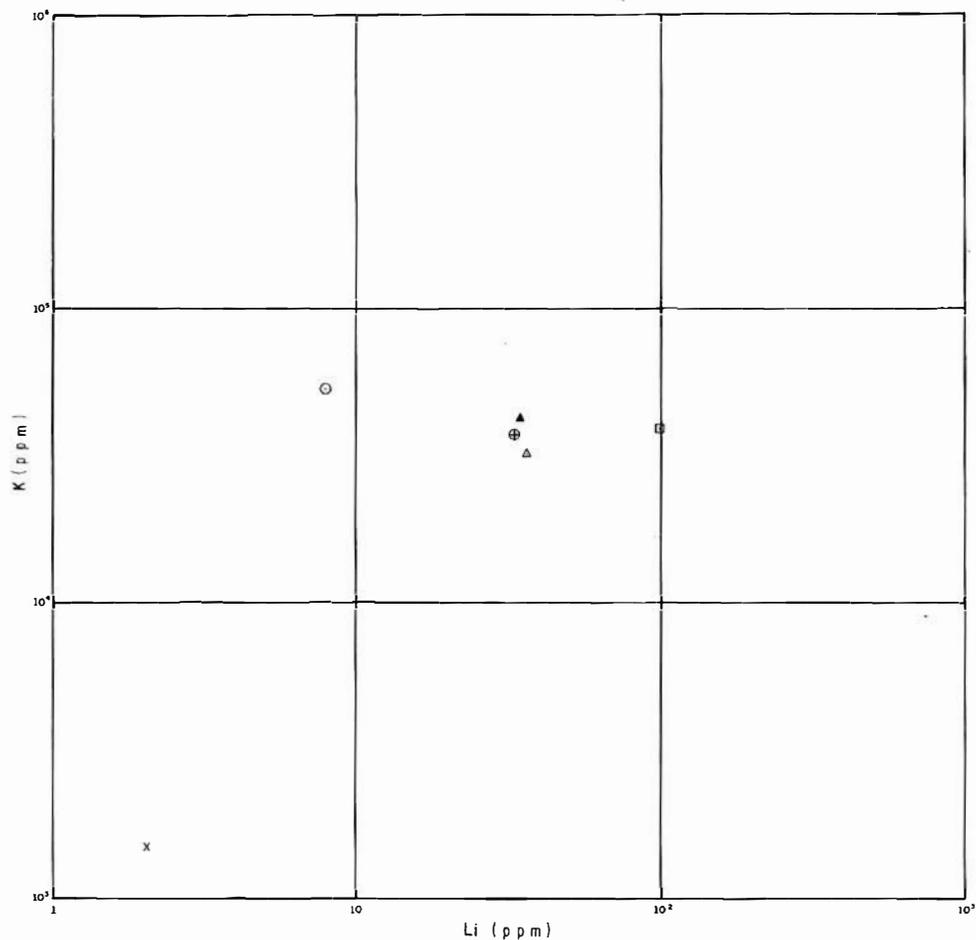


FIGURA 16. Comparación de la relación Ba/Rb entre rocas del Complejo Migmatítico de Mitú y rocas magmáticas del área amazónica.



- | | |
|--|--|
| ▲ Promedio facies granitoide Región Amazónica Colombiana | ○ Granito ultrametamórfico (Migmatítico) |
| ◻ Granito plumasítico | △ Granito alingénico |
| ⊕ Granito agpaítico | X Plagiogranito |

FIGURA 17. Comparación de la relación $Li \times 1.000-K$ en el promedio de las facies graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú y los diferentes tipos de granito geoquímicamente separados por Tauson y Koslov (1972) en la región del Altai parte oriental de la U.R.S.S.

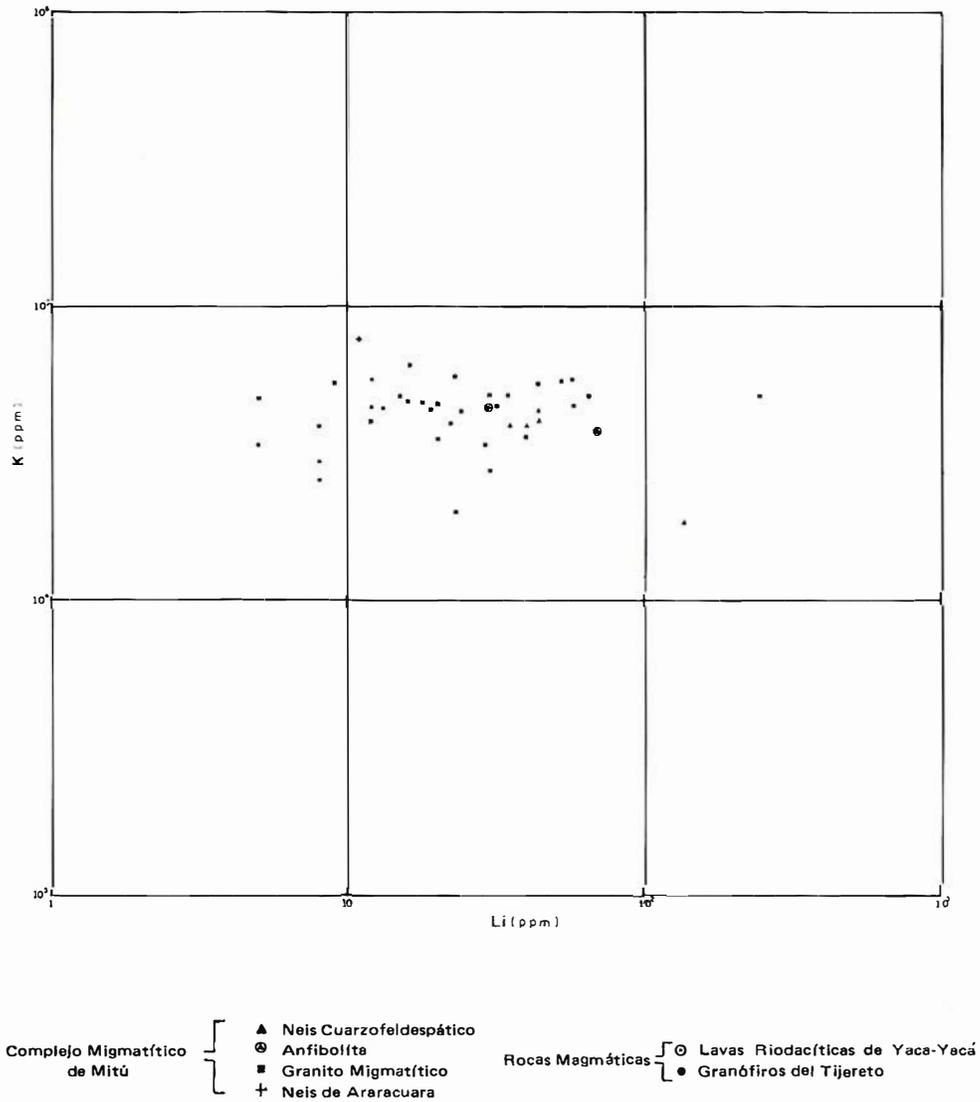


FIGURA 18. Comparación de la relación $Li \times 1.000-K$ entre rocas del Complejo Migmatítico de Mitú y rocas magmáticas del Área Amazónica.

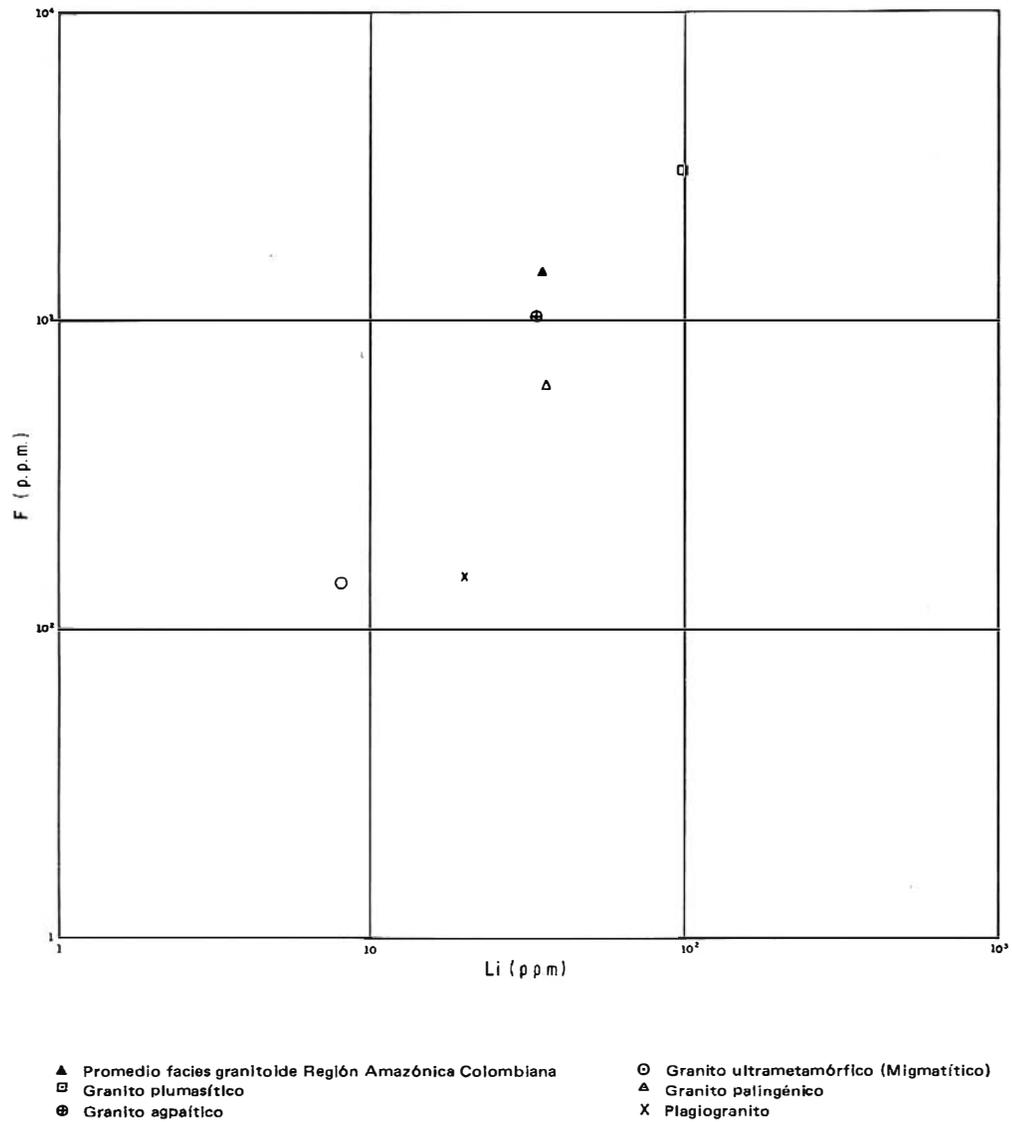


FIGURA 19. Comparación de la relación F-Li en el promedio de las facies graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú y los diferentes tipos de granito geoquímicamente separados por Tauson y Koslov (1972) en la región del Altai parte oriental de la U.R.S.S.

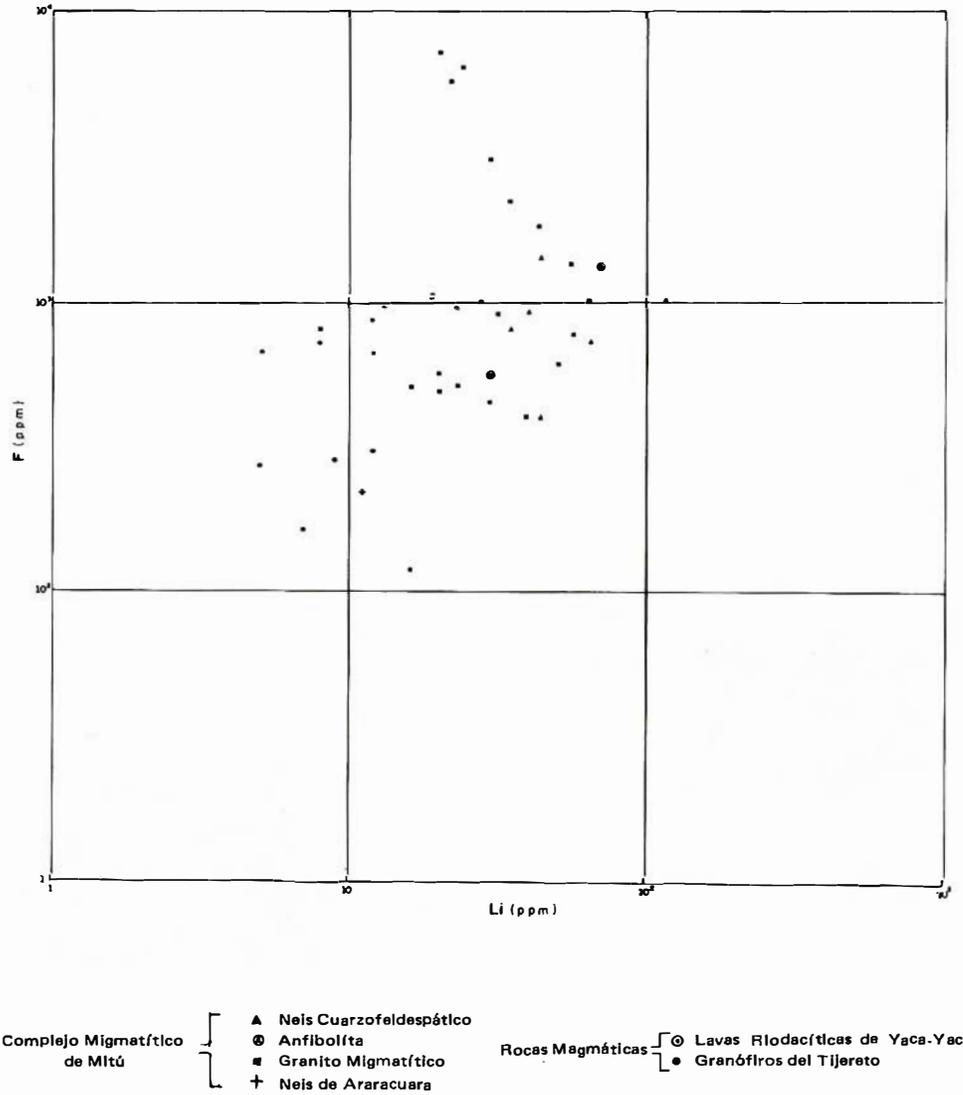


FIGURA 20. Comparación de la relación F-Li entre rocas del Complejo Migmatítico de Mitú y rocas magmáticas del Area Amazónica.

Los resultados preliminares de la datación isotópica en roca total, utilizando el método Rb/Sr en 7 muestras de granito migmatítico, recolectado en la finca La Urania cercana a Mitú, indican una edad de 1.575 ± 50 m.a. (PRIEM, H., 1978). Este mismo autor informa que el mismo tipo de análisis en 17 muestras de granitos y neises colectados a lo largo del Río Negro y del Río Guainía, entre los caseríos Galilea y Corocoro, no muestran una isocrona de correlación, pero se encuentran dispersos entre unos límites que van de aproximadamente 1.780 a 1.450 m.a., pudiéndose interpretar en términos de un basamento, con una edad del orden de 1.800 m.a. (Orogenia Trans-Amazónica) y un evento granítico de 1.400 a 1.600 millones de años (evento Parguaza).

2.2.1.3. *Neises de Araracuara.*- Los Neises de Araracuara presentan claras diferencias con los Neises del Atabapo - Río Negro y posiblemente evidencian un proceso metamórfico y una blástesis muy posterior. Son observables en una faja que se extiende en dirección norte desde el Río Caquetá en Araracuara hasta la parte media del Río Mesay.

Se pueden distinguir dos tipos de rocas metamórficas diferentes, sometidas a blástesis: un metagranito y un metaconglomerado. El metagranito presenta microclina deformada y parcialmente reemplazada por una segunda generación de microclina, lo que junto con la composición química (Cuadro 1) hace pensar en granito del Complejo Migmatítico de Mitú sometido a metamorfismo y posteriormente a metasomatismo potásico (Fig. 21). El metaconglomerado presenta cantos de granito con microclina muy seguramente del granito premetamórfico.

Todo esto permite pensar en un proceso metamórfico que afectó a rocas graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú, como también a un conglomerado basal depositado sobre aquél y sometido posteriormente el conjunto a metasomatismo potásico. Este proceso metasomático se puede apreciar en la Figura 5, donde el contenido de feldespato de potasio es mayor en estos neises que en las demás rocas del Complejo Migmatítico de Mitú.

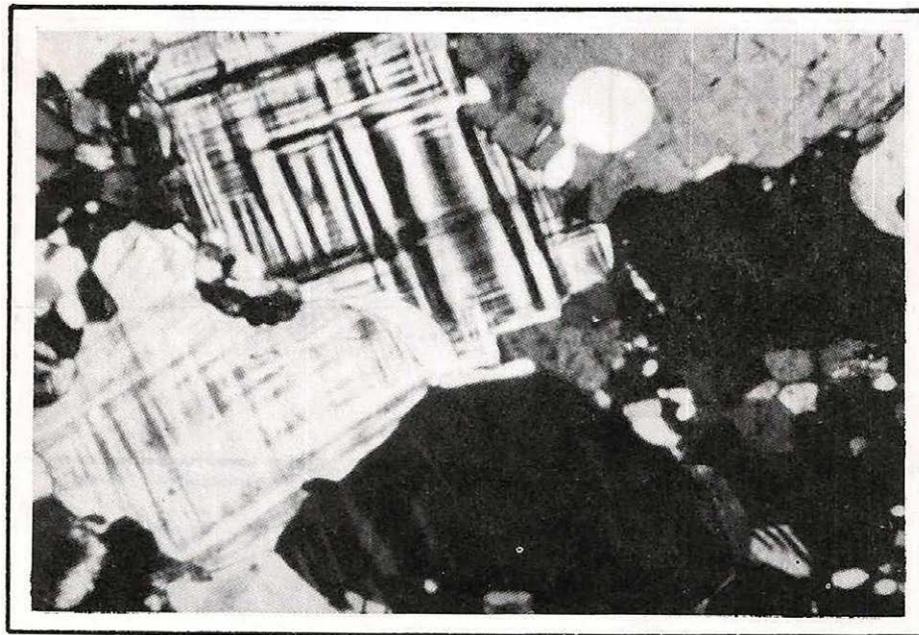


FIGURA 21. Complejo Migmatítico de Mitú. Microfotografía de dos generaciones de microclina en los Neises de Araracuara.

Al oriente de Araracuara, aguas abajo del Río Caquetá, se puede observar granito del Complejo Migmatítico de Mitú, no afectado por metamorfismo.

Petrográficamente el metagranito está constituido por cuarzo (33%), con extinción ondulatoria y bordes recrystalizados. En algunas muestras el cuarzo contiene abundantes inclusiones de rutilo en textura sagnítica. Existen dos generaciones de microclina (40%), una primaria de grano fino a medio, subhedral, conformando textura de mosaico junto con granos de cuarzo y otra secundaria, anhedral, perfitica, que aparece reemplazando a toda la roca principalmente a las plagioclasas. Muchas veces la microclina se encuentra fracturada.

La plagioclasa (23%), está muy sericitizada y a veces reemplazada totalmente por microclina.

La biotita (2%) es escasa, parcialmente cloritizada y con un pleocroismo de marrón rojizo a neutro; algunas láminas aparecen rotas.

Los minerales secundarios son sericita en plagioclasa, clorita en biotita y muscovita. Como accesorios magnetita, zircón, ilmenita, allanita y epidota.

El metaconglomerado presenta una textura néisica observada en el campo, no muy notoria en la sección delgada. El cuarzo (50%), anhedral, es de grano grueso a fino. Los cristales de grano grueso representan posibles antiguos clastos de cuarcitas; los de grano fino conforman una textura de mosaico junto con granos de feldespatos constituyendo la matriz de dichos clastos.

La microclina (26%) es poikilítica, presentando bordes con plagioclasa, mirmekíticos, representando claramente en esta forma el proceso de blástesis.

La plagioclasa (20%) se encuentra muy sericitizada. La biotita (1%) está cloritizada y la muscovita (1%) es poikilítica. La sericita en plagioclasa y la clorita en biotita constituyen los minerales secundarios. Como accesorios aparecen apatito, fluorita, zircón y esfena.

2.2.1.4. Características Macroscópicas del Complejo Migmatítico de Mitú.

La principal característica macroscópica que presentan las rocas de este complejo, la constituyen las diferentes estructuras migmatíticas que muestran (siguiendo la clasificación de Mehnert, K., 1971) en relación con los paleosomas metamórficos:

- Estructura agmática, relacionada con anfíbolitas en el sector de la desembocadura del Río Querarí en el Vaupés y con cuarcitas y néises aluminicos en el sector del Bajo Guainía a partir del Corregimiento de Puerto Colombia.
- Estructura shollen o en "Balsas", relacionada con fragmentos biotíticos hasta de 30 centímetros de largo por 20 de ancho a menudo subredondeados. Tales fragmentos exhiben con frecuencia verdaderas estructuras de deformación debido a movimientos cortantes y rotacionales. La estructura shollen fue observada en el Caño Bocachico y el Raudal Rayado en el Río Guainía en la desembocadura del Río Querarí en el Vaupés, en el Corregimiento de La Guadalupe y el caserío Chaquene en el Río Negro.
- Estructuras ptigmatíticas se pueden apreciar en la región del Río Guasacabi afluente del Atabapo, en el Bajo Vaupés, en el Río Negro, en el Papurí y el Bajo Guainía.
- Las estructuras schlieren y nebulitas están desarrolladas principalmente en néises cuarzo-feldespaticos; son bastante comunes por lo que se omite mencionar sitios específicos.
- La estructura surreítica se presenta muy claramente en anfíbolitas y néises en el Bajo Querarí y al occidente de la Sierra de Naquén en el Río Guainía.
- La estructura stromática fue observada en el Raudal Danto, en cercanías a los raudales Yurí y Rayado y en el caserío de Manacacías en el Alto Guainía, donde neosomas cuarzofeldespaticos con textura pegmatoide constituyen venas con espesores variables entre 5 y 50 cm.
- La estructura flebítica se encuentra bien desarrollada en alrededores del caserío

Chamuchina en el Río Atabapo, en cercanías al Raudal Mirití en el Río Vaupés y entre San Felipe y La Guadalupe en el Río Negro.

- Estructura diktionítica observada en la desembocadura del Río Querarí en el Vaupés y en el sector del Bajo Guanía.
- En zonas muy extensas del Complejo Migmatítico de Mitú se presenta la estructura oftálmica; los augen son de feldespato de potasio, casi siempre microclina desde 2 ó 3 cm de longitud hasta ejemplares que pasan de 1 m. Esta estructura se presenta como un estado muy avanzado de asimilación de los paleosomas metamórficos y el aspecto de la roca es claramente granitoide. Lo mismo se puede decir de la estructura denominada en el presente trabajo, de “arroz” en que se ven fenocristales de feldespato euhedrales, subparalelos.
- Por último se encuentra la denominada por Mehnert, K. (1967) textura homófona, en la cual la roca presenta aspecto granitoide, donde los cristales de cuarzo, feldespato equigranulares y micas no tienen orientación alguna. Macroscópicamente la roca refleja un aspecto idéntico a típicos granitos magmáticos.

Es además interesante la presencia de venas pegmatoides y aploides, que en sí no constituyen verdaderas pegmatitas o aplitas sino leucosomas con un contenido bajo en volátiles, razón por la cual no llegan a formarse minerales típicos de pegmatitas complejas.

Verdaderas pegmatitas, de muy poco espesor, solo se observaron en cercanías del caserío de Yavarate en el Bajo Vaupés, en el Río Negro pocos kilómetros al norte de La Guadalupe y en el Raudal Yuri en el Río Guanía. En estos sitios presentan turmalina y aparecen como un claro relleno de fractura.

Las figuras 22 a 25 muestran algunas de las estructuras migmatíticas desarrolladas en las rocas del Complejo Migmatítico de Mitú.

2.2.1.5. Características Microscópicas de las facies granitoides del Com-

plejo Migmatítico de Mitú.— En cuanto a características microscópicas es interesante anotar que, a pesar de la gran variedad textural que ofrece el Complejo Migmatítico de Mitú en su facies granitoide, la composición mineralógica permanece notoriamente constante, teniendo en cuenta el área tan extensa en que se colectaron las muestras y el número de secciones delgadas estudiadas. Los minerales observados fueron:

El cuarzo es anhedral en prácticamente todas las muestras y presenta extinción ondulatoria en la inmensa mayoría de los casos. Es frecuente la forma redondeada, tanto incluida en microclina como formando especies de “racimos” de granos de cuarzo redondeados, claro indicio del origen metaclástico del actual granitoide.

Esto es notorio en muestras de la región de Mitú, cuenca del Caño Guasacavi, Bajo Inírida y región de San Felipe en el Río Negro.

Son muy frecuentes las formas cóncavas en bordes con feldespato y los bordes están suturados tanto con cuarzo como con feldespato. En algunos casos se presenta intersticial. En muestras de sitios como Raudal Morroco en el Río Inírida y alrededores del caserío Victorino sobre el Río Guanía, se observan pseudomirnekíticos los bordes con plagioclasa. También se presenta cuarzo vermiforme en las verdaderas mirmekitas por casi toda el área en que aflora el complejo.

En algunos sitios como en proximidades de Mitú se presenta crecimiento gráfico microclina - cuarzo.

El cuarzo a menudo contiene inclusiones orientadas, como en algunas muestras del Alto Cuduyarí; mineralógicamente las inclusiones están compuestas por agujas de rutilo, pequeñas láminas de biotita, zircón y diminutos cristales de turmalina, ésta última poco común.

La plagioclasa es subhedral a anhedral. La composición varía muy poco siendo en general oligoclasa en la mayor parte del área; andesina se presenta en menor proporción. Es frecuente el reemplazamiento por microclina y son muy comunes los contactos mirmekíticos entre estos dos feldes-

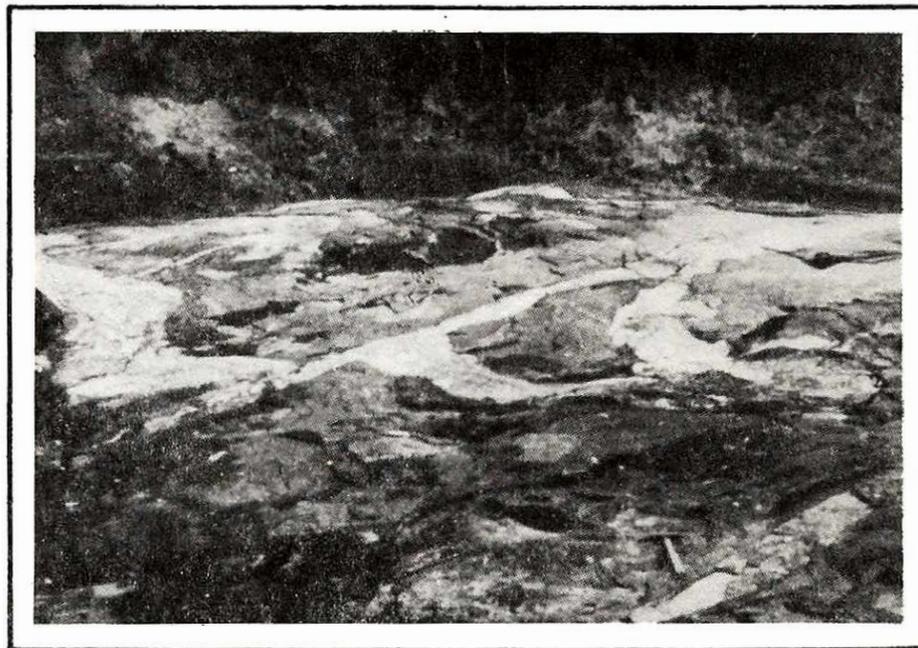


FIGURA 22. Desarrollo de estructura agmática en rocas del Complejo Migmatítico de Mitú. Confluencia de los ríos Querarí y Vaupés.

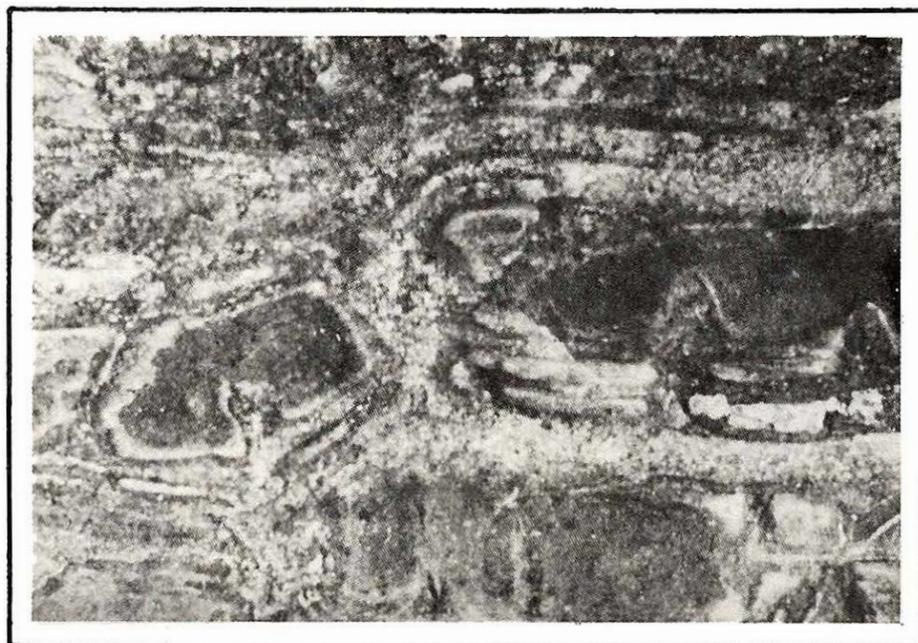


FIGURA 23. Estructura surreítica o de dilatación en rocas del Complejo Migmatítico de Mitú. Confluencia de los ríos Querarí y Vaupés.

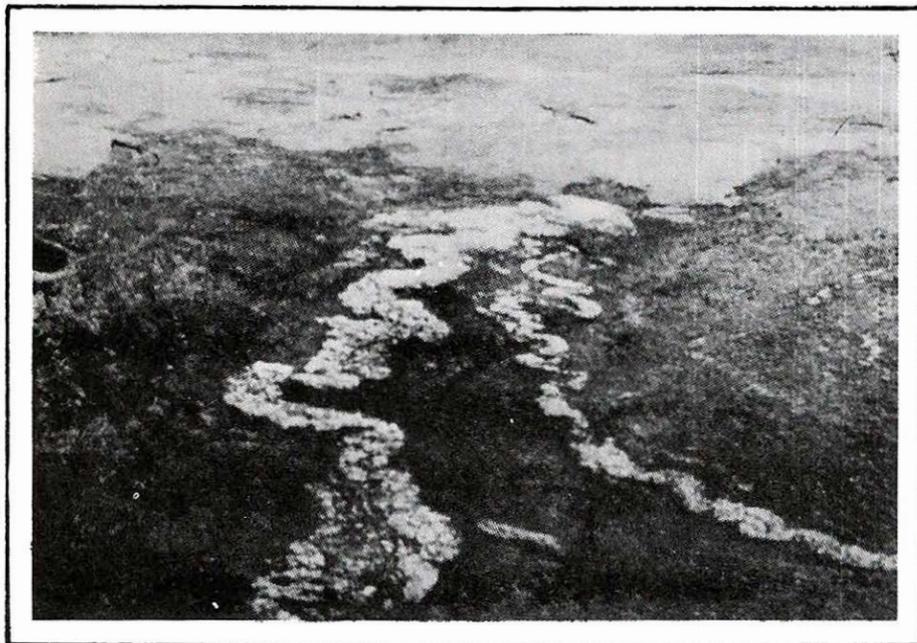


FIGURA 24. Desarrollo de estructura migmatítica en rocas del Complejo Migmatítico de Mitú. Río Querarí.

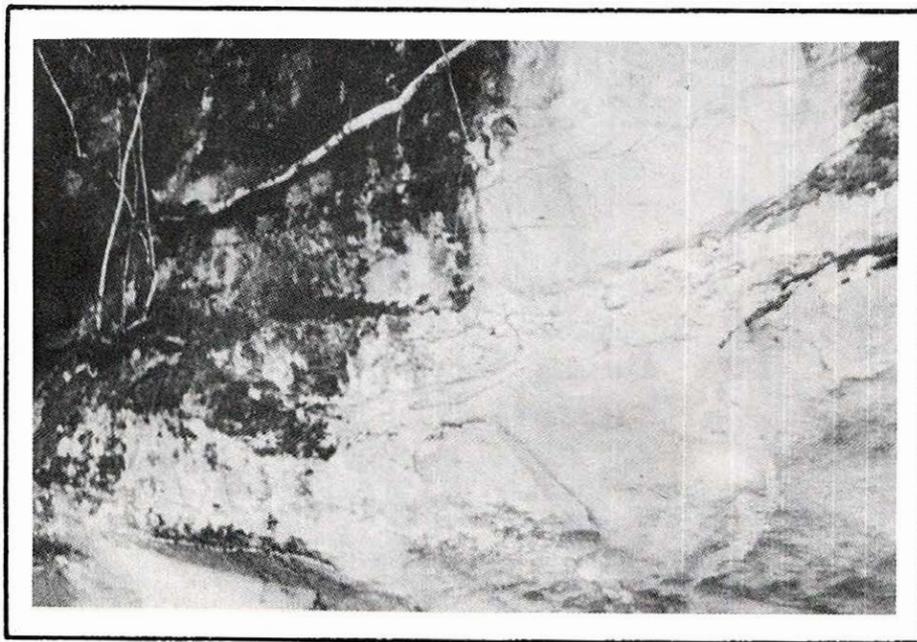


FIGURA 25. Estructura estromatítica en rocas del Complejo Migmatítico de Mitú. Cercanías al caserío de Manacacías, en el Alto Guainía.

patos. En sitios como el caserío Victorino en el Río Guanía y Raudal Morroco en el Inírida, se puede observar textura pseudográfica entre cuarzo y plagioclasa.

En algunas muestras que presentan claro aspecto de metaclásticos sometidos a blástesis potásica, se observa plagioclasa en grano fino y además porfiroblastos de este mineral; parece tratarse de recristalización durante la etapa de metamorfismo y anterior a la blástesis. Generalmente se observa zonamiento que es normal, llegando los bordes hasta oligoclasa-albita; esto parece ser causado por metasomatismo sódico lo que se puede comprobar al observar el diagrama de la figura 5 (basado en análisis químico de la roca).

Los minerales secundarios, formados a partir de plagioclasa, son principalmente sericita y en menor proporción epidota y muscovita. En áreas donde se observa notoria alteración hidrotermal aparece calcita. La sericitización da la impresión de ser un primer paso en el proceso de reemplazamiento por feldespato de potasio.

Feldespato de Potasio. - En las facies granitoides del Complejo Migmatítico de Mitú es omnipresente la microclina, mientras que la ortosa es poco frecuente, siendo notoria su presencia en la parte inferior del Río Piraparaná, en el Río Apaporis cerca a la desembocadura del Piraparaná y en la Isla Grande sobre el Apaporis. La ortosa se observa parcialmente alterada y en algunas muestras parece haber un incipiente reemplazamiento por microclina. En general es notoria la presencia de pertitas.

La *microclina* presente es anhedral y es posible observarla desde pequeñas manchas que se desarrollan en granos de plagioclasa sericitizada, hasta cristales de varios centímetros y aún de más de 1 m de diámetro, con miles de inclusiones. Son frecuentes las mirmekitas en los contactos con plagioclasa; en el sitio Raudal Zamuro en el Río Inírida, se presenta en textura gráfica.

Es frecuente la presencia de microclina rodeando granos de cuarzo redondeado, tomando el reemplazamiento de la plagioclasa por dicho feldespato, infinidad de formas, a veces a lo largo de planos de fractura, a veces como manchas irregulares, a veces a lo

largo de contactos entre granos, etc. En muchos casos forman una especie de textura rapakivi investida.

La *biotita*, en la mayor parte del Complejo Migmatítico de Mitú es el único mineral ferromagnesiano importante; se presenta en diversas texturas.

Se puede observar tanto la variedad verde como la parda oscura. La primera parece encontrarse siempre que la roca migmatizada fue un metaclástico, ya que en general se presenta en zonas donde son notorias ciertas texturas que indican dicho origen (cuarzos redondeados, zircones redondeados, etc.). La biotita verde es rica en hierro y pobre en titanio, características éstas que pueden ser originadas en la composición química global del sedimento original. Generalmente la biotita se observa agrupada con los minerales accesorios, especialmente los de titanio (esfena, ilmenita) siendo abundantes las inclusiones de apatito y zircón con halos pleocróicos.

La biotita, en algunos sitios como en el Caño Naquén afluente del Río Guanía, presenta inclusiones de rutilo en textura sa-genética. En sitios como Caño Wiña afluente del Inírida y Raudal Tucunará en el Río Vaupés, es notorio el reemplazamiento de anfíbol por biotita. En muestras de la región del Bajo Querarí se presentan contactos pseudomirmekíticos entre microclina y biotita.

Es característica en casi todo el Complejo Migmatítico de Mitú donde se observa biotita parda, la presencia de inclusiones de forma ahusada de minerales del grupo de la epidota, paralelas al clivaje de la mica.

Es frecuente la presencia de muscovita reemplazando biotita, en la región de Mitú y en la cuenca del Río Paca (región de Montfort). La alteración hidrotermal de la biotita produce clorita comúnmente pennina. Es difícil saber si el reemplazamiento por muscovita se deba a alteración, ya que no coincide con áreas en donde se observa este fenómeno en los otros minerales petrográficos.

Es notoria en algunas áreas tectonizadas la presencia de biotita no fracturada, lo que parece indicar que la biotita epigenética, es frecuente en el Complejo Migmatítico de Mitú.

El *anfíbol* se presenta en algunos sitios de la facies granitoide del Complejo Migmatítico de Mitú; esto ocurre generalmente en cercanías de paleosomas de anfíbolita como en la región de la confluencia de los ríos Vaupés y Querarí. El anfíbol observado invariablemente es hastingsita, a diferencia de la hornblenda actinolítica observada en las anfíbolitas.

En algunos casos presenta textura poikilítica. El pleocroismo según los ejes cristalográficos es:

Según X amarillo
Según Y verde manzana
Según Z azul verdoso a celeste

Es posible apreciar algún reemplazamiento por biotita en algunas muestras de la región de Mitú, por ejemplo en el Raudal de Tucunaré en el Río Vaupés. Donde la roca ha sufrido alteración hidrotermal, el anfíbol aparece reemplazado por clorita, epidota y calcita, como sucede en muestras del case-río de Puerto Tolima en el Río Querarí.

La *muscovita* se presenta con dos orígenes: en algunos sitios como mineral petrográfico posiblemente singenético y en otros más frecuentemente, como producto de la alteración de la plagioclasa y reemplazando biotita. El primer caso es observable en una amplia extensión en la cuenca del Río Cuduyarí en ventanas del Complejo Migmatítico de Mitú en el Terciario.

La *muscovita* reemplazando plagioclasa está muy ampliamente expuesta, siendo más notoria donde hay alteración hidrotermal.

Al suroeste de Mitú y en la región de Mavecure en el Inírida, se observa textura pseudomirmekítica en el contacto entre *muscovita* y *microclina*; es posible que dicha textura se deba al reemplazamiento total por *muscovita*, de plagioclasa que presentaba contactos mirmequíticos con la *microclina*.

Como minerales secundarios cabe mencionar en primer lugar la *sericita*, omnipresente en plagioclasa y junto con ella, la ya descrita *muscovita* formada a partir de plagioclasa y también reemplazando biotita.

La *clorita* es frecuente como manchones en la biotita y reemplazándola totalmente en las zonas de alteración hidrotermal que se encuentran a lo largo de fallas nort-sur, tales como la de Naquén y la del Querarí. Generalmente se trata de pennina. También se observa en algunos sitios reemplazando anfíbol.

La *calcita* se observa igualmente en los sectores mencionados, generalmente reemplazando plagioclasas.

La *epidota* parece tener dos orígenes diferentes, uno como relicto de *cuarcitas*, sometidas a blástesis ya que es frecuente en los metaclásticos y otro como mineral formado por alteración hidrotermal; en éste último caso generalmente se observa como pseudomorfo de plagioclasas y máficos, frecuentemente en la variedad *pistacita*.

También es posible observar minerales del grupo de la *epidota* incluidos en biotita, como se mencionó al describir dicha mica.

Por último se puede mencionar la *prehnita*, presente en algunos sitios donde el granito ha sufrido alteración hidrotermal.

Entre los minerales accesorios, tal vez el más abundante en el Complejo Migmatítico de Mitú es el *apatito*, generalmente euhedral o subhedral; frecuentemente aparece rodeado de *esfena*; en algunas muestras se presenta como pseudomorfo de rutilo.

La *esfena* es menos abundante, en parte parece ser epigenética, especialmente la variedad fuertemente pleocroica.

El *zircón* es observable prácticamente en todas las muestras, aunque siempre en granos pequeños y poco abundantes con frecuencia redondeados, evidenciando un origen detrítico; muchos granos son metamícticos parcial y a veces totalmente.

Otro mineral accesorio relativamente frecuente es la *allanita* en su mayor parte parcial o totalmente metamíctica; comúnmente los cristales se observan agrupados con la *esfena* y *zircón*. Son menos comunes en el Complejo Migmatítico de Mitú, accesorios como la *turmalina*, la cual solo se observó con relativa frecuencia en la región

del Río Negro aguas abajo del corregimiento de San Felipe; la variedad presente es el corlo.

La fluorita, aparece esporádicamente anhedral. *Magnetita*, muy escasa, se encuentra generalmente donde la roca presenta indicios de alteración hidrotermal. *Rutilo*, es frecuente en forma de agujas diminutas incluidas en otros minerales especialmente en cuarzo. *Pirita*, muy escasa, es notoria donde la roca presenta alteración.

En algunas muestras se observaron otros minerales tales como monacita, xenotima y posiblemente topacio, aunque la identificación es dudosa dado el pequeñísimo tamaño de los cristales.

Un detalle interesante de anotar es la escasez de granates; en estas migmatitas a diferencia de las observadas en los macizos de Garzón y Santander, solamente fue notoria su presencia en afloramientos de Caño Nabuquén afluente del Inírida y en los alrededores del corregimiento de Araracuara.

2.2.2. *Formación La Pedrera*.- Se propone en este trabajo el nombre de Formación La Pedrera para designar una secuencia de sedimentos arenosos-pelíticos, plegada y sometida a metamorfismo incipiente. Predomina ampliamente la facies arenosa sobre la pelítica, pero hay siempre una intercalación entre las dos.

El nombre para esta formación se toma del corregimiento La Pedrera, Comisaría del Amazonas, situado en la margen derecha del Río Caquetá, en cercanías a la confluencia con el Apaporis.

Los afloramientos de la formación se extienden desde el sur del Río Caquetá, en dirección del corregimiento de La Pedrera, hasta la parte alta del Río Taraira o Traira en el norte. Hacia el occidente están limitados por las cercanías del Apaporis y en el oriente se extienden hacia territorio del Brasil (Plancha I, hoja 4).

Morfológicamente, la Formación La Pedrera se presenta en serranías estrechas alargadas y algo sinuosas, con alturas que no sobrepasan los 400 m sobre el nivel circundante y con una dirección N30°W hasta N60°W. Esa morfología es causada por plie-

gues en dirección noreste, relativamente apretados, constituyendo estrechas estructuras afectadas por fallas paralelas casi perpendiculares al rumbo.

A partir de los pocos afloramientos visitados debido al difícil acceso a los sitios donde ellos ocurren, podemos anotar que sus niveles inferiores constan de un metaconglomerado oligomítico, constituido por clastos subredondeados de cuarcitas hasta de 10 cm de diámetro, en una matriz sílicea con intercalaciones de gruesas capas de cuarcita micácea y delgados niveles de shale arenoso. Tanto el metaconglomerado como la cuarcita fueron observados reposando discordantemente sobre rocas graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú, notándose como característica especial que tanto las rocas de esta formación como los granitos subyacentes, aparecen brechados en la zona de contacto, lo que hace pensar en una forma de plegamiento, en que la Formación La Pedrera resbaló sobre una superficie granítica rígida, como se pudo observar en el Río Apaporis entre los raudales La Estrella y Puerco.

En los niveles más superiores predominan meta-areniscas ortocuarcíticas con delgadas intercalaciones de esquistos, observados en La Pedrera, Raudal Córdoba en el Río Caquetá y en los raudales Sucre y La Estrella en el Apaporis.

En el Raudal Tente en el Río Taraira o Traira, la cuarcita del nivel inferior aparece intruida por un dique de diabasa.

Como estructuras, es importante mencionar en las meta-areniscas marcas de oleaje y lentes conglomeráticos. En las meta-pelitas se observan unos cilindros macizos, vermiformes, formando salientes.

Miscroscópicamente los clastos de cuarzo en el metaconglomerado son de grano muy grueso, contienen extinción ondulatoria y se encuentran notoriamente fracturados. Aún cuando están recrystalizados, se alcanzan a observar los clastos originales.

Como minerales accesorios se observan sílice fibrosa entre los espacios intergranulares, teñida de óxido de hierro, y además zircón, muscovita, y algunos granos finos de turmalina.

La cuarcita micácea está constituida por cuarzo de grano medio completamente recristalizado, con una total ausencia de los contornos de los clastos originales, y por muscovita notablemente orientada, en una matriz recristalizada en sericita y muscovita. Como minerales accesorios presenta zircón, turmalina y magnetita. En algunos sitios como en el Raudal Córdoba en el Río Caquetá y el Raudal Sucre en el Apaporis, está roca muestra efectos cataclásticos.

Las meta-areniscas se presentan en colores blanco, rosado y rojo carne, con una cubierta oscura de óxidos de hierro y manganeso.

Microscópicamente, se observa cuarzo en granos completamente soldados sin que se puedan apreciar antiguos contornos redondeados. Hay esporádicas láminas de muscovita, notoriamente orientadas. Parece que hay andalusita; su identificación es dudosa dado que los granos son muy pequeños. Como accesorios se observan turmalina y zircón en granos redondeados, piritita en algunos estratos, en grano fino, hematita, magnetita y en algunos sitios sílice fibrosa.

Las metapelitas de la Formación La Pedrera presentan colores rosados y verdosos, observándose en ellas ignofósiles vermiformes.

En general se trata de shales arenosos con un metamorfismo incipiente; microscópicamente es característico el cuarzo en grano fino, abundante muscovita orientada y sericita. Hay opacos no identificados rodeados de muscovita. Aparecen algunos accesorios comunes con la facies arenosa tales como turmalina, zircón y piritita (Fig. 26).

En resumen, se puede considerar la Formación La Pedrera como pelítico-arenosa, con un metamorfismo regional de muy bajo grado; parece ser de tipo Abukuma (afortunadamente la identificación de la andalusita es dudosa) y podría tratarse de la sub-facies cuarzo-andalusita, plagioclasa-clorita de la facies esquisto verde.

Como se expone en el capítulo de Geología Histórica, es probable que la Formación La Pedrera sea correlacionable con la Formación Roraima. En este informe se le da una denominación diferente, al presentar

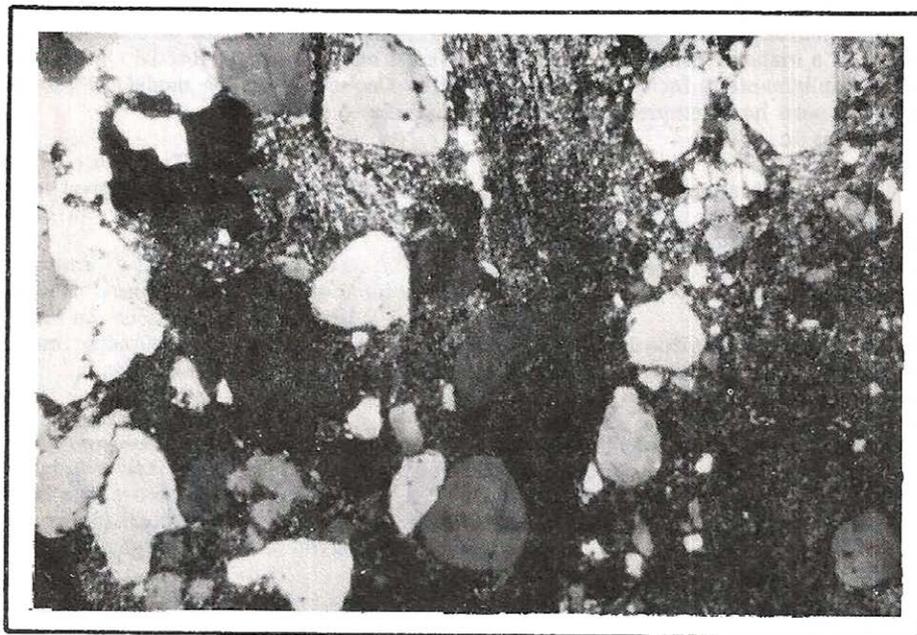


FIGURA 26. Formación La Pedrera. Microfotografía del contacto entre meta-arenisca y shale arenoso con un metamorfismo incipiente.

algunas diferencias estratigráficas probablemente debidas a cambios de facies, pero cuya transición solo sería observable en territorio brasilero donde las han denominado Grupo Tunui (MONTALVAO, R., M.G. de, 1974).

2.2.3. FORMACION RORAIMA

Se conoce como Formación Roraima a una espesa secuencia sedimentaria Precámbrica descrita en el Escudo de Guayana venezolano por Aguerrevere et al (1939). Determinaciones radiométricas mediante los métodos K/Ar y Rb/Sr en diques diabásicos que intruyen esa formación, dieron una edad para los mismos de 1.700 m.a. (SNELLING, N. J., 1963).

La Formación Roraima en Colombia aflora en la parte central y nor-occidental de la Comisaría del Guainía, en el sector comprendido entre los Ríos Guaviare e Isana. Se puede dividir en dos segmentos, el inferior compuesto de un conglomerado cuarzo-so hacia la base y sobre éste una alternancia de shales pizarrosos y areniscas conglomeráticas ferruginosas; y el superior compuesto por conglomerado y ortocuarcita.

Estructural y morfológicamente presenta las siguientes características: pliegues muy amplios, y anticlinales semidómicos con sus ejes erosionados lo que hace resaltar amplios sinclinales en forma de artesa, tomando el conjunto un relieve topográfico inverso a la superficie estructural.

El contacto entre esta formación y la roca granítica sobre la cual reposa, presenta superficies intensamente fracturadas, lo que unido al hecho de la observación de los miembros superiores en contacto con la superficie granítica en los flancos de los anticlinales, nos lleva a pensar en un tipo de plegamiento en que los sedimentos resbalan sobre un piso rígido y el miembro inferior relativamente incompetente fue apilado en los núcleos de los anticlinales.

En algunos sitios se pueden observar grandes huecos (más de 1.000 m de diámetro), formando una especie de pseudodolinas en las areniscas de esta formación; son particularmente notorios dos en cercanías del Raudal Alto en el Río Inírida. Hay descripciones de esta clase de estructuras en el Roraima del Territorio Amazonas en Venezuela, hechas por Szczerban, E. (1976).

Respecto a su origen, aunque los autores del presente informe no aventuran teoría alguna, no comparten en absoluto la explicación del origen de dichas estructuras dado por el mencionado autor (solución de la sílice por aguas ácidas).

La solución de la sílice en un medio ácido hasta ahora ha sido un tema de discusión, generalmente no aceptado por autores como Pettijohn, F. D. (1970) y otros. Algunos autores, entre ellos Tricart, J. (1972) sostienen que hay una cierta solubilidad de sílice en aguas de bajo pH en condiciones de intemperismo tropical, pero nunca en proporciones tales, como para producir fenómenos pseudo-karsticos de un tamaño tan considerable como los observados en esta formación.

En cuanto a estructuras menores cabe mencionar la estratificación cruzada, bastante frecuente en las areniscas del Segmento Superior y los lentes de conglomerados intraformacionales también frecuentes en dicha unidad.

Tanto en los conglomerados como en las areniscas, son frecuentes las drusas de cuarzo. En las areniscas es frecuente observar cristalización en forma de pirámide, con una base que da la apariencia de la raíz de un premolar; los cristales de esta forma, frecuentemente son de la variedad amatista. Las drusas en los conglomerados presentan cuarzo de forma prismática con longitudes que pueden llegar a 50 cm.

2.2.3.1.- *Segmento Inferior.*- Esta constituido por un conglomerado basal oligomítico, con fragmentos de cuarzo en su mayor parte lechoso, en algunos casos hialino, en una matriz generalmente cuarzoza que a veces presenta escaso material arcilloso; el tamaño de los fragmentos varía entre 2 y 5 cm de diámetro, observándose abundante muscovita en los planos de fracturas.

Los fragmentos de cuarzo son redondeados y subredondeados y se encuentran totalmente soldados entre sí. Existe extinción ondulatoria en todos los granos; la mayoría presenta fracturamiento y abundantes inclusiones de agujas de rutilo. Como accesorios aparecen muscovita en láminas grandes, posiblemente producto de metamorfismo de una matriz arcillosa y algunos zircones redondeados.

Este conglomerado grada hacia la parte superior a capas de arenisca conglomerática cuarzosa muy compacta, de colores blanco y grisáceo. El cuarzo es subredondeado a subangular a veces con extinción ondulatoria y bordes suturados. La matriz es limolítica, compuesta por cuarzo de grano muy fino y sericita en poca cantidad. En la mayoría de las muestras analizadas, la matriz se encuentra invadida por pirita diseminada. Como minerales accesorios se observan turmalina, zircón, muscovita y monacita, ésta última en poca proporción.

El total soldamiento de los cristales de cuarzo y el desarrollo de láminas grandes de muscovita, nos indica metamorfismo; el hecho de no observarse orientación preferencial en las micas, nos hace creer que no hubo esfuerzos penetrativos y que por lo tanto se trata de metamorfismo de contacto (Fig. 27).

A continuación se presenta una alternancia de capas arenoarcillosas compuestas por un shale arenoso de color gris a gris azulado, en parte violáceo, de laminación muy fina, constituido por cuarzo en pequeños granos angulares, sericita y material arcio-

lloso en parte manchado de limonita. Intercaladas con este sedimento se encuentran areniscas ferruginosas que presentan cuarzo de grano medio a grueso, subredondeado, en una matriz opaca con abundante pirita y areniscas cuarzosas de grano medio finamente bandeadas, de colores negro a gris claro. En el sitio en que se observaron estos sedimentos, región del Caño Maymachi afluente del Caño Naquén, no presentan huellas de metamorfismo, lo que afirma la idea de que el metamorfismo presente en esta formación es de contacto, ya que no afectó uniformemente a todas sus unidades.

2.2.3.2.- *Segmento Superior*.- Suprayaciendo la secuencia anteriormente descrita, se observó en la Sierra de Naquén cerca a la frontera con el Brasil un segundo conglomerado cuarzoso, donde las muestras estudiadas al microscopio contienen cuarzo notoriamente fracturado con notable soldamiento entre granos y ausencia de micas u otros accesorios. Es de anotar que en el sitio donde se tomaron las muestras, el conglomerado se encuentra en contacto cizallado con granitos del Complejo Migmatítico de Mitú y bajo las areniscas de la parte superior de la formación.

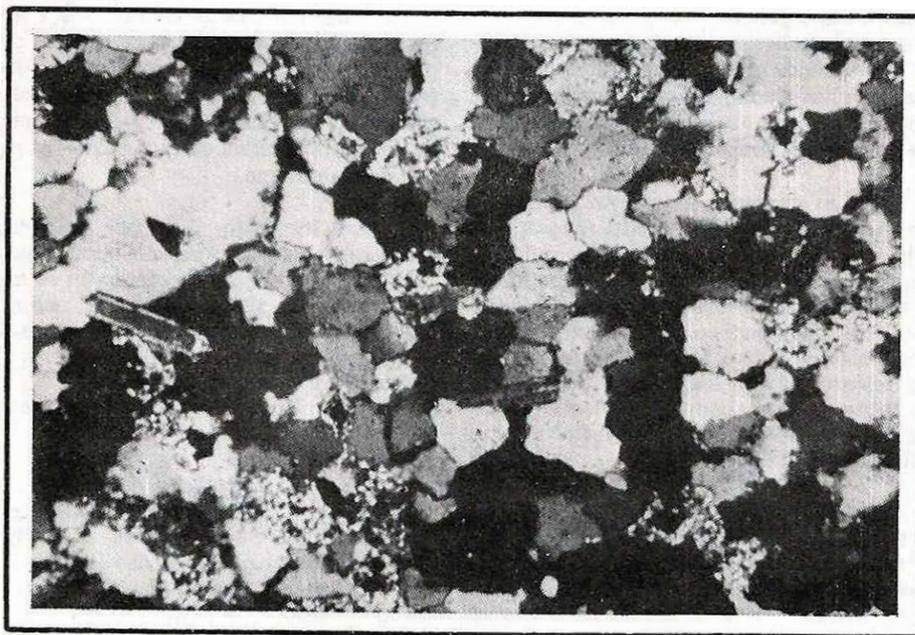


FIGURA 27. Formación Roraima. Microfotografía del desarrollo de micas sin orientación preferencial en meta-areniscas del Miembro inferior.

El tope del Segmento Superior lo conforma una columna de ortocuarzitas de color blanco a rosado muy monótona, a excepción de pequeños lentes conglomeráticos y escasos planos micáceos. Su espesor sobrepasa los 500 metros.

En sectores como la Sierra de Naquén, estas areniscas se presentan sin metamorfismo y con los contornos redondeados del cuarzo claramente determinables. Hacia la parte alta de Caño Bocón, afluente del Inírida, las areniscas presentan soldamiento incipiente de los granos de cuarzo. En la zona de Raudal Alto en el Río Inírida, la recrystalización y deformación del cuarzo es muy marcada con sus bordes muchas veces festoneados, presentándose biotita en unos sitios y en otros andalusita evidenciando un marcado metamorfismo térmico.

Esporádicamente se observan algunos accesorios como zircón y turmalina en granos redondeados y piritita, epidota, microclina y plagioclasa.

Toda esta secuencia sedimentaria se ha correlacionado con la Formación Roraima, descrita en Venezuela y Brasil, dado que hay similitudes litológicas innegables (Segmento Inferior pelítico y Segmento Superior arenoso), y que se encuentra en plataformas aisladas en forma similar a la que presenta en áreas vecinas de la Amazonía Venezolana. También es interesante anotar la similitud de estructuras como las pseudodolinas que se describieron anteriormente y las grandes drusas de cuarzo en los conglomerados.

Los geólogos del "Proyecto Raudal Brasil (1976)" consideraron esta secuencia como diferente al Roraima y cronológicamente anterior, aunque para esto último no dan argumento claro alguno. Además, razones como la no observación del Segmento Inferior del Roraima en el lado brasilero de las Sierras de Naquén y Tunui (observable en el lado colombiano) o la no continuidad superficial entre el Roraima del Pico de Neblina y Naquén, se pueden considerar frágiles.

Muchos autores entre ellos Keats W. (1976) y Reid, A.R. (1972) han considerado, en base a evidencias sedimentológicas, un ambiente deposicional fluvio-deltaico para esta formación.

2.2.4. GRANOFIROS DEL TIJERETO

Con este nombre hemos denominado un cuerpo intrusivo que aflora como una ventana en el Terciario en el Raudal de Tijereto en la región del curso medio del Río Caquetá y curso inferior del Caño El Sol afluente de dicho río (Plancha I, hoja 3).

Se han incluido en esta unidad también tres pequeñas ventanas de roca intrusiva con notoria textura gráfica (Fig. 28) pero de composición muy variable, localizadas en riberas del Río Vaupés en proximidades del Cerro Ti, en el Bajo Apaporis en un pequeño sector a orillas del río y en el curso inferior del Río Piraparaná; estas tres ventanas solo se pueden observar en época de sequía ya que durante las lluvias son cubiertas por el respectivo río.

La composición mineralógica y química (Cuadro 1) varía en los cuatro sitios mencionados y lo único constante es la textura gráfica. Así tenemos que, en la ventana del Río Vaupés la roca presenta una composición mineralógica que permite considerarla un gabro alcalino, ya que junto con cuarzo (6 %) en intercrecimiento gráfico con ortoclasa, se observa plagioclasa sódica, augita (aproximadamente 18 %) y olivino en parte serpentizado. La composición presenta notoria variación dentro del afloramiento, que escasamente se extiende unos 300 m a lo largo del río. En el Piraparaná se observan características petrográficas muy similares excepto una incipiente carbonatación y epidotización del piroxeno.

En el Raudal del Tijereto el granó-firo es notoriamente más félsico, pudiendo clasificarse como una granodiorita. Allí, el contenido de cuarzo (14-20 %) es mucho más alto que al norte en el Cerro Ti, como también la ortoclasa en intercrecimiento gráfico con cuarzo. La plagioclasa sódica está muy sericitizada y parcialmente reemplazada por intercrecimientos gráficos de ortosa y cuarzo. No se observó olivino y el piroxeno se presenta en escasos remanentes de un reemplazamiento por hastingsita. Este anfíbol presenta textura poikilitica muy marcada con el siguiente pleocroismo:

Según X amarillo verdoso
Según Y verde manzana
Según Z azul celeste

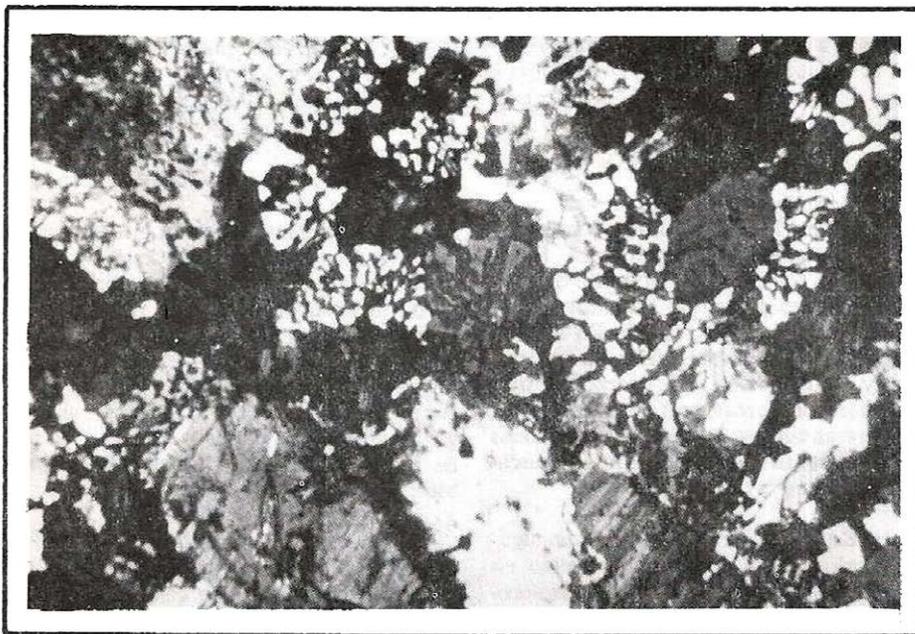


FIGURA 28. Granófiros del Tijereto. Microfotografía del intercambio gráfico entre ortoclasa y cuarzo, textura relativamente común en dicha unidad geológica.

Además se observa biotita marrón, parcialmente cloritizada, formando aureolas alrededor de minerales opacos. Como característica especial de esta unidad geológica en la zona del Tijereto, tenemos la abundancia de minerales accesorios y el tamaño de los cristales de algunos. Son conspicuos apatito, fluorita, ilmenita, zircón, esfena y rutilo.

En la cascada del Caño El Sol, aproximadamente 10 km de su desembocadura, se presenta el granófiro alterado hidrotermalmente con desarrollo de epidota y clorita. La composición química del granófiro alterado puede verse en el Cuadro 1. En la pequeña ventana del Bajo Apaporis, el granófiro presenta composición félsica similar a la localidad del Tijereto.

En conjunto se puede generalizar que los granófiros varían de granodiorita a gabro, siendo ácidos al sur y tendiendo a básicos al norte.

Sus variaciones en composición hacen pensar en una roca híbrida, posiblemente apófisis de un cuerpo mayor que haya asimilado roca encajante o un posible subvolcánico. Hay un dique básico en la región

del Piraparaná que presenta feldespatos de potasio y una notable similitud en su composición química al granófiro gabroide del Cerro Ti en el Río Vaupés.

Tentativamente esta unidad se ha colocado como contemporánea de la Formación Piraparaná, considerando la posibilidad que sea la raíz del evento volcánico de dicha unidad, sin embargo las dataciones radiométricas aclararán este punto.

Respecto al origen del magma de los granófiros (lo mismo que las lavas de la Formación Piraparaná) es interesante observar que tiene una composición similar al promedio de la del Complejo Migmatítico de Mitú al menos en lo concerniente a sodio, potasio y volátiles, como puede verse en las Figuras 11 a 19 y por lo tanto no es descartable que dicha formación se originara en procesos palingénicos locales del mencionado complejo.

2.2.5. FORMACION PIRAPARANA

Se propone este nombre para denominar una secuencia volcano-sedimentaria plegada de color rojizo, aflorante en un am-

plio arco discontinuo que se extiende desde el sitio de Yaca-Yaca en riberas del Río Vaupés siguiendo el curso del Río Piraparaná hacia el sur, hasta unos pequeños promontorios en cercanías del sitio de Solarte situado a orillas del Río Caquetá (Pl. I, hojas 2,4).

El nombre para esta formación se toma del Río Piraparaná que desemboca en la parte baja del Río Apaporis.

Los afloramientos de la secuencia fueron observados en sitios aislados unos de otros, apareciendo expuesta la mayor parte de ella en el sector medio del Río Piraparaná entre los raudales Gaebo y Pie, considerándose éste como localidad tipo (Pl. I, hoja 2) y en el Cerro de Las Golondrinas en la región nor-oriental de las cabeceras de dicho río.

En la localidad tipo la Formación Piraparaná está formada por un conglomerado volcánico con clastos de granito, cuarzo y feldespatos, capas de arenisca arcósica roja y ortocuarzitas del mismo color, con un espesor total aproximado de 80 m.

En general la formación consta de derrames de lavas riódacíticas que podrían estar eventualmente representando la base de la formación, ya que no fue posible observar su contacto con la unidad infrayacente, y depósitos de piroclásticos mezclados con sedimentos conglomeráticos areniscas arcósicas, que hacia el tope se tornan ortocuarzitas.

Su expresión morfológica es de serranías de muy poca altura que no sobrepasan los 150 m, en dirección norte y desplazadas por fallas transversales a su rumbo. Aparecen constituyendo una estructura asimétrica con una inclinación promedio de 25° hacia el occidente, siendo muy pendiente su ladera oriental.

2.2.5.1. *Lavas Riódacíticas.*- Solo fueron observadas en la localidad de Yaca-Yaca a orillas del Río Vaupés, en un afloramiento de aproximadamente 300 m^2 . Consiste en flujos de lavas rojizas inequigranulares, de poco espesor y con una inclinación de 25°W en dirección $\text{S}80^\circ \text{W}$ (Fig. 29).

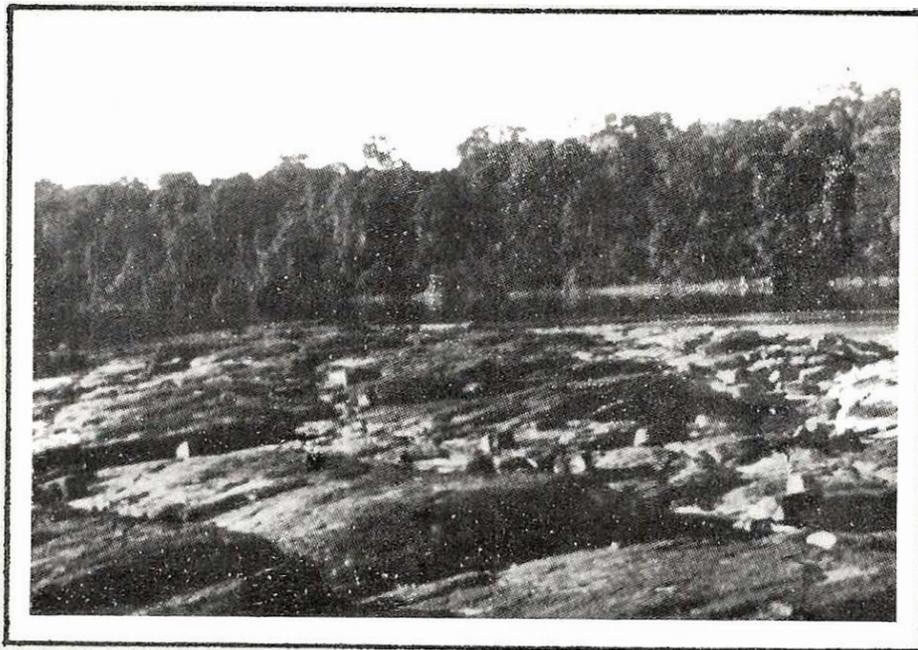


FIGURA 29. Formación Piraparaná. Derrames de lava riódacítica en la localidad de Yaca-Yaca, margen derecha del Río Vaupés.

Resultados preliminares de datación isotópica en roca total por el método Rb/Sr, en seis muestras recolectadas en la localidad de Yaca-Yaca, dieron un edad de 1.200 m.a. (PRIEM, H., 1978).

Petrográficamente presenta textura porfirítica, con matriz y fenocristales completamente teñidos de hematita.

El cuarzo (24,5%) se presenta en cristales cuneiformes en intercrecimiento gráfico con feldespatos de potasio, prácticamente incluidos en los fenocristales de éste último.

El feldespatos potásico presente es ortoclasa (34,6%), en fenocristales de dos y más centímetros de diámetro, muy manchados de hematita. La plagioclasa de composición oligoclasa (22,8%) se observa en cristales subhedrales muy sericitizados.

Parece que la matriz en su mayor parte es ortoclasa, producto de desvitrificación, aún cuando se dificulta hacerle pruebas dado lo muy manchada y alterada que se presenta.

De los minerales ferromagnesianos solo se observan pseudomorfos cloritizados, rodeados de magnetita. Como accesorios hay apatito, ilmenita, zircón y rutilo.

La textura porfirítica hace incierto un conteo de puntos para determinar su composición modal. El porcentaje de los minerales principales da normativamente una composición riódacítica.

2.2.5.2. *Piroclásticos y Sedimentos.* - Piroclastos mezclados con sedimentos conglomeráticos y areniscas arcósicas parecen haberse depositado encima de las lavas riódacíticas de la Formación Piraparaná.

En el Raudal Pie, en el Río Piraparaná y en cercanías de las bocas de Caño Piedra en dicho río, afloran unos conglomerados, cuyos clastos en su mayor parte son de granito o granos redondeados de cuarzo o feldespatos, especialmente microclina (Fig. 30). Sirviendo como matriz y por lo tanto soldando los clastos entre sí, se presenta ortoclasa muy manchada de hematita, en parte en intercrecimiento gráfico con cuarzo y plagioclasa en menor proporción. El conjunto da el

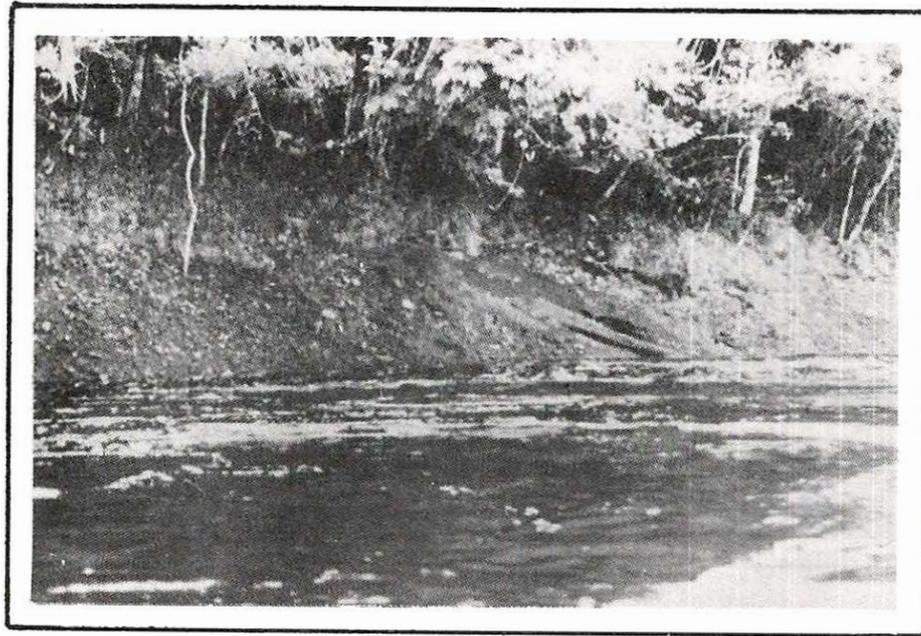


FIGURA 30. Formación Piraparaná. Aspecto de un afloramiento de rocas volcanoclásticas a orillas del Río Piraparaná.

aspecto de un aglomerado, pero, dado que la mayoría de los clastos son de composición granítica y por lo tanto no volcánogénicos, puede pensarse en material detrítico, soldado por tobas que forman la matriz feldespática, denominándolo mejor conglomerado volcánico, ya que los clastos no son antiguas bombas sino fragmentos detríticos heterogéneos.

Sobre el conglomerado volcánico se depositaron conglomerados y areniscas arcósicas caracterizados por presentar una coloración roja. Estos depósitos aparecen mejor expuestos a lo largo del Río Piraparaná entre los raudales Gaëbo y Piedra a través de una extensión de 3 km, como también en el cerro de Las Golondrinas hacia el nororiente de las cabeceras de dicho río. Aislados niveles del conglomerado fueron observados en el Río Apaporis en el Raudal Jirijirimo y en cercanías a la desembocadura del Caño Gripcapuray en el Apaporis. En este último sitio aparece depositado discordantemente sobre rocas graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú.

Los conglomerados son polimícticos y en general parcialmente brechoides. Se observan clastos de roca volcánica, de cuarcita, rocas sedimentarias arenosas, granitos, cuarzo, feldespato y otros minerales.

La matriz en general es notoriamente ferruginosa; en la mayor parte de lo observado es ferruginoso-arcillosa. En cercanías del caserío de San Miguel sobre el Río Piraparaná se observó el conglomerado con matriz calcárea y algunos clastos de carbonatos.

Las areniscas presentan un color rojo y ocre y contienen clastos de cuarzo, feldespato, especialmente microclina, fragmentos de rocas (pórfido, granito gráfico, chert?) y como accesorios turmalina y zircón.

La matriz en unas partes es pelítica y en otras silícea pero siempre con un alto contenido de material ferruginoso.

La composición y las relaciones matriz-clastos varían lo suficiente como para que se pueda considerar que hay desde arcosa y subarcosa hasta subgrauvaca. En partes hacia el tope disminuye el contenido de feldespato y fragmentos de roca, así como la

arcilla en la matriz, hasta hacerse una arenisca cuarzosa con cemento ferruginoso.

En resumen, podemos decir de la Formación Piraparaná que es un conjunto volcano-sedimentario depositado en un ambiente subaéreo, ya que la omnipresencia de hierro férrico evidencia oxidación. El conjunto fue sometido a plegamiento con direcciones tectónicas NNE.

Sobre la Formación Piraparaná reposa discordantemente la Formación Araraucara, tal como se observa en la zona del Raudal de Jirijirimo en el Río Apaporis.

Con base en su origen y características litológicas, se piensa que la Formación Piraparaná puede ser el equivalente facial del Grupo Vatumá descrito por Barbosa, O. (1967), en la Amazonía brasilera.

2.2.6. DIQUES DIABASICOS

Dentro del Proyecto Radargramétrico del Amazonas, en las comisiones geológicas se hace mención de unos 15 diques de rocas básicas intruyendo al Complejo Migmatítico de Mitú (Fig. 31) y a la Formación La Pedrera.

La gran mayoría de estos diques son de composición diabásica y solo dos, observados en la región del Río Piraparaná, presentan una clara afinidad mineralógica y geoquímica con el gabro alcalino del Ti (Fig. 32), tal como se menciona también en el capítulo referente al Granófiro del Tijereto.

En la Figura 32 se indica además la existencia de dos tipos de magmas básicos diferentes, uno alcalino, que dió lugar a cuerpos gábricos como el del Ti, a algunos diques y posiblemente por diferenciación a las Lavas Riódacíticas de la Formación Piraparaná y otro magma posterior que dió lugar a diques diabásicos.

Petrográficamente las rocas básicas alcalinas afines al cuerpo del Ti, observadas en forma de diques, se caracterizan por presentar ortosa poikilitica empolvada y plagioclasa ofítica en grano fino. El piroxeno presente es pigeonita y como accesorios solo se observa ilmenita. Es importante anotar que la muestra estudiada presenta alteración hidrotermal incipiente con desarrollo de calcita, clorita y epidota.

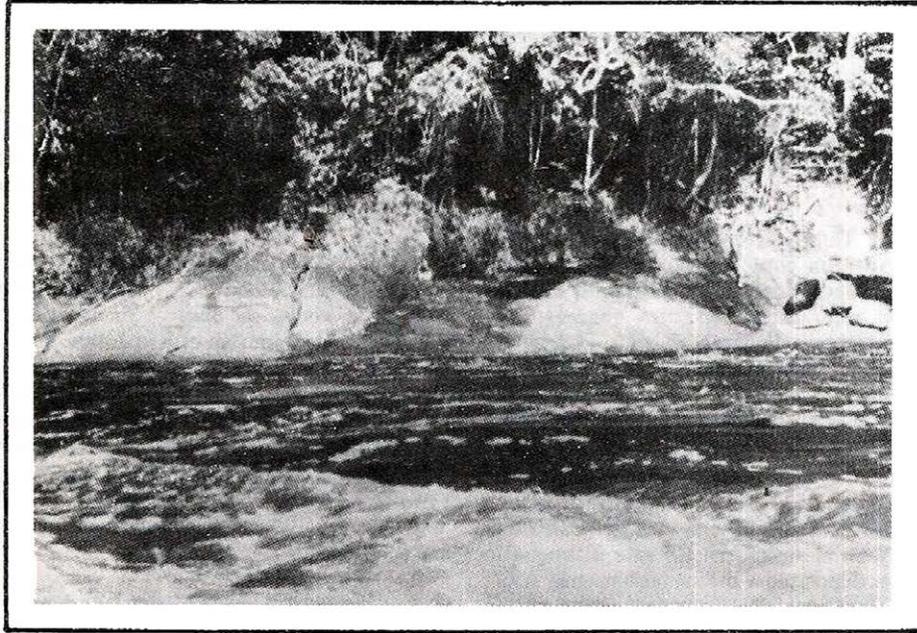


FIGURA 31. Diques de diabasa cruzando rocas del Complejo Migmatítico de Mitú, en la región del Río Piraparaná.

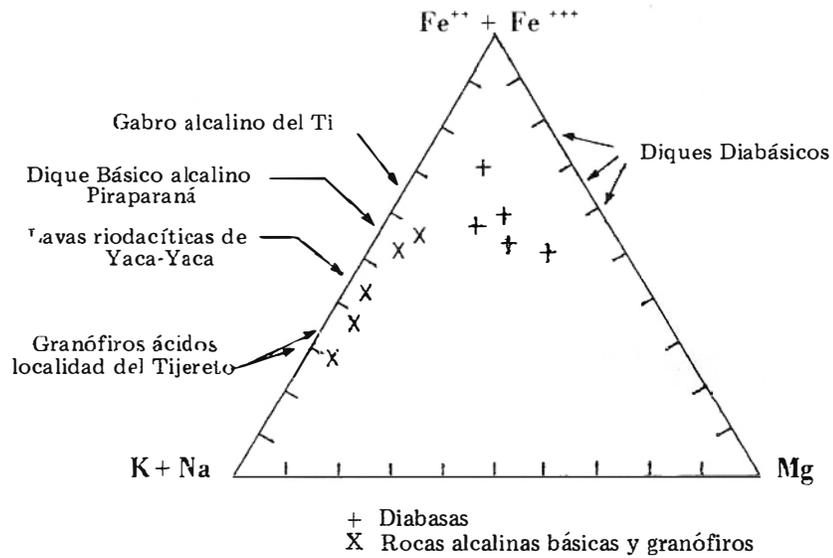


FIGURA 32

DIAGRAMA $[Fe^{++} + Fe^{+++}] - [Na + K] - Mg$
DE LAS ROCAS IGNEAS BASICAS Y GRANOFIROS

Los diques diabásicos presentan una composición muy simple, en general labradorita algo sausuritizada, augita en textura subofítica con el feldespato mencionado y como accesorios ilmenita, apatito y a veces pirita (Fig. 33). En algunas muestras alcanzan a observarse algunos cristales de cuarzo.

Como conclusión de lo anterior, puede decirse que la gran mayoría de los diques localizados y muestreados son de diabasa y solo algunos localizados en la cuenca del Río Piraparaná son de un gabro alcalino, magmatismo que dió origen a los granófiros y probablemente a las vulcanitas de la Formación Piraparaná.

2.3. PALEOZOICO

2.3.1. FORMACION ARARACUARA

Proponemos esta denominación para una secuencia sedimentaria, predominantemente arenácea, cuya localidad tipo se encuentra ubicada en el sitio "Balcón del Diablo" en el corregimiento de Araracuara, Comisaría del Amazonas (Pl. I, hoja 3). Tiene un espesor aproximado de 200 m y se presenta en estratos horizontales o levemente inclinados hasta 10° hacia el occidente (Fig. 34).

Con base en la interpretación de las imágenes de radar y el chequeo de otros afloramientos en el área amazónica, podemos decir que la Formación Araracuara se presenta como dos grandes franjas discontinuas de mesetas alineadas en dirección norte-sur. Una franja oriental que se extiende desde el Río Guaviare en la región de Iteviare hasta el Río Apaporis en el Raudal de Jirijirimo y la otra franja al occidente, que se extiende desde el Río Guaviare en la confluencia con el Ariari hasta el sitio de la Chorrera en el Río Igaraparaná afluente del Putumayo.

La Formación Araracuara se ha observado reposando sobre granitos y neises del Complejo Migmatítico de Mitú, sobre la Formación Piraparaná y los Granófiros y en contacto intruido con la Sienita Nefelínica de San José del Guaviare.

Morfológicamente esta formación se caracteriza por presentar grandes lineamientos en donde se desarrollan valles en forma de U. Estos lineamientos no son causa-

dos por fallas ya que no se observa desplazamiento de estratos ni trituración.

En la base de la secuencia como se puede observar en la columna estratigráfica (Fig. 35), se encuentra un conglomerado con fragmentos de cuarzo hialino en una matriz arcillosa de color verde, depositado discordantemente sobre rocas del Complejo Migmatítico de Mitú. Encima areniscas en paquetes de poco espesor, con dos intercalaciones limolíticas de 20 y 10 m de espesor en esta parte inferior. El resto de la Formación Araracuara es casi totalmente arenosa, con presencia de algunos lentes conglomeráticos.

Como estructuras notorias y frecuentes en las areniscas cabe mencionar estratificación cruzada, marcas de oleaje, columnas silíceas perpendiculares a los planos de estratificación y en un estrato llegan a observarse lo que parecen paleocanales. Son muy comunes los escolitos.

En la Formación Araracuara, es frecuente la bioturbación. En los paquetes limolíticos inferiores se pueden observar huecos de gusanos, formas con aspectos de sifones, moldes de valvas y otras formas no identificadas. Junto a lo anterior, se halló también un molde deformado de trilobites.

Petrográficamente se puede anotar lo siguiente: el conglomerado en la base de la secuencia presenta escaso feldespato, es notoriamente cuarzoso y contiene muscovita raída, claramente detrítica. En la matriz abunda la glauconita, en su mayor parte oxidada.

En cuanto a las areniscas no hay peculiaridades muy especiales que anotar. En general, varían desde subarcosas hasta ortocuarcitas presentándose en casi todas aún en pequeñísima cantidad, feldespato, comúnmente microclina. En todas las areniscas de esta formación se observa recristalización del cuarzo; sin embargo los contornos de los clastos son claramente identificables. Como accesorios más frecuentes se presentan, turmalina y óxidos de hierro.

Las limolitas de la Formación Araracuara presentan las siguientes características: abundancia especial de glauconita en algunos niveles, lo que llega a reflejarse en la composición química (ver Cuadro 4); gene-



FIGURA 33. Diques diabásicos. Microfotografía de textura subofítica desarrollada en diabasa del caño Cuduyarí.

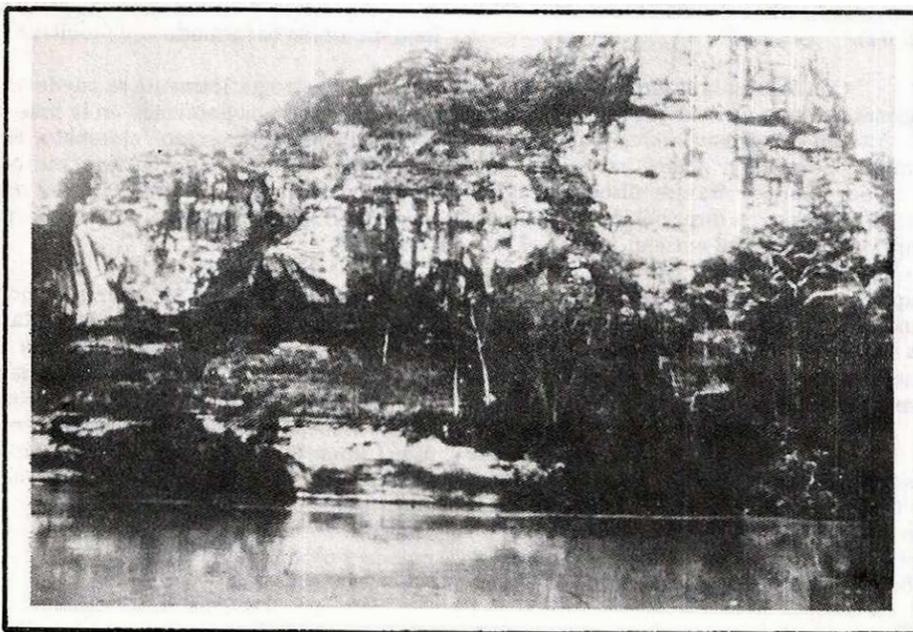


FIGURA 34. Estratificación horizontal de las areniscas en la Formación Aracuara. Región del Alto Inírida.

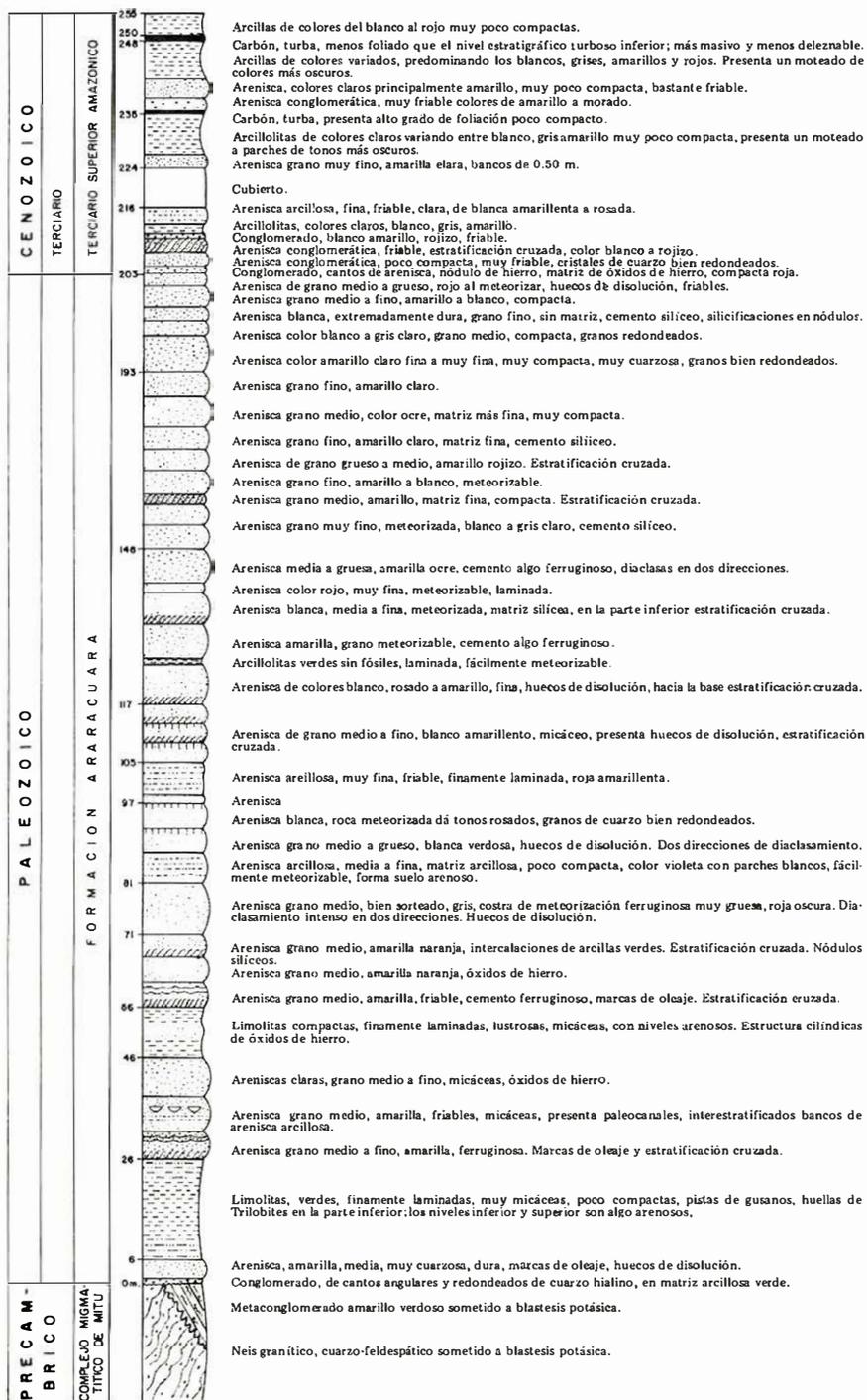


FIGURA 35.

Columna estratigráfica de la Formación Aracua.

Composición Química	Limolita IGM-130530	Limolita IGM-130531
SiO ₂ %	81,38	75,91
Al ₂ O ₃ %	9,95	12,69
Fe ₂ O ₃ %	2,93	2,76
FeO%	0,24	0,04
TiO ₂ %	0,00	0,26
CaO%	0,04	0,38
MgO%	0,43	0,51
Na ₂ O%	0,05	0,07
K ₂ O%	2,87	4,48
Mn%	0,01	0,01
Ba%	0,04	0,06
Zr ppm	200,00	300,00
Sr ppm	60,00	80,00
F ppm	218,00	184,00
B ppm	20,00	15,00
Sn ppm	*	*
W ppm	*	*
Li ppm	14,00	13,00

NOTA: * Significa valores menores al límite de detección.

CUADRO 4. RESULTADOS DE ANALISIS QUIMICOS DE DIFERENTES ELEMENTOS EN LIMOLITAS DE LA FORMACION ARARACUARA

ralmente presentan un pequeño contenido de feldespato. En algunas es especialmente abundante la muscovita; algo interesante de anotar es la presencia de bioformas fósiles; se observa el diseño en materia carbonosa de lo que parecen ser algas (También hay unas formas en colofana, muy semejantes a hojas de plantas inferiores. Ciertos rasgos como la abundancia de glauconita y la presencia de fósiles marinos hace pensar que se trata de sedimentos marinos probablemente costeros.

Sobre la Formación Araracuara se puede ver reposando en unos sitios el Terciario Superior Amazónico y en otros arenas eólicas pleistocenas.

La presencia del molde de trilobites, la presencia de estos mismos fósiles en sedimentos similares a los descritos al borde del Escudo al norte del Río Guaviare (comunicación verbal de geólogos de Ecopetrol) y los argumentos que exponen Vesga y Castillo (1972) acerca del contacto de carácter intrusivo entre la Sienita Nefelínica de San José del Guaviare y esta formación, nos hacen creer que la Formación Araracuara es de edad paleozoica; sin embargo su localización dentro del Paleozoico aún se desconoce.

2.3.2. SIENITA NEFELINICA DE SAN JOSE DEL GUAVIARE

Vesga y Castillo (1972) denominan Sienita Nefelínica de San José del Guaviare a un cuerpo típicamente ígneo localizado unos 20 km al sur del municipio de San José, en la parte inferior de un escarpe de areniscas compuesto por microclina, nefelina, albita y cancrinita, con menores cantidades de biotita, magnetita, zircón y esfena.

En el Mapa Geológico (Plancha I, hoja 1), la Sienita Nefelínica se puede observar expuesta en tres sectores, uno al norte en donde se presenta en contacto intrusivo con la Formación Araracuara y dos al sur en contacto discordante con el Terciario superior Amazónico. El área total es de aproximadamente 200 km².

Las razones que no^b llevan a considerar esta unidad cronológicamente a continuación de la Formación Araracuara, están basadas en algunos argumentos expuestos por Vesga y Castillo (1972) en el trabajo titulado "Reconocimiento Geológico y Geoquímico Preliminar del Río Guaviare entre las confluencia con los Ríos Ariari e Iteviare" y además de algunas otras observaciones de los autores del presente informe.

Así, en el trabajo de Vesga y Castillo se dan razones para creer en un contacto intrusivo entre la Sienita Nefelínica de San José del Guaviare y la denominada en este informe Formación Araracuara, tales como ausencia de conglomerado basal, falta de clastos de feldespato en la arenisca en niveles inmediatos al contacto y concordancia entre el contacto y el buzamiento de los sedimentos.

A esto cabe agregar el frecuente hallazgo en áreas del Putumayo y Caquetá, en las formaciones petroleras, de sedimentos arenosos del Paleozoico inferior bajo el Terciario, al alejarse del piedemonte andino (ARMANDO ESTRADA, comunicación verbal).

Esto hace pensar que los sedimentos mencionados sean de la Formación Araracuara y dado que la Sienita Nefelínica de San José del Guaviare tiene una datación de 445 a 449 m.a. (PINSON, et al., 1962), puede haber sido emplazada posteriormente.

Además, la Formación Araracuara en toda el área estudiada, se presenta horizontal o con un ligero buzamiento hacia el occidente, excepto en la localidad mencionada donde buza al noreste, flexión que pudo ser producida por la intrusión.

Junto con la unidad descrita se ha agrupado un cuerpo ígneo de poca extensión localizado entre los Ríos Caguán y Yará, que forma una prominencia topográfica denominada Cerro Cumare del cual solo se tiene alguna información superficial (LIBIO ZANELLA, informe verbal).

Macroscópicamente la Sienita Nefelínica de San José del Guaviare se presenta como una roca de aspecto granítico holocristalina; se pueden observar con lupa feldespatos indiferenciables y biotita. Las superficies de meteorización presentan un curioso bajo relieve, notándose la falta de los gránulos salientes, característica que produce el cuarzo de las rocas graníticas.

Microscópicamente es interesante anotar la presencia de feldespato de potasio y microclina muy limpia; no presenta inclusiones ni indicios de estar reemplazando otros

feldespatos, a diferencia de lo que ocurre en las facies granitoides del Complejo Migmatítico de Mitú.

Son muy notorias las pertitas, y la proporción de microclina y plagioclasa sódica llega en ellas a ser casi igual, pudiendo considerarse más bien intercrecimiento orientado (cuando en una desmezcla los componentes están en proporciones casi iguales).

Plagioclasa muy sódica en general no pasa de oligoclasa, aunque la de los intercrecimientos con feldespato de potasio parece albita.

Nefelina, generalmente en cristales grandes, empolvados, con pequeñas inclusiones de biotita y carbonato. Presenta una ligera alteración, formándose pequeñas agujas de un mineral que parece ser natrolita. Algunos cristales de nefelina presentan aureolas de cancrinita (Fig. 36).

Biotita, presenta un pleocroismo marrón oscuro con láminas muy limpias, sin inclusiones y no se nota este mineral agrupado con los accesorios.



FIGURA 36. Sienita Nefelínica de San José del Guaviare. Microfotografía de fenocristal de nefelina con cancrinita y biotita.

Como accesorios cabe mencionar la magnetita muy abundante y en cristales que pasan del milímetro de diámetro, zircón, esfena, fluorita, carbonato y apatito.

2.4. Terciario

2.4.1. Terciario Inferior Amazonico

Esta denominación informal se da a una unidad geológica que se presenta al Sur de la Amazonía Colombiana; no es conocida completamente, ya que solo se ha observado un tope de arcillas azules horizontales, con abundantes lamelibranchios, estos últimos en el Bajo Caquetá entre el sitio María Manteca y el Raudal Córdoba. Dichas arcillas siempre se han visto en niveles bajos topográficamente, generalmente en épocas de sequía cuando se encuentran los ríos con caudal mínimo; por lo tanto se desconoce su base y si esta formación comprende otra clase de sedimentos.

Ciertas características morfológicas que presentan los afloramientos de esta unidad en los mosaicos de radar, han servido como base para la cartografía del Terciario Inferior Amazónico. Estas características morfológicas son: textura fina conformada por un drenaje dendrítico muy denso, con valles en V agudos poco profundos y colinas agudas estrechas y facetadas.

Sobre el origen de estas arcillas, puede creerse que son sedimentos marinos o lacustres de agua salobre, dado que los lamelibranchios mencionados, son completamente diferentes a los observados por los autores de este trabajo en aguas dulces de la misma zona. La edad de esta formación se desconoce aún y solo se conoce claramente su posición cronológica, relativa a la unidad denominada en el presente trabajo como Terciario Superior Amazónico.

2.4.2. Terciario Superior Amazonico

Se ha denominado así informalmente a un conjunto de gran extensión, bastante heterogéneo, de sedimentos de origen continental. Aflora en la región occidental del área, limitando al sur con las inmediaciones del Río Caquetá. Afloramientos de menor extensión aparecen en el área compren-

didada entre los ríos Putumayo y Puré y en alrededores del corregimiento de Tarapacá, Comisaría del Amazonas.

El Terciario Superior Amazónico presenta características morfológicas propias como son, un drenaje dendrítico menos denso que el del Terciario inferior con valles en forma de U y colinas redondeadas.

Al encontrarse todos estos sedimentos horizontales, en áreas de un relieve mínimo cubierta totalmente por vegetación, es prácticamente imposible levantar una columna estratigráfica sin hacer perforaciones.

La secuencia litológica varía mucho en espesor siendo notablemente delgada hacia el oriente y casi gradualmente se hace de mayor espesor y más compleja hacia el occidente.

Se ha observado un conglomerado basal de matriz ferruginosa, en parte con notorio tinte negro de óxidos de manganeso y casi siempre con nódulos de marcasita, reposando sobre el Terciario Inferior Amazónico y demás unidades cronológicamente anteriores. Son comunes depósitos tabulares de hidróxidos de hierro.

La base del Terciario Superior Amazónico presenta un aspecto diferente al suroeste de Mitú, donde a lo largo del Río Vaupés partiendo desde el área urbana, se puede observar reposando sobre granito del Complejo Migmatítico de Mitú, una capa de oolitas de hidróxidos de hierro con un espesor aproximado de 3 m (Fig. 38). Hacia el norte de Mitú a lo largo del Río Cuduyarí se presentan capas de siderita de aproximadamente 1 m de espesor. Al observar la morfología de la región de Mitú, resalta una franja de montes islas de dirección noreste, separada de un sector bajo al noroeste por una posible falla (ver Mapa Geológico, Pl. I, hoja 2). El bloque suroeste, relativamente alto, al parecer constituyó una barrera que produjo una amplia zona lacustre donde se depositaron los sedimentos ferruginosos mencionados.

En resumen, se puede decir que en general la base de la formación la constituye un conglomerado ferruginoso, excepto en la región de Mitú donde la constituye el hierro oolítico.

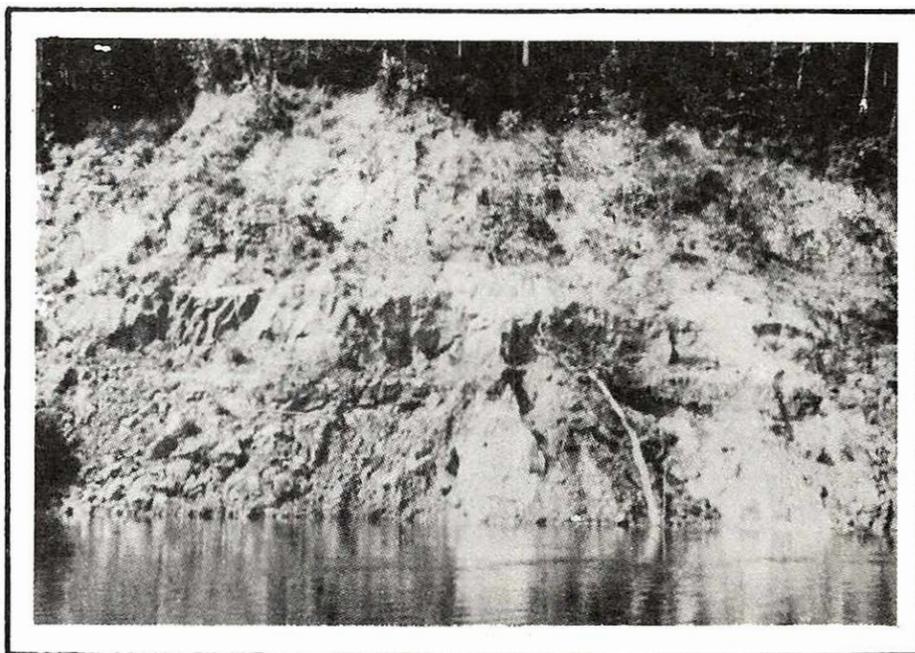


FIGURA 37. Aspecto de un afloramiento del Terciario Superior Amazónico. Arcillas con niveles carbonáceos. Cercanías a la desembocadura del Río Piraparaná en el Apaporis.

La base del Terciario Superior Amazónico es relativamente similar en casi toda el área que cubre. El resto de la formación es muy heterogéneo y variable; presenta arcillas rojas, amarillas, abigarradas, blancuzcas con lentes de lignito de edad Mioceno (EDUARDO VAN ES, comunicación verbal), areniscas poco consolidadas algunas veces con matriz ferruginosa, otras arcillosa, presentándose también en algunos sitios paleoterrazas (Fig. 37).

Como una tendencia general se puede observar que, hacia el norte la formación se hace predominantemente arenosa, al igual que en vecindades de relieves de rocas arenosas como las de la Formación Araracuara.

2.5. CUATERNARIO

2.5.1. DEPOSITOS CUATERNARIOS

Están compuestos de arenas eólicas, terrazas y aluviones. Las arenas eólicas no se encuentran delimitadas en el Mapa Geológico, dado que su distribución es muy irregular y su espesor en extremo variable.

Las arenas eólicas se presentan en grandes extensiones en la Comisaría del Guanía, en la parte oriental de la Comisaría del Vaupés, al occidente de Araracuara en la Intendencia del Caquetá y en algunos sectores de la Comisaría del Amazonas en cercanías a la localidad de La Chorrera. Varios criterios permiten asignarles un origen eólico; entre ellos podemos mencionar su gran extensión, en general sin conexión con antiguos cauces fluviales ni con otro proceso productor de arena, las formas dunares observables en varias áreas de la zona de sabanas al norte del Río Guaviare, fenómeno para el cual no hay una barrera natural que eventualmente lo limitara en dicho río, como también la observación de formas dunares al sur del Guaviare en sitios pertenecientes a la parte media de la cuenca del Río Atabapo.

En el aspecto sedimentológico también hay criterios muy claros para creer en el origen eólico de estas arenas; podemos mencionar la casi perfecta esfericidad de los granos y una granulometría que, como puede observarse en las figuras 39 a 42, comparándolas con las curvas acumulativas modelos dadas por Krumbein y Sloss (1958) para

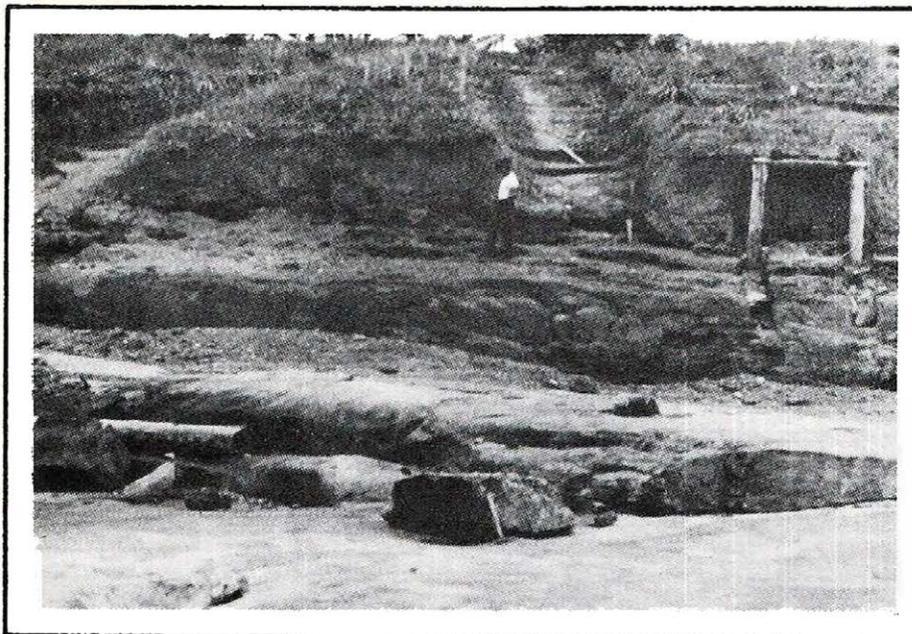


FIGURA 38. Terciario Superior Amazónico. Capa del hierro oolítico de Mitú depositado discordantemente sobre rocas del Escudo de Guayana.

arenas fluviales y dunares (Fig. 43), permite encontrar una estrecha semejanza entre éstas y aquellas. Esta similitud es muy marcada a pesar de que las muestras fueron tomadas muy cerca al Río Atabapo y lógicamente llevan un transporte fluvial sobrepuesto (Fig. 44).

Cronológicamente, la siguiente unidad del Cuaternario la constituyen las terrazas fluviales. Se presentan a lo largo del curso inferior de los ríos Inírida, Apaporis, Caquetá y Putumayo, siendo en el Inírida y Apaporis de poca extensión y relativamente delgadas. Las terrazas del Río Caquetá, son bastante extensas y forman con claridad dos sistemas diferentes, fácilmente diferenciables topográficamente.

Las terrazas están compuestas por cantos redondeados de cuarzo y chert en una matriz areno-arcillosa de color ocre, caracterizándose en los mosaicos de radar por la presencia de una serie de cauces cortos semicirculares (complejo de orillares) con un patrón de drenaje subangular, donde es común la captura de corrientes.

Por último se mencionan los aluviones, constituidos por sedimentos arcillosos, limo-arcillosos y gravas de color rojizo a blanco amarillento; los aluviones más extensos se observan a lo largo de los ríos Guaviare, Caquetá y Putumayo.

Hay aluviones de menor extensión a lo largo del Río Apaporis, curso alto del Río Vaupés, en sectores del Río Inírida y formando vegas estrechas de un gran número de ríos y caños menores.

3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los rasgos estructurales de los eventos que produjeron el metamorfismo de los neises y anfibolitas del Atabapo, Río Negro y Bajo Vaupés, son casi completamente indeterminables ya que la blástesis potásica los enmascaró severamente; anterior a ellos solo existe un rasgo claramente definible marcado por una gran paleosutura que se extiende del Río Negro, cerca a La Guadalupe, hasta el Río Atabapo, en dirección noroeste. Aunque los desplazamientos relativos de esta falla son indeterminables, el trazo de ella es relativamente claro.

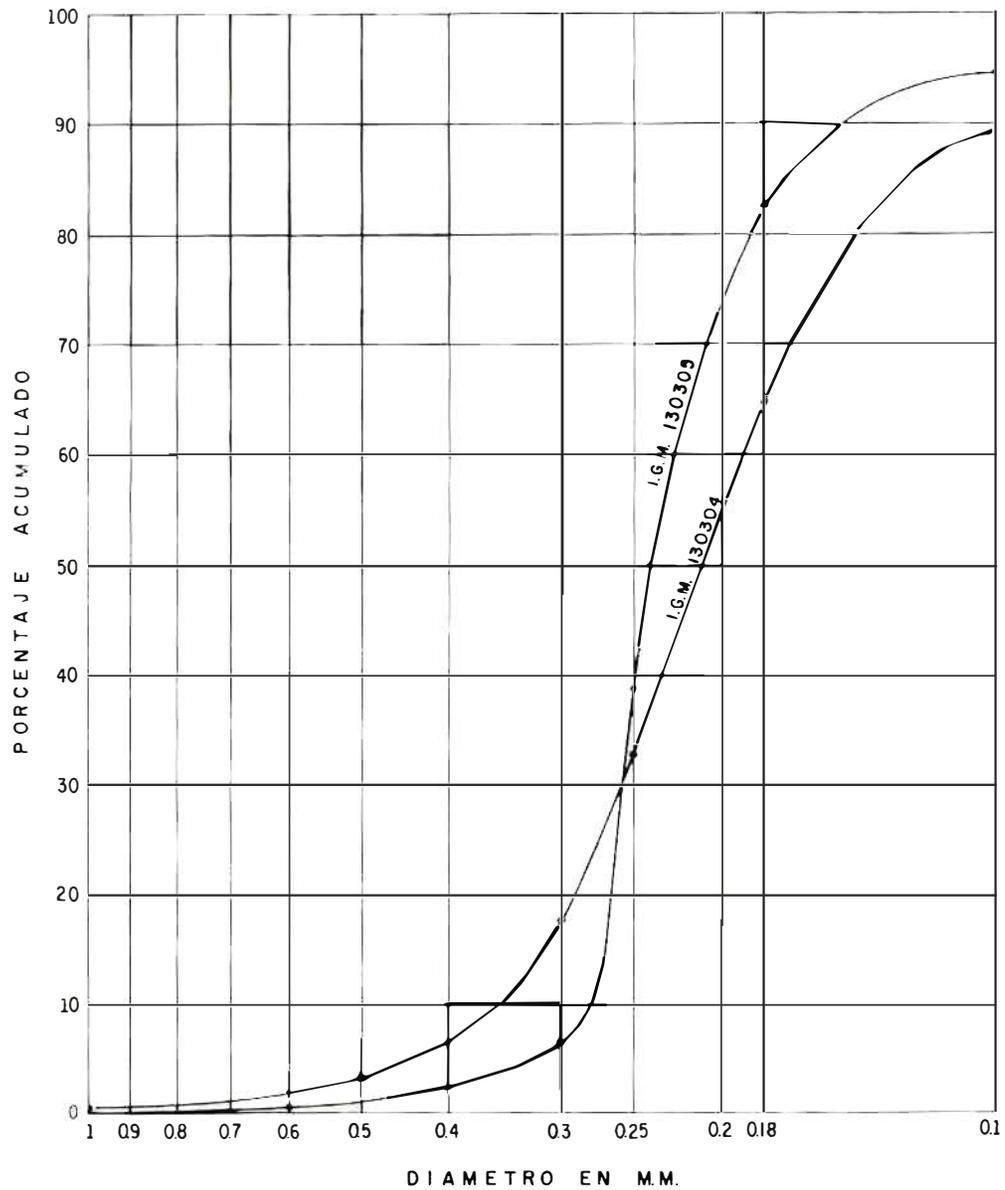


FIGURA 39. Curvas acumulativas de arenas pleistocénicas de la región del Río Atabapo.

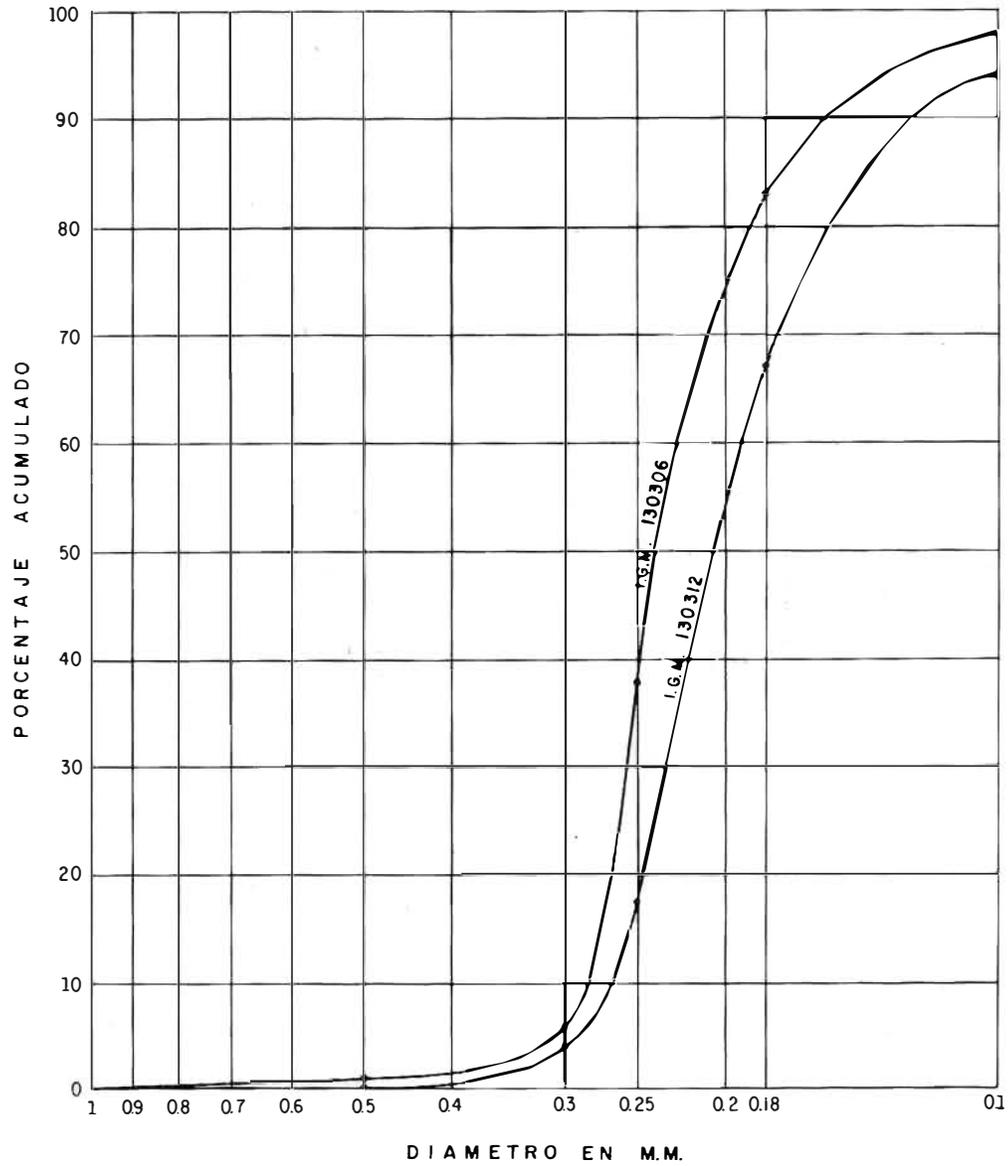


FIGURA 40. Curvas acumulativas de arenas pleistocénicas de la región del Río Atabapo.

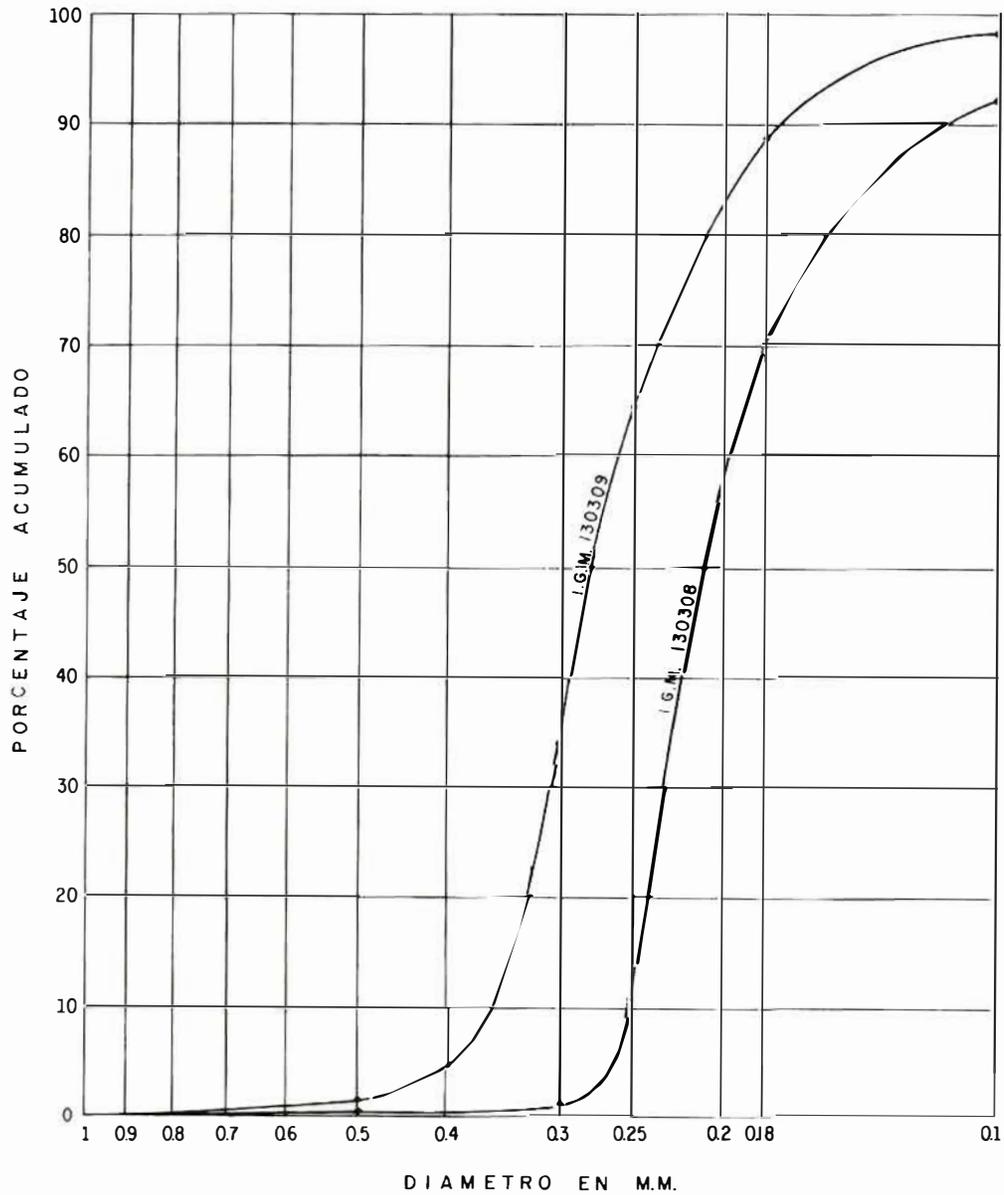


FIGURA 41. Curvas acumulativas de arenas pleistocénicas de la región del Río Atabapo.

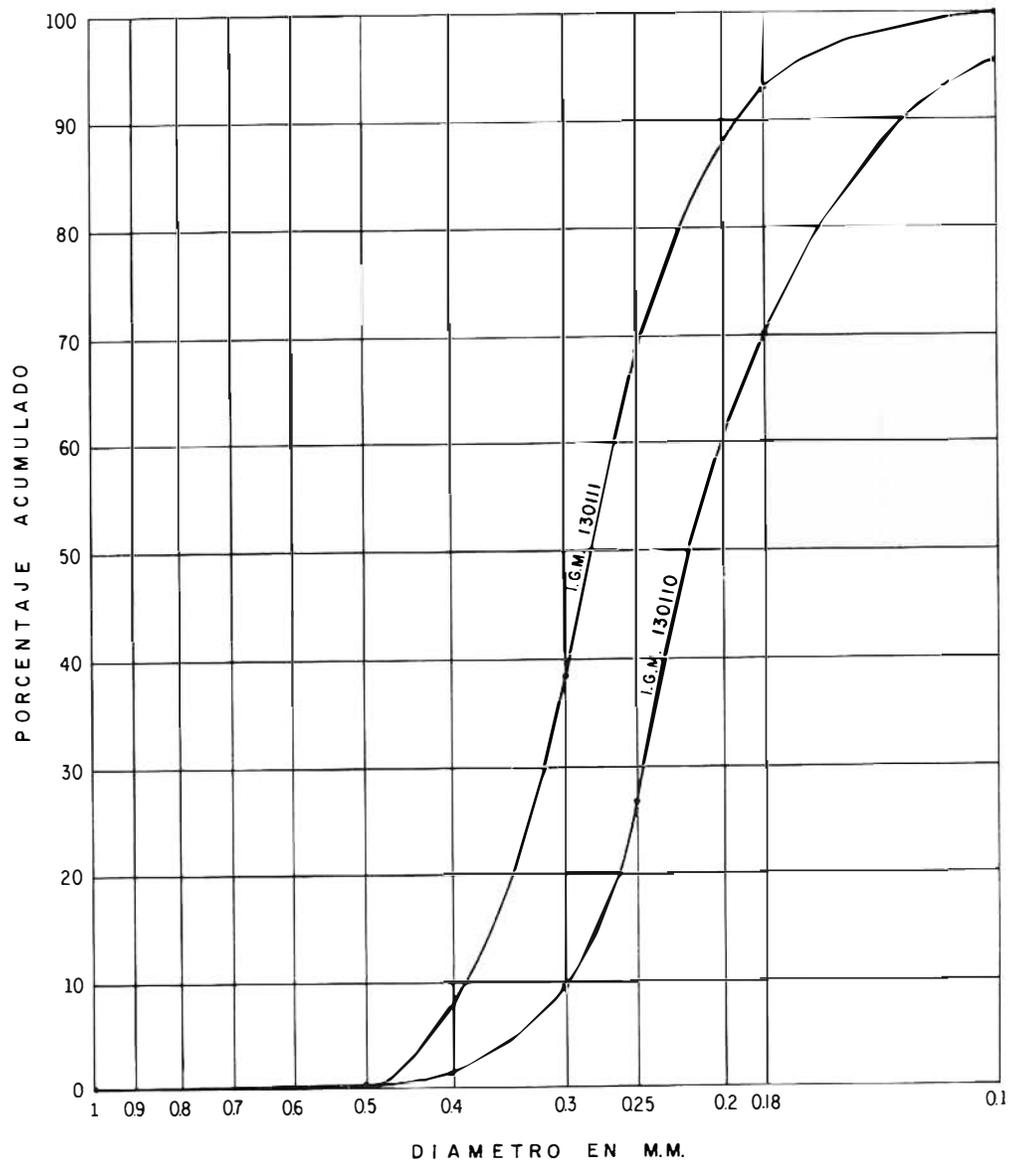


FIGURA 42. Curvas acumulativas de arenas pleistocénicas de la región del Río Atabapo.

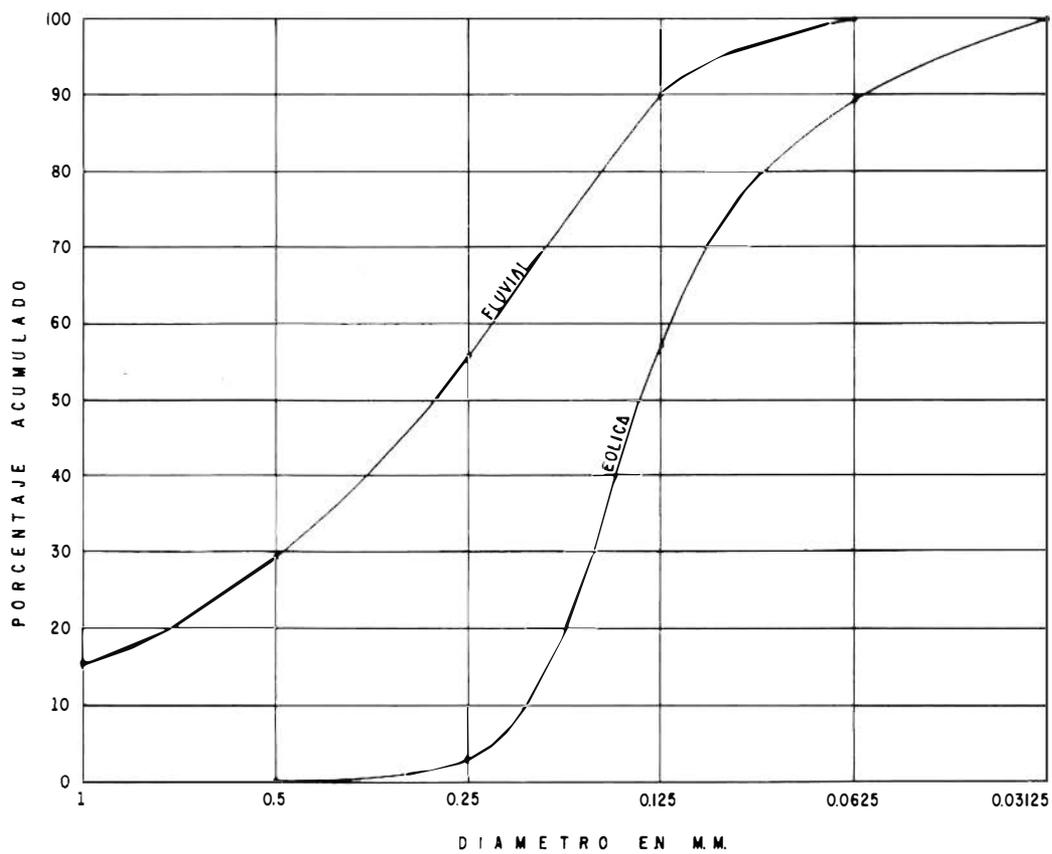


FIGURA 43. Modelo de curvas granulométricas de arenas fluviales y eólicas según Krumbein y Sloss (1958).

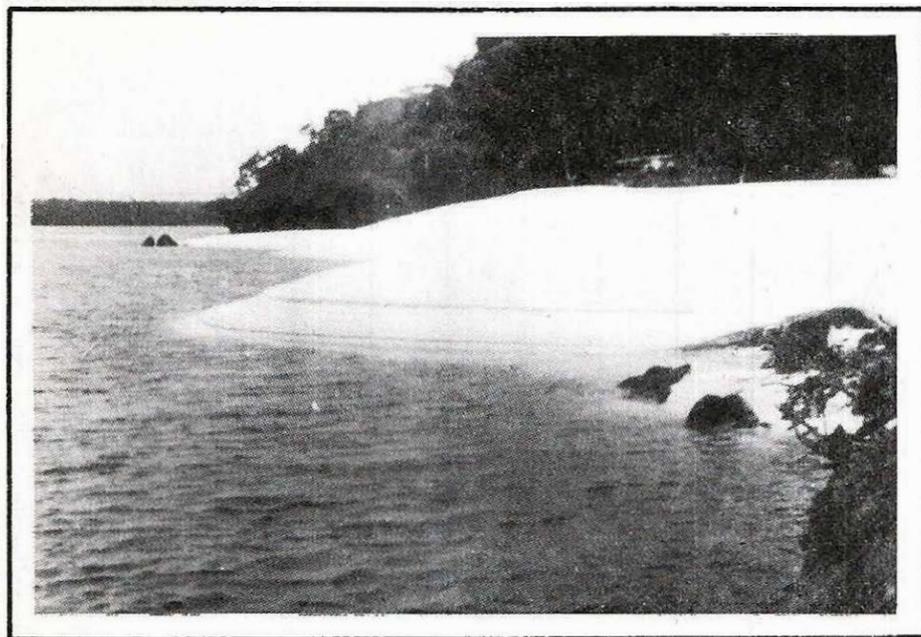


FIGURA 44. Depósito Cuaternario. Arena de probable origen eólico, retrabajada por acción fluvial. Región del Río Negro.

Posteriormente son evidenciables esfuerzos compresionales en dirección noreste que produjeron unas directrices tectónicas en direcciones $N30^{\circ}W$ a $N40^{\circ}W$ en la Formación Roraima hacia el centro del área cratónica, y $N40^{\circ}W$ a $N50^{\circ}W$ en la Formación La Pedrera, hacia el borde sur del cratón.

El sistema de plegamientos difiere, ya que hacia el centro del cratón (Roraima) se presentan amplísimos, con los sinclinales en forma de cuchara y los anticlinales de forma abombada.

Se alcanza a insinuar otra directriz tectónica en dirección noreste, evidenciada por pequeños pliegues como en el anticlinal de Maimachi, en la Serranía de Naquen.

En el área pericratónica del sur, la Formación La Pedrera presenta pliegues comparativamente más apretados y ausencia de otros rasgos que indiquen una segunda directriz tectónica. En ambas formaciones parece haber un deslizamiento sobre un piso granítico rígido, evidenciado por el intenso cizallamiento en los contactos.

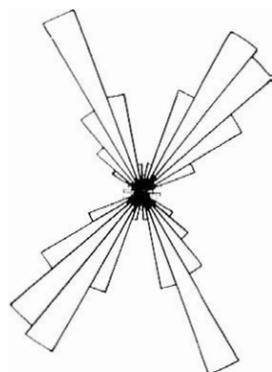
Al suroeste de Mitú, el plegamiento de la Formación Piraparaná, presenta una directriz N-S hasta $N20^{\circ}E$. En esta formación solo se observan planos monoclinales buzando hacia el occidente, desconociéndose los flancos este y oeste de los posibles pliegues anticlinal y sinclinal respectivos.

El siguiente rasgo estructural a considerar, es el de grandes fallamientos en dirección N-S en la zona central del cratón, que a pesar de no ser un sistema numeroso, como se puede apreciar en las rosetas de fracturamientos (Fig. 45), es importante dado que a lo largo de estas fallas se observa frecuentemente alteración hidrotermal.

3.1. FALLAS PRINCIPALES

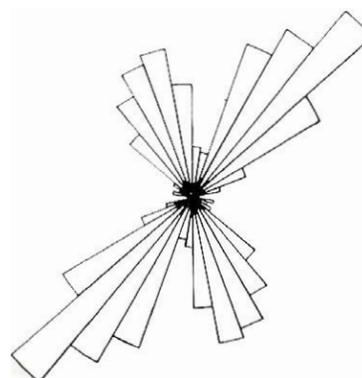
Cabe mencionar tres grandes fallas de dirección aproximada norte-sur.

La Falla de Naquén; parece que ocurrió un movimiento relativo de elevación del bloque occidental y descenso del oriental, por lo cual, como puede observarse en el Mapa Geológico (Pl.I, hoja 2), la Formación



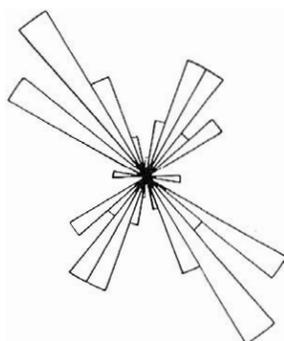
Distribución de frecuencias de lineamientos mayores de 2 Km. en el Complejo Migmatítico de Mitú.

Total de medidas 1.140



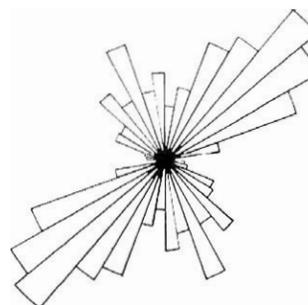
Distribución de frecuencias de lineamientos menores de 2 Km. en el Complejo Migmatítico de Mitú.

Total de medidas 1.007



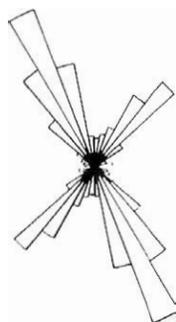
Distribución de frecuencias de fracturas en la Formación Pedrera.

Total de medidas 60



Distribución de frecuencias de fracturas en la Formación Roraima.

Total de medidas 116



Distribución de frecuencias de diaclasas en la Formación Aracuara

Total de medidas 766

FIGURA 45. Rosetas de lineamientos y fracturas en rocas de la Amazonía Colombiana.

Roraima al este se enfrenta a un bloque al oeste donde dicha formación está erosionada.

En la Falla del Río Aque, el bloque oriental de la Formación Roraima levantado sin cubierta, enfrenta un bloque occidental cubierto por ésta. Prácticamente las dos anteriores fallas vienen a determinar una dóvela constituida por la Serranía de Naquén.

En la Falla del Querarí, en ambos bloques hay rocas del Complejo Migmatítico de Mitú, por lo cual el movimiento relativo es indeterminable.

Hay un sistema con direcciones $N70^{\circ}W$ a $N80^{\circ}W$, poco frecuente, que afecta rocas del cratón; dentro de éste es importante mencionar la Falla de Puerto Colombia en el Bajo Guainía.

Hasta aquí, se han mencionado rasgos estructurales y tectónicos que no afectan a la Formación Araracuara, por lo tanto pueden considerarse eventos precámbricos.

Los sistemas más notorios de Fallas fanerozoicas o que han sufrido reactivaciones en el Fanerozoico son:

Un sistema con dirección $N40^{\circ}E$ a $N50^{\circ}E$, en el cual se incluyen grandes fallas como la Falla de Mitú que junto con la Falla del Cuiary, estrictamente paralela a la anterior y que pasa por la desembocadura del Río Querarí en el Vaupés, determinan una amplia franja de montes islas en dirección noreste, separada de sectores bajos al noroeste y sureste. Parece que en la Falla de Mitú, el bloque noroeste al descender hubiera formado una cuenca lacustre, donde se depositó en el Terciario el hierro oolítico ya mencionado. Esta falla junto con la Falla del Cuiary vienen a formar una especie de "horst" claramente observable hasta el noreste del Río Isama.

Otras fallas de este sistema se pueden observar en la Cuenca del Río Atabapo, como son las fallas de Caño Chaquita y Caño Garza de direcciones que oscilan entre $N50^{\circ}E$ y $N60^{\circ}E$.

La Falla de Caño Chaquita se extiende desde el caserío San Juan en el Río Atabapo hasta las cabeceras del mismo caño por una distancia de 70 km aproximadamente.

Parece ser la continuación nororiental de la Falla de Mitú. La Falla de Caño Garza se extiende desde la desembocadura de este caño en el Río Atabapo, hasta las cercanías de la localidad de El Pato en el Río Guasacavi a través de una distancia de 50 km. Ambos fallamientos afectan rocas del Complejo Migmatítico de Mitú, con claras evidencias de cizallamientos, con presencia de brechas y fuerte silicificación principalmente rellenando planos de fracturas.

Al suroeste de las fallas mencionadas anteriormente se encuentra la Falla del Aguazul, ubicada entre el interfluvio de los ríos Apaporis y Caquetá, sobre una distancia de 125 km, con una dirección $N40^{\circ}E$. Afecta a rocas del Complejo Migmatítico de Mitú, con presencia de brecha de falla en un sector del Caño Aguazul. Se sugiere su participación en el solevantamiento de un pequeño bloque en el subsuelo de la zona de Caño Yavilla.

En las direcciones noroeste, cabe mencionar al sur dos sistemas tal vez de edad diferente. Uno, con dirección $N60^{\circ}W$ a $N70^{\circ}W$ al cual pertenecen grandes fallas pre-Terciarias y posiblemente precámbricas como la del Río Caquetá en la región de Caño Meta y Caño El Sol; el movimiento relativo en esta falla no es evidenciable.

Otro sistema importante al sur con dirección $N30^{\circ}W$ a $N40^{\circ}W$ al cual pertenece la gran falla reciente del Río Putumayo, que se observa a partir de las bocas del Río Sabalo-Yacu aguas arriba, la cual encauza en buena parte al Putumayo en su curso superior. Esta falla parece presentar un movimiento relativo de ascenso en el bloque norte, lo que se evidencia por los numerosos afloramientos de rocas paleozoicas al norte de ella (Formación Araracuara) mientras al sur en territorios peruano y ecuatoriano no aparecen.

En general, las fallas en dirección noroeste en toda el área sur-central, parecen desplazamientos similares y por lo tanto un basculamiento de bloques; esto es notorio al observar que las vertientes norte tienden a presentar drenajes muchos más largos que los provenientes del sur.

3.2. LINEAMIENTOS REGIONALES

La integración de los diferentes aspectos de la radar-interpretación (tanto el estudio de la distribución de fallas interpretadas, y de microlineamientos morfológicos, como la deducción geológica), ha producido un conjunto de lineamientos regionales que muestran una sistemática en sus orientaciones.

La detección de esta red de lineamientos regionales mediante la morfología actual se debe, probablemente en gran parte, a su participación en un tectonismo de bloques. Sin embargo, la repetición de las mismas orientaciones en una variedad de estructuras en diferentes tipos de rocas del Complejo Migmatítico de Mitú y la asociación de algunos lineamientos con fenómenos tectono-magmáticos del Precámbrico y del Paleozoico, indican que existían las mismas orientaciones estructurales largo tiempo atrás.

A continuación se describen los principales lineamientos, en grupos según su rumbo.

3.2.1. LINEAMIENTOS DE RUMBO WNW-ESE

El lineamiento del Carurú se ha deducido con base en una serie de escarpes en mesetas de la Formación Araracuara. Aunque en general las rocas de esta formación se encuentran en posición horizontal o sub-horizontal, en esta zona las capas muestran un buzamiento apreciable, entre 10° y 25° al suroeste. Su rumbo es variable entre WNW-ESE y NNW-SSE. Se sugiere el sollevamiento de un bloque al sur del lineamiento, relativo a un bloque al norte.

Algunas quebradas del lineamiento demuestran tener adaptado su curso a estructuras en el subsuelo (cabeceras del Río Inírida). Se observa que en toda la zona entre cabeceras del Río Inírida y el lineamiento inferido, la mayoría de los caños que drenan hacia el Río Inírida presentan esta dirección preferencial ($N60^\circ W$). El curso del Río Vaupés se desvía, originando una curva grande en la zona de interferencia. Al sur del Río Vaupés se nota otra escarpa en la extensión del lineamiento. El lineamiento del Carurú se extiende por una distancia de aproximadamente 325 km.

El lineamiento del Guainía Central, se ubica entre el Río Inírida y las cabeceras del Caño Naquén por una distancia de 190 km, cortando a la estructura occidental de la Formación Roraima en dos partes. Se sospecha su prolongación hasta la parte meridional de la Serranía de Naquén.

Su manifestación principal parece ser el desplazamiento de las dos partes de la estructura de la formación, con un componente horizontal entre 35 y 40 km en sentido lateral izquierdo, principalmente con base a los cambios abruptos de los rumbos de los flancos suroriental y suroccidental de la formación.

El lineamiento del Apaporis, se define al norte del curso medio del Río Apaporis, entre las cabeceras del Río Pacoa y la frontera con el Brasil, a través de una distancia de unos 200 km. Hacia el extremo de su parte noroccidental son solo los cursos de unos caños los que sugieren un lineamiento. Hacia el sureste los fenómenos de lineamiento parecen aumentar en intensidad y claridad: lineamientos locales en las mesetas de Pacoa, el curso del Caño Cojudo y la mayoría de sus caños tributarios, una zona delgada con una morfología distinta de sus alrededores, que posiblemente se debe a un cuerpo elongado del Complejo Migmatítico de Mitú a lo largo del lineamiento donde la zona cruza la parte baja del Río Piraparaná, y luego un lineamiento sub-regional que trunca las colinas formadas por la Formación La Pedrera en la zona fronteriza. Se nota que el borde septentrional de la llanura del Río Apaporis coincide con este lineamiento.

En la zona del corregimiento La Pedrera se encuentran tres lineamientos sub-regionales (hasta 50 km) con el mismo rumbo, de los cuales por lo menos dos parecen afectar las colinas de la Formación La Pedrera mediante el componente horizontal de un desplazamiento (hasta 25 km).

En la Formación Araracuara se observan grandes lineamientos, la gran mayoría con la misma dirección de los ya mencionados; aunque no se observan brechamientos ni desplazamientos, parece tratarse de planos de debilidad.

3.2.2. LINEAMIENTOS DE RUMBO ENTRE NNE-SSW Y ENE-WSW

En este sector se agrupan dos lineamientos principales que en conjunto sugieren un sistema tectónico de unos 400 km de largo, entre la parte media del Río Igarapará y la parte media del Vaupés.

El lineamiento de La Trampa tiene su expresión más clara en las mesetas de la Sierra de La Trampa, entre Pacoa en el Río Apaporis y el Raudal Yurupari en el Río Vaupés, mediante unos cañones profundos con rumbo entre N20°E y N40°E. Hacia el norte, unos cortos lineamientos sugieren que el rumbo del lineamiento principal se cambia más hacia N10°E y N5°E. La extensión del lineamiento hacia el sur, a través de la cuenca del Río Miritipará, está fundada en fenómenos menos conspicuos. El principal es un lineamiento de tramos cortos en varios caños en las cabeceras del Río Miritipará, en los cuales se aumenta abruptamente la disectación. Hacia el suroeste se observan unos caños, afluentes del Río Caquetá, con el mismo rumbo N40°E.

El lineamiento del Cahuarí tiene rumbo N55°E, paralelo a la parte central del sistema conformado por las fallas de Mitú y del Cuiary y el lineamiento del Papunau.

El lineamiento del Cahuarí formado por lineamientos cortos, y más nítidos, está definido por un desvío abrupto del cauce del Río Cahuarí sobre una distancia de 20 km aproximadamente. El lineamiento parece tener una extensión mínima de 125 km entre el Río Igarapará y el Río Caquetá.

El lineamiento del Papunau está definido por una mayor densidad de microlineamientos en su extremo suroccidental, junto con algunos lineamientos discretos hacia el noreste. El lineamiento así definido sigue el curso del Río Papunau y luego se ubica en las márgenes meridionales del Río Inírida.

El lineamiento del Caño Yaunas, se deduce del cauce del Caño Yaunas afluente del Apaporis, de algunos lineamientos discretos y de truncamiento de la estructura al norte del corregimiento de La Pedrera que parecen cruzar dicho lineamiento.

Por último anotamos que al oriente del Raudal de Iteviare en el Río Guaviare se presenta un gran lineamiento en dirección N30°E, que parece tratarse de una falla, donde el bloque oriental ascendió respecto al occidental, enfrentando rocas cratónicas con la Formación Araracuara.

3.3. ESTRUCTURAS ANULARES

Tanto en las zonas del basamento cristalino como en las zonas de apreciable cobertura sedimentaria, se han encontrado indicaciones de fenómenos circulares en la morfología. En ningún caso se ha podido comprobar su origen.

En zonas del basamento cristalino se correlacionan tentativamente ciertas estructuras con domos en el Complejo Migmatítico de Mitú. En tres casos, la morfología y en particular la configuración de la red de drenaje indican la existencia de tales domos en el subsuelo. Se ubican en terrenos de sedimentos terciarios, entre los ríos Tunia y Ajajú, en la zona del Caño Yavilla afluente del Río Mesay, y en las cabeceras de los caños San Bernardo, Aguablanca y Yuria, afluentes del Caquetá, Puré y Putumayo respectivamente. Los domos tienen diámetros entre 45 y 75 km. Se presumen aquí bloques solevantados en el subsuelo, delimitados por fallas.

A lo largo del Río Caquetá, arriba de la desembocadura del Río Caguán, se observa una estructura anular con diámetro de 20 km, que coincide con una anomalía Bouguer de + 40 - mgals (Mapa Gravimétrico de Colombia, Ingeominas, 1978). Tentativamente se interpreta la estructura como una ventana de un material ígneo en los sedimentos del Terciario.

4. GEOLOGIA HISTORICA

La evolución geológica del área Amazónica Colombiana comprendida entre el Piedemonte andino y el Río Negro, se puede resumir así:

Sedimentación y actividad volcánica básica seguida por un evento metamórfico, que probablemente llegó hasta la subfacies superior de la facies anfíbolita, representado en los neises y anfíbolitas de la zona Río Negro - Atabapo y en el Bajo Vaupés.

La edad de este evento metamórfico se desconoce y es dudoso que llegue a ser determinable, dado que la blástesis a que fueron sometidas posteriormente dichas metamorfitas, hace incierta una datación radiométrica.

Luego se profujeron grandes fallamientos, de los cuales uno es claramente definible en la Cuenca del Atabapo y en el Río Negro abajo de San Felipe, tal como puede observarse en el Mapa Geológico (Plancha 1, hoja 2).

Posteriormente viene una etapa de migmatización, dando lugar a una movilización en la cual las metamorfitas son sometidas a metasomatismo potásico, proporcionándole a la roca un aspecto granitoide y que ha sido datada en zonas fronterizas, brasileras, entre 1430 y 1620 millones de años (Projeto Radambrasil, 1976), datos que coinciden con las dataciones radiométricas preliminares (PRIEM, H. 1978) realizadas en muestras colectadas en Colombia.

A continuación tenemos un evento sedimentario representado por la deposición de la Formación La Pedrera, en la parte suroeste del Escudo de Guayana y de la Formación Roraima en lo que al territorio colombiano atañe, en el área comprendida desde el Río Isana hacia el norte.

Respecto a la cronología relativa de la sedimentación de esas dos formaciones y también a su relación con el Complejo Migmatítico de Mitú, hay un amplio campo de discusión que podemos abrir con las siguientes preguntas: son o no correlacionables la Formación La Pedrera y la Formación Roraima?. Son anteriores o posteriores a la última movilización que afectó las rocas infrayacentes del Complejo Migmatítico de Mitú?.

Respecto al primer punto podemos resumir, en primer lugar, similitudes entre las dos formaciones:

- Ambas son predominantemente arenosas, siendo el componente pelítico subordinado.
- En ambas formaciones hay niveles clásticos con matriz piritosa.

- Las dos formaciones presentan plegamientos con una directriz predominante noroeste.

- Los contactos de las dos secuencias con las rocas del Complejo Migmatítico de Mitú son claras superficies de fricción, en que las rocas se ven prácticamente brechadas, lo que evidencia plegamiento, resbalando sobre una superficie rígida.

Las dos formaciones sufrieron metamorfismo.

Ahora cabe resumir las diferencias:

- El espesor: la secuencia del Roraima es notablemente más espesa que la Formación La Pedrera.
- Espesor relativo y posición de los miembros: en la Formación Roraima los sedimentos pelíticos se encuentran exclusivamente hacia la base, constituyendo el tope la mayor parte de la secuencia conformada por una masa arenácea. En la Formación La Pedrera hay más intercalaciones y no se puede definir un gran espesor absolutamente arenoso. Son más espesos los conglomerados en la Formación Roraima.
- En lo referente a la bioturbación, en la Formación Roraima no se observan ignofósiles, ni nada en absoluto que pudiera tener origen biológico. En la Formación La Pedrera se observan ignofósiles vermiformes en algunas capas pelíticas.
- El tipo de plegamiento indica que los pliegues de la Formación La Pedrera son relativamente estrechos, a comparación de los amplios anticlinales semidómicos y los sinclinales en forma de artesa de la Formación Roraima.
- El metamorfismo muestra lo siguiente: en la Formación Roraima parece ser térmico y no afectó toda la formación; se puede observar en muchos sitios sin huella alguna de ello, especialmente en los ejes de algunas estructuras. Prácticamente en ningún sitio se observa orientación de las micas.

En la Formación La Pedrera se observa metamorfismo incipiente prácticamente en todas las muestras estudiadas y es muy notoria la orientación de las micas, evidencias de esfuerzos penetrativos y por lo tanto de metamorfismo regional.

De todo lo anterior se puede pensar entres posibles relaciones entre las dos formaciones:

- a) Que la Formación La Pedrera pueda considerarse un cambio de facies de la Formación Roraima y al tratarse de una facies de borde cratónico pueda, por lo menos en parte, tener origen marino (recordar posible bioturbación) y que el metamorfismo regional notorio en la Formación La Pedrera sea debido a movimientos pericratónicos que no afectaron zonas centrales donde reposa el Roraima.
- b) Que la Formación La Pedrera sea anterior a la Formación Roraima y haya sido afectada por un evento metamórfico regional pre-Roraima.
- c) Que la Formación La Pedrera sea post-Roraima, por lo tanto presentando bioturbaciones que no se observan en esta formación y el metamorfismo regional sea pericratónico.

En la opinión de quienes realizan el presente estudio la primera posibilidad en la más factible, es decir que, la deposición de las dos secuencias sea contemporánea y sus diferencias sedimentológicas sean cambios laterales de facies.

Queda ahora por plantear, si la deposición de estas formaciones es anterior o posterior a la movilización granítica reflejada en las dataciones radiométricas.

Razones para considerar que las dos formaciones en mención sean anteriores a la última movilización del Complejo infrayacente son:

- El metamorfismo de contacto observado en el Roraima y que de hecho puede estar enmascarado por el regional en la Formación La Pedrera.
- Las dataciones de diques y silos que cortan el Roraima en Venezuela y Brasil han da-

do edades anteriores a las que se mencionaron para el Complejo Migmatítico de Mitú. (McCORNEL, et al., 1964, 1700 m.a.; HASGRAVES, 1968; McDOUGALL, COMPSTON y HAWKES 1963, 2090 m.a. SNELLING, N. J. 1963, 1500 - 1700 m.a.)

- La presencia de pirita en la matriz de los clásticos, especialmente en sitios como el anticlinal de Maimachi en la Serranía de Naquén, donde la roca no presenta indicio alguno de metamorfismo y claramente no fue afectada por actividad hidrotermal. Esto lleva a pensar que se trata de pirita detrítica y por lo tanto debió depositarse en ambiente no oxidante o en una época en que la atmósfera era reductora.

Razones para considerar las movilizaciónes graníticas anteriores a las formaciones en cuestión:

- No se observan xenolitos de los metasedimentos de las formaciones Roraima y La Pedrera en las rocas graníticas del Complejo Migmatítico de Mitú.
- No se observan diques ácidos cortando las formaciones mencionadas.
- No se observan indicios de blástesis en las formaciones en mención.

Las dataciones del escudo en áreas vecinas de Venezuela y Brasil, las edades radiométricas mínimas conocidas del Roraima y el hecho de que no se conocen formaciones de esas características, posteriores a 1700 m.a. y anteriores al Paleozoico en el cratón Guayanés, hace que los autores del presente informe se inclinen por la primera alternativa.

Posteriormente la parte occidental del cratón (zona de Araracuara) fue sometida a un evento metamórfico, que afectó los granitos migmatíticos y conglomerados probablemente de la Formación La Pedrera que los sobreyacen y luego los orto y paraneises sufrieron una blástesis potásica.

La edad de este evento no se conoce aún; puede creerse que sea contemporáneo del Nickerie y por lo tanto ocurriera alrededor de los 1200 m.a.

El siguiente evento importante lo constituye el vulcanismo de la Formación Piparará y la subsiguiente sedimentación. Esto como se describe en el capítulo correspondiente, ocurrió claramente en un ambiente oxidante y por lo tanto posterior a la oxigenación de la atmósfera; las dataciones radiométricas preliminares de las lavas lo sitúan en 920 m.a. (PRIEM, H., 1978).

Están pendientes las dataciones de los Granófiros para saber si pertenecen al mismo evento magmático, como parece evidenciarlo su afinidad química y petrográfica.

A continuación de lo anterior no vuelven a presentarse eventos magmáticos de importancia regional; a principios del paleozoico parece que el área sufre suave subsidencia que se acentuó hacia el occidente, con lo cual se presenta una transgresión marina que produjo la sedimentación de la Formación Aracuara.

Posteriormente ocurre un evento magmático tácónico al occidente, evidenciado por la Sienita Nefelínica de San José del Guaviare al noroeste y probablemente por la plutonita de Cerro Cumare al suroeste. La datación de la primera de estas plutonitas se mencionó en capítulo anterior.

A partir de la actividad ígnea mencionada hay un gran hiato; el área parece haber sufrido un levantamiento, con posteriores basculamientos de bloques hacia el sur (es notoria la diferencia en la extensión de los drenajes en la vertiente norte respecto a la vertiente sur de los grandes ríos).

En una época no determinada, el área sur fue ocupada por el mar o por una gran cuenca lacustre o salobre y permaneció así hasta probablemente el Terciario superior, cuando se depositaron sobre los sedimentos subacuáticos, los conglomerados y las demás unidades de carácter claramente continental de lo que se ha denominado en este Informe, Terciario Superior Amazónico. Posiblemente, hacia fines del Terciario el clima se fue haciendo más seco, hasta hacer que a principios del Pleistoceno la región, especialmente en la parte norte, tomara características de un desierto, época durante la cual se depositaron las arenas del Guainía; posteriormente una nueva variación climática llevó al régimen de alta pluviosidad imperante hoy.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MANIFESTACIONES MINERALES

5.1.1. HIERRO

Lo más interesante observado en el área Amazónica Colombiana, es el hierro oolítico de Mitú; se presenta en una capa superficial de 3 a 4 m de espesor, y continúa a lo largo de más de 10 km a partir de la población de Mitú por el Río Vaupés, en dirección suroeste. Parece tener gran extensión hacia el norte, aunque, según lo observado en el Río Cuduyari, presenta cambio de facies ya que allí se observan capas sideríticas.

El contenido de hierro se puede ver en el Cuadro 5, según muestreo hecho a lo largo del Río Vaupés, en la región de Mitú.

5.1.2. LIGNITO

En el Terciario Superior Amazónico, en las capas arcillosas son frecuentes lentes y estratos de lignito, que en uno o dos sitios llegan a tener más de un metro de espesor. Fueron muestreados en el Caquetá medio, región de Aracuara, en proximidades de Dos Ríos, Alto Apaporis, y aproximadamente a 100 km de Mitú, Río Vaupés arriba. Hacia el norte no se han observado.

5.1.3. CUARZO

Se encuentra cuarzo lechoso, hialino y la variedad amatista en grandes drusas en la Formación Roraima. Se presentan cristales de cuarzo hialino hasta de 50 cm de longitud y diámetros entre 15 y 10 cm. La variedad amatista es frecuente en drusas, a lo largo de fracturas en la región de Raudal Alto y el nacimiento del Caño Nabuquen (Cuenca del Río Inírida), en metasedimentos de la Formación Roraima.

5.1.4. ARENA SILICEA

En grandes extensiones de la Comisaría del Guainía, en Aracuara y en el Bajo Vaupés, se presenta arena eólica cuya granulometría y composición química la hace ideal para la industria del vidrio.

MUESTRA No. IGM	HIERRO EN Fe ₂ O ₃ %	MANGANESO EN MnO %	FOSFORO EN P ₂ O ₅ %	AZUFRE TOTAL EN S. %	HIERRO EN Fe. %	MANGANESO EN Mn %	FOSFORO P %
130172	70,35	2,80	2,48	0,01	49,21	2,17	1,08
130174	77,16	0,77	3,75	0,01	53,97	0,60	1,63
130175	39,14	0,40	1,65	0,01	27,38	0,31	0,72
130176	69,23	3,08	4,55	0,01	48,42	2,39	1,98
130177	39,43	2,28	0,59	0,03	27,58	1,77	0,25
130178	71,48	1,88	2,39	0,02	50,00	1,46	1,04
130179	76,89	1,03	3,87	0,01	53,78	0,80	1,68
130180	77,16	0,44	3,66	0,00	53,97	0,34	1,59
130181	77,73	0,90	3,93	0,00	54,37	0,70	1,71
130182	73,47	0,34	2,60	0,02	51,39	0,27	1,13
130183	76,31	0,92	2,94	0,00	53,38	0,72	1,28
130184	74,33	0,62	3,68	0,00	51,99	0,48	1,60
130185	78,59	0,70	2,88	0,00	54,97	0,54	1,25

CUADRO No. 5

RESULTADOS DE LOS ANALISIS QUIMICOS EN MUESTRAS DE HIERRO OOLITICO
COLECTADAS A LO LARGO DEL RIO VAUPES (REGION DE MITU)

5.1.5. MONACITA

Se observó un contenido relativamente alto (aproximadamente 2%) en una cuarcita sometida a feldespatización potásica incipiente, en la región del Bajo Guainía entre los caseríos de Danaco y Santa Elena. Parece monacita detrítica depositada en un paleoplacer.

5.2. POSIBILIDADES ECONOMICAS

5.2.1. RADIOACTIVOS

Este renglón constituye el aspecto más interesante en el área de la Amazonía, existiendo varios ambientes geológicos en que puede haber acumulaciones de uranio.

Los más importantes son: conglomerados y areniscas piritosas, de la Formación Roraima y eventualmente de la Formación La Pedrera. El hecho de ser la primera una formación detrítica intracratónica, y como se mencionó en lo referente a geología histórica, muy probablemente depositada antes de hacerse oxidante la atmósfera, permite esperar que puedan presentarse manifestaciones Uranio-Oro del tipo Witwatersrand. Aún sin considerar esta perspectiva, hay menciones de anomalías radiométricas en la Formación Roraima en Venezuela y Brasil, por lo que cabe considerar un buen blanco exploratorio.

Los sedimentos rojos de la Formación Piraparaná, constituyen otro ambiente interesante en lo referente a radioactivos, aunque el tipo de depósito a buscar en esta formación es diferente.

Los sedimentos rojos y lignitos del Terciario Superior Amazónico también pueden eventualmente considerarse interesantes para prospección uranífera.

5.2.2. HIERRO

Conociéndose la manifestación de hierro oolítico de Mitú, cabe esperar que haya más paleocuencas lacustres de este tipo y se presenten manifestaciones similares, aunque el alto contenido en fósforo hace notoriamente inconveniente este tipo de menas; una mejor localización geográfica pudiera ha-

cer factible su aprovechamiento. La presencia de prospectos de hierro tipo itabirita, es descartable dada la evolución geológica del área.

5.2.3. MANGANESO

Cabría esperar acumulaciones superficiales de óxidos de este metal; sin embargo no se observó nada digno de mencionar.

5.2.4. BAUXITA

No se observó manifestación alguna. Hay varios factores negativos para su presencia, que se pueden resumir así:

- Las rocas cratónicas del área en cuestión son muy cuarzosas.
- La precipitación pluvial muy intensa, siendo muy reducida la estación seca.
- Por ser topográficamente muy baja, la mayor parte del área permanece inundada más de medio año; debido a esto, la sílice que lleva el agua en solución debe caolinizar cualquier bauxita fósil que se hubiera formado en un ambiente climático diferente.

En este sentido sería interesante explorar áreas topográficamente más altas y en zonas de menor pluviosidad, condiciones que se cumplen en la Comisaría del Vichada y el Departamento del Meta.

5.2.5. ESTAÑO Y WOLFRAMIO

La edad de las rocas granitoides del cratón, 1575 m.a. (PRIEM H., 1978), no permite ser optimista respecto al estaño, al no coincidir con las llamadas edades estañíferas del Precámbrico. Los análisis químicos de roca realizados corroboran la idea, al ser nulo el contenido de dicho metal. Solamente se exceptúan 2 muestras tomadas en las bocas de Caño Meta en el Río Caquetá y en la desembocadura del Río Yari en el Caquetá. Los contenidos fueron de 10 y 20 ppm respectivamente.

El primer dato parcial de las dataciones radiométricas de la Formación Piraparaná, 920 m.a. (PRIEM H., 1978), permite pensar en perspectivas algo mejores ya que coincide con una de las edades consideradas

estañíferas y de ser comagmáticos los granófiros, serían un buen blanco exploratorio, especialmente en el Caño El Sol donde se observa el Granófiro del Tijereto alterado hidrotermalmente.

La perspectiva de wolframio es más remota, dado que no se tuvo el menor indicio de condiciones que favorezcan su deposición.

5.2.6. METALES BASICOS

Es característica la alteración hidrotermal de tipo propílico a lo largo de los grandes fallamientos en dirección N-S, tal como la de Naquén y la de la Falla del Querrarí; sin embargo, en ningún sitio se llegó a observar sulfuro alguno diferente de pirita.

Las fallas y fracturas en otras direcciones escasamente presentan alguna silicificación.

5.2.7. DIAMANTE

A pesar de ser la Formación Roraima diamantífera en algunas partes de Venezuela y Brasil, no hubo noticias de hallazgo alguno en territorio colombiano, a pesar de que la gente de la región conoce el laboreo de los placeres diamantíferos, ya que lo realizan frecuentemente en territorio Venezolano.

5.2.8. PEGMATITAS

Frecuentemente se observan en el Complejo Migmatítico de Mitú venas pegmatoides, pero verdaderas pegmatitas son en extremo escasas habiéndose observado en tres sitios: Bajo Vaupés en cercanías de Yavarate, curso medio de Caño Nabuquen y en el Río Negro cerca al caserío de La Guadalupe, todas de poco espesor.

6. CONCLUSIONES

En resumen, la parte del Escudo de Guayana correspondiente a Colombia, comprende en neises y granitos (al sur del Río Guaviare) un área de aproximadamente 100.000 km². Los neises ocupan una parte mínima de esta área. La edad de las facies granitoides se puede considerar entre 1.400 y 1.600 m.a. Hay dos cuencas de sedimentación posiblemente anteriores a la última movilización granítica (Roraima y La Pedrera).

La actividad magmática, hasta donde se conoce, se reduce al evento Piraparaná - Granófiros en el Proterozoico y el emplazamiento al occidente de la Sienita Nefelínica de San José del Guaviare y plutonita de Cerro Cumare en el Paleozoico. Además de esto solo se observaron escasos diques de diabasa de edad aún no determinada.

Fuera de lo anterior, solo cabe mencionar las sedimentaciones del Paleozoico (marina, tal vez en su totalidad) y del Terciario (marino o lacustre al sur y subaérea en el resto del área).

De todo lo anterior se puede concluir en general, que hubo poca evolución geológica en el área y unas posibilidades metalogénicas muy reducidas. De todos los sistemas de fracturamiento, el único en que se observa alguna alteración es norte-sur, que como se puede ver en las rosetas de lineamientos del Complejo Migmatítico de Mitú es el más pobre.

Otro aspecto negativo para las posibilidades de carácter económico es la enorme extensión cubierta por sedimentos terciarios, llegando a constituir más de las dos terceras partes de toda la zona.

7. RECOMENDACIONES

Como estudios importantes para realizar posteriormente se recomiendan los siguientes:

- Estudio detallado del área de actividad magmática precámbrica de la Formación Piraparaná y de los Granófiros del Tijereto, a escala 1:50.000.
- Estudio a escala 1:50.000 de la Sienita Nefelínica de San José del Guaviare, dadas sus posibilidades metalogénicas en niobio, tántalo, tierras raras, etc.
- Prospección de radioactivos en las Formaciones Roraima y La Pedrera.

Además de esto es muy importante hacer el estudio geológico de la Comisaría del Vichada, con el fin de saber si la parte norte del Escudo de Guayana en territorio colombiano, presenta mejores perspectivas, ya que la parte estudiada se puede considerar aparentemente pobre en ese aspecto, por lo

que puede concluirse de las manifestaciones minerales observadas en más de 24 meses-geólogo de campo.

8. REFERENCIAS CITADAS

- AGUERREVERE, S. E., LOPEZ, V. W. y FREEMAN, C. A., 1939.- *Exploración de la Gran Sabana. Rev. de Fomento. Año 3, No. 19, p. 501-729, Caracas.*
- BARBOSA, O., 1967.- *Tectonica na bacia Amazônica. Atas Simp. Biota Amazônica, Geoci., Rio de Janeiro, 1: 83 - 86.*
- BARBOSA, O. y RAMOS, J. R. A., 1959.- *Territorio de Rio Branco, aspectos principais da geomorfologia da geologia e das possibilidades minerais da sua zona setentrional. Bol. Div. Geol. Mineral, 196, 49 p. Rio de Janeiro.*
- BELLIZZIA, C. M., 1972.- *Paleotectónica del Escudo de Guayana. In: Conferencia Geológica Inter - Guayanas, 9a., 1972. Memoria. . . Guayana Ministerio de Minas e Hidrocarburos (Bol. Geol. Pub., Esp. 6), p. 251 - 305.*
- CHOUBERT, B., 1957.- *Essai sur la morphologie de la Guyane. Mémoire pour servir a l'expédition de la carte geologique détaillée de la France. Impr. Nationale, 48 p. Paris.*
- DAVIS, W. M., 1889.- *Geomorphology Batsford, London. 140 p.*
- DOMINGUEZ, C.A., 1976.- *Clima amazónico y su influencia sobre el régimen hidrográfico y la utilización de suelos. Reunión suelos amazónicos. IPGH/IGAC. Instituto Colombiano de Antropología, Bogotá, Colombia.*
- FREILE, J. A., 1968.- *Regiones climáticas de Venezuela. Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Bol. Geol. Vol.X. No. 19, p. 3-156, Caracas.*
- GANSSE, A., 1954.- *The Guiana Shield (South America), Edogae, Geol. Helvetia, V. 47, No. 1, p. 77 - 112.*
- GEOTEC: LTDA. (COLOMBIA), 1976.- *Mapa geológico de Colombia.*
- HARGRAVES, R.B., 1968.- *Paleomagnetism of the Roraima dolerites. Geophys. J., London, V. 16, p. 147 - 160.*
- HARRINGTON, H. J., 1962.- *Paleogeographic development of South America. B. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, V. 46, p. 1773 - 1814.*
- HUBACH, E., 1954.- *Significado geológico de la Llanura Oriental de Colombia. Inst. Geol. Nat. Informe No. 1004. Bogotá.*
- INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO-MINERAS (COLOMBIA), 1976.- *Mapa Geológico de Colombia.*
- , 1978.- *Mapa Gravimétrico de Colombia.*
- IRVING, E. M., 1971.- *La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. Ingeominas, Bol. Geol., v. XIX, No. 2, Bogotá.*
- KARSTEN, H., 1856.- *Geognostische Verhältnisse des Westlichen Colombien. Archiv, Ingeominas, Bogotá.*
- , 1886.- *Equisse d'une carte de la constitution geologique de la Colombie. Archiv, Ingeominas, Bogotá.*
- KEATS, W., 1976.- *The Roraima formation in Guyana. A. Revised stratigraphy and proposed environment of deposition. in: II Cong. Latino Americano de Geología. Memoria. . . Ministerio de Minas e Hidrocarburos (Bol. Geol. Pub. Espec., 6) p. 901-936. Caracas.*
- KRUMBEIN, W. C., and SLOSS, L. L., 1963.- *Stratigraphy and sedimentation, 2d ed: San Francisco, W. H. Freeman and Co., p. 93 - 146.*
- McCONNELL, R. B., et al., 1964.- *A new interpretation of the geology of British Guiana. Nature, London, V. 204, p. 115 - 118.*

- McDOUGALL, I., COMPSTON, W., HAWKES, D. D., 1963.- Leakage of radiogenic argon and strontium from minerals in proterozoic dolerites from British Guiana. *Nature London*, V. 198, p. 564 - 567.
- MEDINA, E., 1978.- El futuro de la cuenca Amazónica, *Rev. Interciencia* v. 3, No. 4. Bogotá.
- MEHNERT, K.R., 1971. *Migmatites and the origen of granitic Rocks*. Elsevier Publishing Co., Amsterdam, New York, 393 p.
- MONTALVAO, R.M. G., de, 1974.- Esboço geologico-tectonico do Craton Guianes. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 28^a, Porto Alegre. Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. *Boletín* 1, p. 541 - 547.
- OLIVEIRA, A. L., LEONARDOS, O. H., 1943.- *Geología de Brasil*. 2 ed. rev. atual. Rio de Janeiro, Servico de informacao Agricola, 813 p.
- OPPENHEIM, V., 1942.- Rasgos geológicos de los Llanos de Colombia Orientales. *Inst. Museo de la Univ. Nal. de La Plata*, Tomo VII, No. 21, La Plata, Argentina.
- PETTJOHN, F. D., 1970.- *Rocas sedimentarias*: 2 da. ed. Buenos Aires, Ed. Universitaria, 731 p.
- PINSON, W.H., et al., 1962.- K/Ar and Rb/Sr ages of biotites from Colombia, *South America, Geol. Soc. America Bull.*, V. 73, p. 907 - 910.
- PRIEM, H.N.A., 1978.- *First progress-report on the isotopic dating project in Colombia (Proradam)*. Amsterdam.
- PROJETO RADAMBRASIL, 1976.- *Folha NA. 19 Pico da Neblina, Levantamiento de Recursos Naturais, Ministerio das Minas e Energia* V. 11, 373 p. Rio de Janeiro.
- QUINTERO, R., 1976.- *Notas geológicas sobre la región Vaupés, Caquetá*. Informe inédito. Geocolombia. Bogotá.
- REID, A. R., 1972.- *Stratigraphy of the type area of the Roraima group, Venezuela*, In: *Conferencia Geológica Inter-Guayanas*, 9a., 1972. Memoria... Guayana Ministerio de Minas e Hidrocarburos (*Boletín de Geología, Publ. Espec. 6*), p.342 - 353.
- SALATI, E., MARQUES, J., MOLION, L., 1978.- *Origem e distribuicao das chuvas na Amazonia*, *Rev. Interciencia*, v.3, No.4. Bogotá.
- SERVICIO GEOLOGICO NACIONAL, 1944.- *Mapa Geológico de Colombia*.
- , 1962.- *Mapa Geológico de Colombia*.
- SNELLING, N. J., 1963.- *Age of the Roraima Formation, British Guiana*, *Nature London*, v.198, p.1079-1080.
- SZCZERBAN, E., 1976.- *Cavernas y simas en areniscas precámbricas de Territorio Federal Amazonas y Estado Bolívar in: II Cong. Latinoamericano de Geología. Memoria. . . Ministerio de Minas e Hidrocarburos (Bol. Geol. Pub. Espec. 6) p. 1055-1071. Caracas*.
- TAUSON, V.L., and KOSLOV, V.D., 1972.- *Distribution functions and ratios of trace-element concentrations as estimators of the ore-bearing potencial of granites*. *Geochemical Exploration*, 1972, Lond. p.37-44.
- TRICART, J. 1972.- *Landforms of the humid tropics, forest and savannas*. Longman Group Limited London, 306 p.
- VAN DER HAMMEN, T., 1952.- *Geología del Río Apaporis entre Soratama y Cachivera La Playa*. *Serv. Geol. Nal. Informe No. 834*. Bogotá.
- VESGA, J., CASTILLO, L., 1972.- *Reconocimiento geológico y geoquímico preliminar del Río Guaviare, entre la confluencia con los Ríos Ariari e Iteviare*, *Informe No. 1631*, Ingeominas, Bogotá.
- WINKLER, H. G. F., 1967.- *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 2d. ed New York, Springer-Verlag. 237 p.

**MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES
GEOLOGICO-MINERAS**

**OBSERVACIONES SOBRE EL GENERO
MAGNASTRATITES GERMERAAD HOPPING & MULLER, 1968**

INFORME No. 1741

Por:

HERNANDO DUEÑAS

BOGOTA, 1977

CONTENIDO

	<u>Página</u>
RESUMEN.	90
ABSTRACT.	90
1. INTRODUCCION	90
2. GENERO <i>Magnastriatites</i> GERMERAAD, HOPPING & MULLER, 1968	90
2.1. DERIVATIO NOMINIS	90
2.2. DIAGNOSTICO	90
2.3. ESPECIE TIPO.	90
2.4. COMENTARIOS.	90
3. <i>Magnastriatites grandiosus</i> (KEDVES & SOLE DE PORTA, 1963), nov. comb.	90
3.1. SINONIMOS	90
3.2. HOLOTIPO	90
3.3. DESCRIPCION.	90
3.4. DIMENSIONES	91
3.5. VARIABILIDAD	91
3.6. DISTRIBUCION.	91
3.7. AFINIDAD TAXONOMICA	91
4. AGRADECIMIENTOS.	91
5. BIBLIOGRAFIA.	91

PLANCHA

I. Microfotografías del género <i>Magnastriatites</i> (3 microfotografías)	93
--	----

* * *

RESUMEN

Se discute la posible sinonimia existente entre las especies *Magnastriatites howardii* GERMERAAD, HOPPING & MULLER, 1968 y *Cicatricosisporites grandiosus* KEDVES & SOLE DE PORTA 1963 y se enmienda la descripción del género *Magnastriatites*.

ABSTRACT

The possible taxonomic identity of *Magnastriatites howardii* GERMERAAD, HOPPING & MULLER 1968 and *Cicatricosisporites grandiosus* KEDVES & SOLE DE PORTA 1963 is discussed and the diagnosis of the genus *Magnastriatites* has been emended.

1. INTRODUCCION

El género *Magnastriatites* fue creado por Germeraad, *et al.* (1968), con el objeto de describir esporas triletes con una gruesa estriación continua y un tamaño cercano a los 100 μ m. Como especie tipo de este género se tomó *Magnastriatites howardii*. Sin embargo estas esporas triletes habían sido anteriormente descritas por Kedves & Sole de Porta (1963) como *Cicatricosisporites grandiosus*, presentándose sinonimia entre estas dos especies y la invalidez, con base en las leyes de prioridad, del nombre propuesto por Germeraad, *et al.* Además, las muestras de las cuales provienen los respectivos holotipos pertenecen a áreas geográficas muy cercanas, el primero del pozo El Difícil-1 en el Departamento del Magdalena y el segundo del Departamento de Norte de Santander y a estas muestras se les ha asignado la misma edad Oligoceno-Mioceno.

Sin embargo existe una clara diferencia entre los géneros *Magnastriatites* y *Cicatricosisporites*, por lo que es posible tomar la especie descrita por Kedves & Sole de Porta como especie tipo del género *Magnastriatites*. A continuación enmendamos la descripción del género *Magnastriatites* y describimos la nueva combinación.

2. GENERO *Magnastriatites* GERMERAAD, HOPPING & MULLER, 1968

2.1. DERIVATIO NOMINIS

Nombre derivado de la presencia de una gruesa estriación como ornamentación.

2.2. DIAGNOSTICO

Triletes esféricos a sub-esféricos, gruesa estriación excepto en el área de contacto proximal que está circundada por una cresta. Estriación continua, surcos tan anchos como crestas. Tamaño cercano a los 100 μ m.

2.3. ESPECIE TIPO

Magnastriatites howardii GERMERAAD, *et al.* 1968 [= *Magnastriatites grandiosus* (KEDVES & SOLE DE PORTA) DUEÑAS nov. comb.].

2.4. COMENTARIOS

Este género difiere del género *Cicatricosisporites* en: el número reducido de estrías gruesas, la cresta circular que rodea el área de contacto, la presencia de una estriación continua sin constricciones y un tamaño mayor.

3. *Magnastriatites grandiosus* (KEDVES & SOLE DE PORTA, 1963) nov. comb.

3.1. SINONIMOS

Cicatricosisporites grandiosus KEDVES & SOLE DE PORTA, 1963, Bol. de Geol. (Universidad Industrial de Santander) 12, pag. 59.

Magnastriatites howardii, GERMERAAD, HOPPING & MULLER, 1968, Rev. Palaeobot. Palynol. 6, pag. 228.

3.2. HOLOTIPO

Placa F-37-41, INGEOMINAS, Colombia. Plate VII, fig. 2 KEDVES & SOLE DE PORTA, 1963.

3.3. DESCRIPCION

Grano individual, radial-simétrico. Anisopolar, polo distal más redondeado que polo proximal, en vista polar más o menos circular, contorno sublobate-esferoidal. Laesura trilete con costae, costae 2 μ m de espesor. Área de contacto del lado proximal psilada y circundada por una cresta que hace contacto con el patrón de estriación en los extremos de la laesura. El resto del grano presenta una gruesa estriación; estrías 1-2 μ m

de alto, 2-3,5 μm de ancho, surcos 1,5-3 μm profundos. Algunas de las estrías presentan ramificaciones. Exina 1,5-2,5 μm de espesor.

3.4. DIMENSIONES

77 - 132 μm (diámetro ecuatorial).

3.5. VARIABILIDAD

Existe alguna variación en cuanto tamaño y escultura. El lado proximal del grano puede estar localmente perforado.

3.6. DISTRIBUCION

Oligoceno a reciente.

3.7. AFINIDAD TAXONOMICA

Prácticamente idéntica a las esporas de los helechos tropicales a subtropicales del género *Ceratopteris*.

NOTA: Es posible incluir dentro de esta nueva combinación las esporas descritas por Kedves & Sole de Porta (1963) como *Cicatricosisporites tabacensis* y *C. cundinamarcensis*.

La versión inglesa de este trabajo ha sido aceptada para su publicación por el Comité Editorial de la Revista Review of Palaeobotany and Palynology (Sept. 1979).

4. AGRADECIMIENTOS

Deseamos expresar nuestro agradecimiento a la doctora N. Sole de Porta, al doctor J. de Porta y al doctor J. Muller por sus observaciones.

5. BIBLIOGRAFIA

GERMERAAD, J.H., HOPPING, C. A. & MULLER, J., 1968.- *Palynology of Tertiary sediments from tropical areas. Rev. of Palaeobotany and Palynology* 6, pp. 189-348.

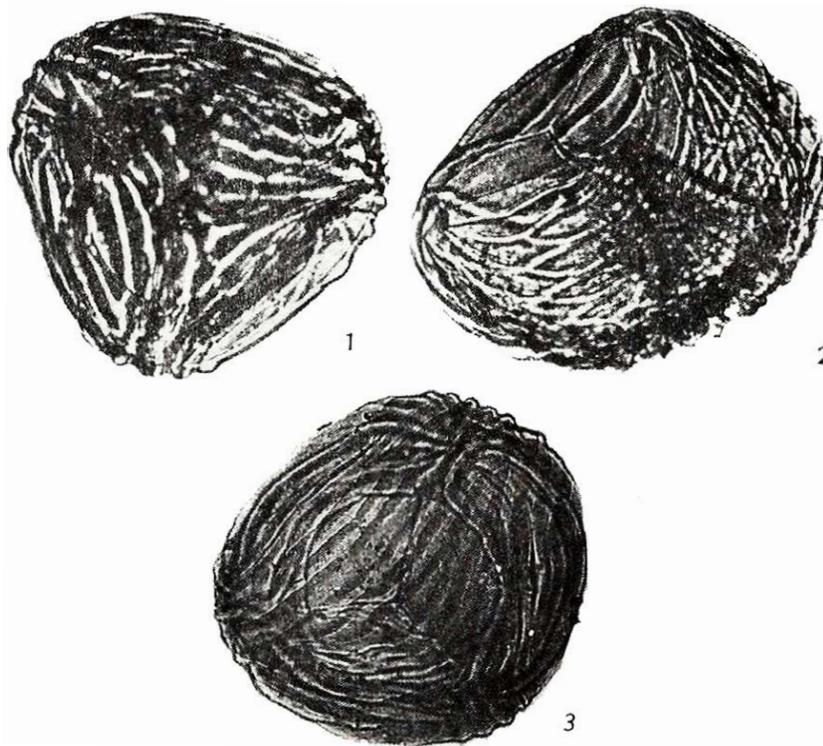
KEDVES, M. & SOLE DE PORTA, N., 1963.- *Comparación de las esporas del género Cicatricosisporites R. POT & GELL. 1933 de Hungría y Colombia. Algunos problemas referentes a su significado estratigráfico. Bol. de Geol. No. 12, Univ. Ind. Sant. pp. 51-76 Bucaramanga, Colombia.*



PLANCHA No. 1

- Fig. 1 *Magnastriatites grandiosus* nov. comb., holotipo (Kedves & Sole De Porta, 1963, pl. VII, fig. 2).
- Fig. 2 *Magnastriatites grandiosus* nov. comb. (Kedves & Sole De Porta, 1963, pl. VII, fig. 3).
- Fig. 3 *Magnastriatites grandiosus* nov. comb. (Germeraad, Hopping & Muller, 1968, pl. III, fig. 1).

Pl. I



MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES
GEOLOGICO-MINERAS

**ESTUDIO PALINOLOGICO DEL POZO Q-E-22
OLIGOCENO SUPERIOR A MIOCENO INFERIOR,
PLANETA RICA, NORTE DE COLOMBIA**

INFORME No. 1740

Por:

HERNANDO DUEÑAS



BOGOTA, 1977

CONTENIDO

	<u>Página</u>
RESUMEN	100
ABSTRACT	100
1. INTRODUCCION	100
2. METODO DE TRABAJO	100
3. ESTRATIGRAFIA	100
4. INTERPRETACION DEL DIAGRAMA	100
5. LA EDAD DE LA LATERITA	103
6. PARTE SISTEMATICA	103
6.1. CLASE MONOCOLPADOS	103
<i>Psilamonocolpites medius</i>	103
<i>Mauritiidites franciscoi</i>	103
<i>Echimonocolpites ruedae</i>	103
6.1.1. GENERO <i>Proxapertites</i> (VAN DER HAMMEN, 1956)	103
<i>Proxapertites minutus</i> nov. sp	103
6.2. CLASE DIPORADOS	103
<i>Psiladiporites minimus</i>	103
6.3. CLASE TRICOLPADOS	104
<i>Psilatricolpites minutus</i>	104
<i>Striatricolpites catatumbus</i>	104
<i>Clavatricolpites gracilis</i>	104
6.4. CLASE TRIPORADOS	104
<i>Annutriporites iversenii</i>	104
6.4.1. GENERO <i>Echitriporites</i> (VAN HOEKEN-KLINKENBER, 1964)	104
<i>Echitriporites nuriae</i> nov. sp	104
6.5. CLASE TRICOLPORADOS	104
6.5.1. GENERO <i>Psilatricolporites</i> , (VAN DER HAMMEN, 1956) PIERCE 1961	104
<i>Psilatricolporites costatus</i> , nov. sp.	104
<i>Psilatricolporites transversalis</i> , nov. sp	104
6.5.2. GENERO <i>Striatricolporites</i> (VAN DER HAMMEN, 1956) LEIDELMEYER, 1966	104
<i>Striatricolporites melenae</i> nov. sp	104
<i>Striatricolporites tenuissimus</i> nov. sp.	105
6.5.3. GENERO <i>Retitricolporites</i> (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA, 1964)	105
<i>Retitricolporites irregularis</i>	105
<i>Retitricolporites guianensis</i>	105
<i>Retitricolporites cienaguensis</i> nov. sp	105
<i>Retitricolporites golii</i> nov. sp.	105
<i>Retitricolporites brevis</i> nov. sp	105
6.5.4. GENERO <i>Scabratricolporites</i> (VAN DER HAMMEN, 1956), RAMANUJAN, 1966	105
<i>Scabratricolporites planetensis</i> nov. sp	105
6.5.5. GENERO <i>Verrutricolporites</i> (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA, 1964)	106
<i>Verrutricolporites rotundiporus</i>	106
6.5.6. GENERO <i>Zonocostites</i> (GERMERAAD, <i>et al.</i> , 1968)	106
<i>Zonocostites ramonae</i>	106
<i>Zonocostites duquei</i> nov. sp	106
6.5.7. GENERO <i>Crassiectoapertites</i> nov. gen.	106
<i>Crassiectoapertites columbianus</i> nov. sp.	106
6.6. CLASE STEPHANOCOLPADOS	106
6.6.1. GENERO <i>Retistephanocolpites</i> (LEIDELMEYER, 1966)	106

	<u>Página</u>
	106
6.6.2. GENERO <i>Retistephanocolpites tropicalis</i> nov. sp	106
6.6.2. GENERO <i>Clavastephanocolpites</i> (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1964)	107
<i>Clavastephanocolpites crotonoides</i>	107
6.6.3. GENERO <i>Jandufouria</i> (GERMERAAD, <i>et al.</i> , 1968)	107
<i>Jandufouria seamrogiformis</i>	107
6.7. CLASE STEPHANOPORADOS	107
6.7.1. GENERO <i>Psilastephanoporites</i> (VAN DER HAMMEN, 1956) DA SILVA PARES REGALI <i>et al.</i> , 1974.	107
<i>Psilastephanoporites caribiensis</i> nov. sp	107
6.8. CLASE PERIPORADOS	107
6.8.1. GENERO <i>Scabraperiporites</i> (DA SILVA PARES REGALI, <i>et al.</i> , 1964)	107
<i>Scabraperiporites asymmetricus</i> nov. sp	107
6.8.2. GENERO <i>Magnaperiporites</i> (GONZALEZ, 1967)	107
<i>Magnaperiporites echinatus</i>	107
6.9. CLASE PERICOLPORADOS	107
<i>Perisyncolporites pokorny</i>	107
6.10. CLASE POLYADOS	107
6.10.1. GENERO <i>Polyadopollenites</i> (PFLUG & THOMSON, 1953).	107
<i>Polyadopollenites mariae</i> nov. sp	107
6.11. CLASE TRILETES	107
<i>Psilatrites guanuensis</i>	107
<i>Foveotrites margaritae</i>	108
<i>Cicatricosisporites dorogensis</i>	108
6.12. CLASE MONOLETES	108
<i>Psilamonoletes tibui</i>	108
<i>Verrucatosporites usmensis</i>	108
6.12.1. GENERO <i>Diporisorites</i> (VAN DER HAMMEN, 1957)	108
<i>Diporisorites anklesvarensis</i>	108
7. BIBLIOGRAFIA.	108

PLANCHA No. 1

FIGURA

1. <i>Echimonocolpites ruedae</i> , Van der Hammen & García, 1966	111
2. <i>Proxapertites minutus</i> nov. sp., holotipo	111
3. <i>Proxapertites minutus</i> nov. sp	111
4. <i>Proxapertites minutus</i> nov. sp	111
5. <i>Striatricolpites catatumbus</i> González, 1967	111
6. <i>Scabraperiporites asymmetricus</i> nov. sp	111
7. <i>Striatricolporites melenae</i> nov. sp., holotipo	111
8. <i>Striatricolpites catatumbus</i> González, 1967	111
9. <i>Scabraperiporites asymmetricus</i> nov. sp., holotipo	111
10. <i>Striatricolporites melenae</i> nov. sp	111
11. <i>Echitriporites nuriae</i> nov. sp., holotipo	111

PLANCHA No. 2

FIGURA

1.	<i>Striatricolporites tenuissimus</i> nov. sp., holotipo	113
2.	<i>Striatricolporites tenuissimus</i> nov. sp.	113
3.	<i>Retitricolporites cienaguensis</i> nov. sp., holotipo	113
4.	<i>Retitricolporites cienaguensis</i> nov. sp	113
5.	<i>Retitricolporites brevis</i> nov. sp., holotipo	113
6.	<i>Retitricolporites brevis</i> nov. sp., holotipo	113
7.	<i>Crassiectoapertites columbianus</i> nov. gen., nov. sp	113
8.	<i>Crassiectoapertites columbianus</i> nov. gen., nov. sp., holotipo	113
9.	<i>Crassiectoapertites columbianus</i> nov. gen., nov. sp	113
10.	<i>Psilatricolporites transversalis</i> nov. sp., holotipo	113
11.	<i>Psilatricolporites transversalis</i> nov. sp	113
12.	<i>Zonocostites duquei</i> nov. sp., holotipo	113
13.	<i>Zonocostites duquei</i> nov. sp., holotipo	113
14.	<i>Zonocostites duquei</i> nov. sp.,	113
15.	<i>Zonocostites duquei</i> nov. sp	113
16.	<i>Zonocostites duquei</i> nov. sp	113
17.	<i>Zonocostites duquei</i> nov.sp	113

PLANCHA No. 3

1.	<i>Retitricolporites golii</i> nov. sp	115
2.	<i>Retitricolporites golii</i> nov. sp., holotipo	115
3.	<i>Psilastephanoporites caribiensis</i> nov. sp., holotipo	115
4.	<i>Scabratricolporites planetensis</i> nov. sp., holotipo	115
5.	<i>Scabratricolporites planetensis</i> nov. sp	115
6.	<i>Retistephanocolpites tropicalis</i> nov. sp., holotipo	115
7.	<i>Perisyncolperites pokorny</i> Germeraad, et al., 1968	115
8.	<i>Magnaperiporites echinatus</i> González, 1967	115
9.	<i>Psilatricolporites costatus</i> nov. sp., holotipo	115
10.	<i>Psilatricolporites costatus</i> nov. sp	115
11.	<i>Polyadopollenites mariae</i> nov. sp., holotipo	115
12.	<i>Diporisporites anklesvarensis</i> Elsik, 1968	115

FIGURAS

1.	Mapa de localización del Pozo Q-E-22	101
2.	Diagrama Palinológico del Pozo Q-E-22	102

RESUMEN

Se dan a conocer las asociaciones palinológicas de las muestras provenientes del Pozo Q-E-22 a las cuales se les asigna una edad de Oligoceno superior a Mioceno inferior (zonas de *Cicatricosisporites dorogensis* y *Verrutricolporites rotundiporus*). Se describe un nuevo Género y dieciséis Especies. Se discute la edad de las Lateritas de Planeta Rica.

ABSTRACT

The palynological assemblages of the samples from the Q-E-22 bore hole (Planeta Rica) are described and assigned to the Upper Oligocene to lower Miocene (*Cicatricosisporites dorogensis* and *Verrutricolporites rotundiporus* zones). A new genus and sixteen new species, are described and the age of the Laterite from Planeta Rica is discussed.

1. INTRODUCCION

El Pozo Q-E-22 fue perforado como parte del estudio exploratorio de las lateritas níquelíferas del sur-oeste de Planeta Rica (fig. 1). La perforación atravesó sedimentos superiores de la Formación Ciénaga de Oro y los productos de alteración de las rocas ultrabásicas pertenecientes a las peridotitas de Planeta Rica (laterita y saprolita).

En general se trabajó con arcillas carbonosas, las cuales fueron tratadas con HCl, KOH y separación por Bromoformo. Las placas de estudio se prepararon con gelatina-glicerina. Se prepararon placas con granos aislados (single grain slides) de la mayor parte de las especies encontradas. Las coordenadas de localización corresponden al microscopio P.O.6 del laboratorio de Hugo de Vries de la Universidad de Amsterdam. Tanto las placas de estudio como las placas con granos aislados se depositaron en la colección del Ingeominas en Bogotá.

Deseamos expresar nuestros agradecimientos al doctor Thomas Van der Hammen por su guía durante el transcurso de esta investigación y al Gobierno Holandés por la ayuda económica.

2. METODO DE TRABAJO

Van der Hammen (1957) estableció un diagrama polínico general para Colombia

que abarca desde el Maestrichtiano hasta el Mioceno inferior, basándose en las variaciones proporcionales de ocho grupos palinológicos: *Monocolpites medius*, *Mauritiidites franciscoi*, *Proxapertites operculatus*, Angiospermas, *Psilamonoletes tibui*, *Verrucatosporites usmensis*, *Psilatriteles guaduensis* y *Cicatricosisporites dorogensis*. En el presente estudio, los espectros polínicos de cada intervalo se elaboraron de acuerdo a estos ocho grupos, tratando de encontrar una correlación con el diagrama general.

Para la descripción de nuevas especies se emplea el sistema artificial propuesto por Van der Hammen (1957). Para la validez de los géneros se consultó el trabajo de Jansonius & Hill (1976). Los términos morfológicos corresponden a los empleados por Faegri & Iversen (1975).

Además de los espectros polínicos, se da la distribución vertical, con sus porcentajes, de las diferentes especies encontradas.

3. ESTRATIGRAFIA

Duque-Caro (1973) seleccionó el nombre de Ciénaga de Oro, para denominar la secuencia sedimentaria aflorante a lo largo de la carretera Planeta Rica-Montería, entre el kilómetro 28 al sur-este de Patio Bonito y el kilómetro 35 cerca a El Charco; trayecto, en donde se levantó una sección detallada teniendo como base la cartografía del cuadrángulo geológico F-8 (DUQUE-CARO & DUEÑAS, en imprenta).

La Formación Ciénaga de Oro cubre parte de los cuadrángulos geológicos F-7, F-8, y E-8; además, está presente a lo largo del subsuelo de la cuenca del San Jorge. Presenta influencia marina somera en su parte media, siendo continental, probablemente deltáica en su tope y base.

4. INTERPRETACION DEL DIAGRAMA

La correlación con el diagrama general de Van der Hammen (1957) nos indica que los espectros polínicos de las muestras del Pozo Q-E-22 (fig. 2) podrían corresponder a la zona C del Oligoceno superior o a la zona A del Mioceno inferior.

Las asociaciones palinológicas encontradas en las muestras 13 a 19 pueden ser correlacionadas con la asociación palinológica

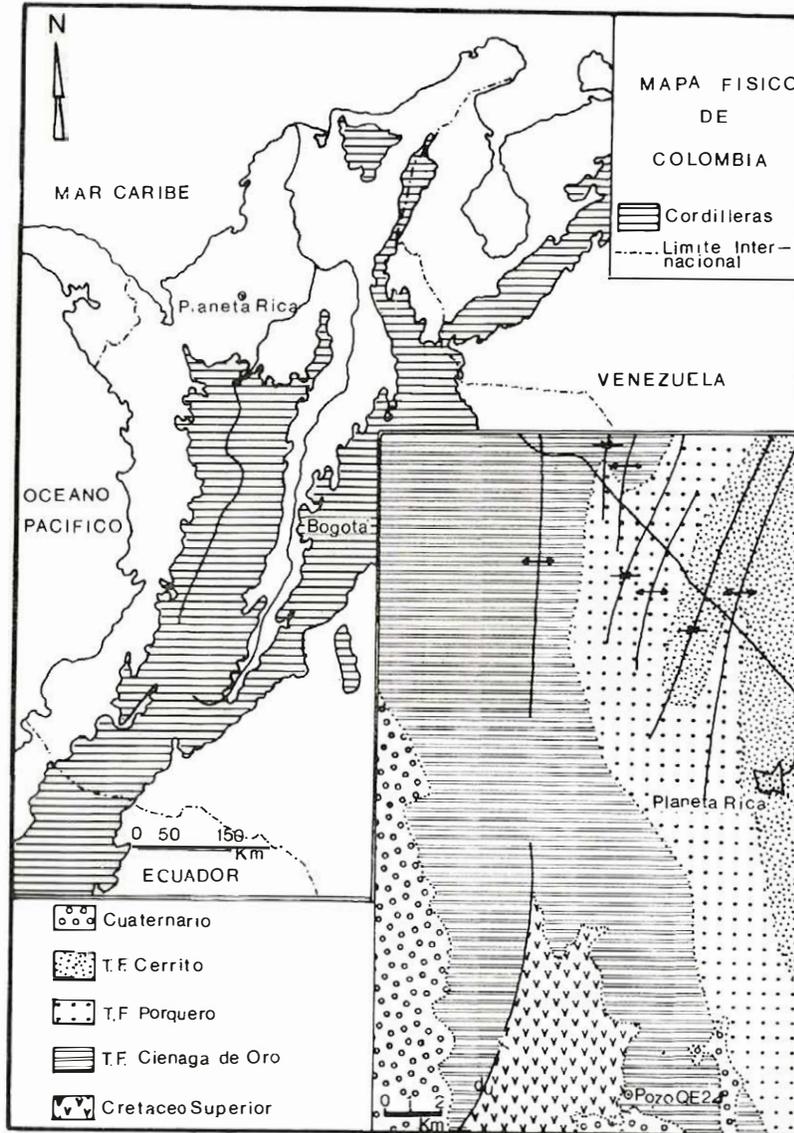


Fig1 Mapa de localización del pozo Q E 22

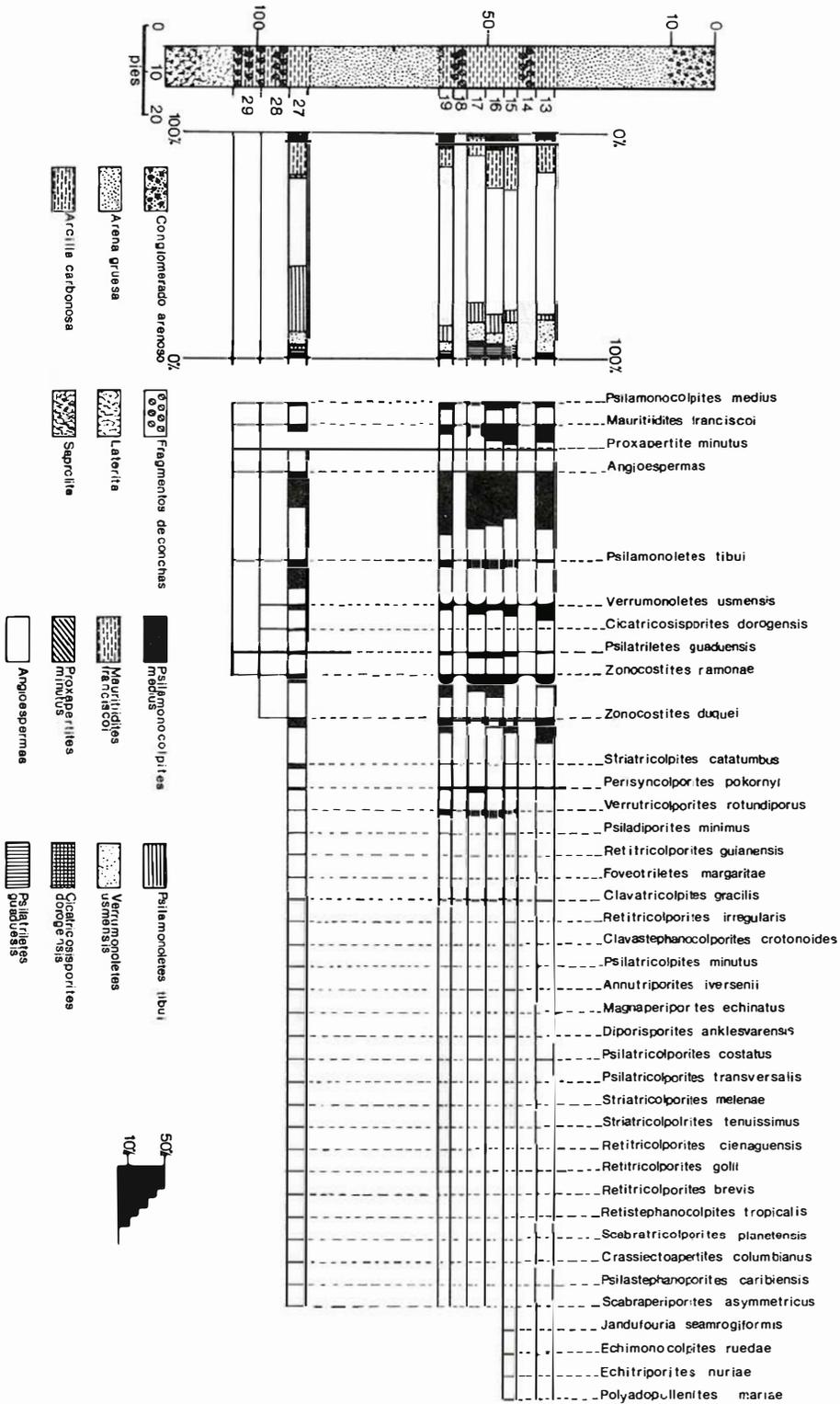


FIGURA 2. DIAGRAMA PALINOLÓGICO DEL POZO Q-E-22

de la zona *Verrutricolporites rotundiporus* (Mioceno inferior) propuesta por Germeraad, *et al.* (1968) y pueden ser correlacionadas con la zona E propuesta por Van der Hammen & Wijmstra (1964) y por Wijmstra (1971) para el área de la Guayana.

Las asociaciones palinológicas de las muestras 27 a 29, pueden ser correlacionadas con la asociación palinológica de la zona de *Cicatricosisporites dorogensis* propuesta por Germeraad, *et al.* para el Oligoceno de áreas tropicales y con la zona E propuesta por Van der Hammen & Wijmstra (1964) para el área de Guayana.

En conclusión, asignamos a los sedimentos del Pozo Q-E-22 una edad de Oligoceno superior a Mioceno inferior, zonas de *Cicatricosisporites dorogensis* y *Verrutricolporites rotundiporus*.

5. LA EDAD DE LA LATERITA

El basamento al sur-oeste de Planeta Rica se compone de una secuencia ofiolítica datada como Cretáceo superior, el cual no emergió sobre el nivel del mar sino después del depósito de las turbiditas pertenecientes a la Formación Carreto o a su equivalente Formación San Cayetano Superior de edad Paleoceno a Eoceno inferior (DUQUE-CARO, 1973).

Durante el depósito de la parte basal de la Formación Ciénaga de Oro, zona de *Cicatricosisporites dorogensis* (DUQUE-CARO, 1973, p. 15), el basamento oceánico emergía comportándose como una zona de erosión y meteorización, aportando a los sedimentos soluciones enriquecidas en hierro, lo que les dió un color rojizo característico.

Así pues, el proceso de la laterización es anterior al depósito de los sedimentos basales de la Formación Ciénaga de Oro y posterior al depósito de la Formación Carreto. O sea que, se produjo en el lapso comprendido entre el Eoceno inferior y el Oligoceno, coincidiendo con la edad sugerida para las bauxitas de La Macarena (PABA & VAN DER HAMMEN, 1960) y para las bauxitas de las Guayanas (VAN DER HAMMEN, 1964). Coincide además con un importante período de laterización reconocido en varias partes del mundo (WIJMSTRA, 1971).

6. PARTE SISTEMÁTICA

6.1. CLASE MONOCOLPADOS

Psilamonocolpites medius (Van der Hammen, 1954) Van der Hammen & García, 1966.

Literatura.- *Monocolpites medius* Van der Hammen, 1954, p. 88, fig. 1.

Psilamonocolpites medius Van der Hammen & García, 1966, p. 108.

Mauritiidites franciscoi (Van der Hammen, 1956), Van Hoeken-Klinkenberg, 1964.

Literatura.- *Monocolpites franciscoi* Van der Hammen, 1956, p. 105, fig. 2.

Mauritiidites franciscoi Van Hoeken-Klinkenberg, 1964, p. 213.

Echimonocolpites ruedae (Van der Hammen, 1954) Van der Hammen & García, 1966.

Literatura.- Van der Hammen, 1954, p. 86, pl. 2.

Van der Hammen & García, 1966, p. 107.

6.1.1. GENERO *Proxapertites* VAN DER HAMMEN, 1956

Proxapertites minutus nov sp.

Holotipo.- Q - E - 22, s.g. 67, pl. I, fig. 2.

Paratipo.- Q - E - 22, s.g. 243, pl. I, fig. 3.

Descripción.- Granos de polen radial-simétricos, ligeramente anisopolares, oblatos, contorno ecuatorial circular. Apertura circular. Tectados, psilados a escabrados. Espesor de la exina 1-1,5 mu., endexina = ectexina.

Tamaño del holotipo.- 28 mu.

Variación en tamaño.- 25 - 31 mu.

Nota: Se diferencia de *P. operculatus* por su menor tamaño.

6.2. CLASE DIPORADOS

Psiladiporites minimus Van der Hammen & Wijmstra, 1964.

Literatura.- Van der Hammen y Wijmstra, 1964, p. 233, pl. I, fig. 10.

Germeraad, *et al.* 1968, p. 299, pl. V, fig. 5.

6.3. CLASE TRICOLPADOS

Psilatricolpites minutus González, 1967.

Literatura.- González, 1967, p. 27, pl. I, fig. 2.

Striatricolpites catatumbus González, 1967.

Literatura.- González, 1967, p. 30, pl. VIII, fig. 7.

Germeraad, *et al.* 1968, p. 319, pl. XII, fig. 4.
Schuler & Doubinger 1970, p. 434, pl. III, figs. 1 - 2.

Observaciones: Nuestros granos corresponden más o menos con la especie descrita por González, 1967. En algunos de ellos pueden observarse poros irregulares en la endexina como se observa en la plancha I, fig. 5.

Clavatricolpites gracilis González, 1967.

Literatura.- González, 1967, p. 29, pl. VIII, fig. 5.

Observaciones: Se encontraron granos que en forma general coinciden con los descritos por González, 1967; en algunos de ellos las clavatas se unen formando un retículo incompleto.

6.4. CLASE TRIPORADOS

Annutriporites iversenii (Van der Hammen, 1954), González, 1967.

Literatura.- González, 1967, p. 55, pl. XVI, fig. 5.

6.4.1. GENERO *Echitriporites* VAN HOEKEN-KLINKENBERG, 1964

Echitriporites nuriae nov. sp.

Holotipo.- Q - E - 22, s.g. 106, pl. I, fig. 11.

Descripción.- Granos de polen radial-simétricos, isopolares, esferoidales. Triporados, poros $P\alpha 2$, $P\beta 3b$, $P\gamma 1-2$. Semitectado, superficie con espinas que alcanzan hasta 6 mu. de altura. Superficie entre espinas finamente reticulada. Espesor de la exina (sin contar espinas) 1 mu.

Tamaño del holotipo.- 46 mu.

Variación en tamaño.- 38 - 47 mu.

BOL. GEOL. VOL. XXII - No. 3.

Observaciones.- Sole de Porta (1961) describe como *insertae sedis* granos similares, p. 69 fig. 87. Nombre en honor a la doctora Nuria Sole de Porta por su contribución a la Palinología Colombiana.

6.5. CLASE TRICOLPORADOS

6.5.1. GENERO *Psilatricolporites*, (VAN DER HAMMEN, 1956) PIERCE, 1961

Psilatricolporites costatus nov. sp.

Holotipo.- Q - E - 22, placa 27 - IV, loc. 42, 8 - 106, pl. III, fig. 9.

Paratipo.- Q - E - 22, s.g. 221.

Descripción.- Granos de polen radial-simétricos, isopolares, sub-esferoidales. Tricolporados, colpes largos y estrechos con costae y constricción ecuatorial, $C\alpha 3a$, $C\beta 1-2$, $C\gamma 1$. Apertura ecuatorial irregular. Tectado, psilado a escabrado. Espesor de la exina 1 mu., endexina = ectexina. Area polar pequeña.

Tamaño del holotipo.- 20 mu.

Variación en tamaño.- 16 - 22 mu.

Psilatricolporites transversalis nov. sp.

Holotipo.- Q - E - 22, s.g. 110, pl. II, fig. 10.

Descripción.- Granos de polen radial-simétricos, isopolares, sub-esferoidales. Tricolporados, colpes cortos y estrechos, $C\alpha 1$, $C\beta 2$, $C\gamma 1$. Colpe ecuatorial ovalado con costae. Probablemente tectado, psilado. Espesor de la exina 1 mu., estratificación no clara. Area polar grande.

Tamaño del holotipo.- 21 mu.

Variación en tamaño.- 20 - 22 mu.

Afinidad natural.- Sapotaceae?

6.5.2. GENERO *Striatricolporites* (VAN DER HAMMEN, 1956) LEIDELMEYER, 1966

Striatricolporites melanae nov. sp.

Holotipo.- Q - E - 22, s.g. 101, pl. I, fig. 7.

Paratipo.- Q - E - 22, s.g. 103, pl. I, fig. 10.

Descripción.- Granos de polen radial-simétricos, isopolares, sub-esferoidales a prolados. Tricolporados, colpes ectexínixos anchos, C α 1, C β 2, C γ 1. Poros: P α b, P β 1-2, P γ 1-2, Semitectado, tectum finamente estriado. Estrías: altura < 0,5 mu., grosor < 0,5 mu., separación < 0,5 mu. Espesor de la exina 1,5-2 mu., ectexina = endexina. Area polar pequeña.

Tamaño del holotipo.- 35 mu.

Variación en tamaño.- 32 - 37 mu.

Afinidad natural.- Anacardiaceae?

Striatricolporites tenuissimus nov. sp.

Holotipo.- Q - E - 22, s.g. 118, pl. II, fig. 1.

Descripción.- Granos de polen radial-simétricos, isopolares, sub-esferoidales. Tricolporados, colpes largos y estrechos con costae, C α 1, C β 2, C γ 1. Poros: P α b, P β 2, P γ 1. Semitectado, tectum débilmente estriado. Estrías: \leq 0,5 mu., de altura, < 0,5 mu. de grosor, < 0,5 mu. de separación. Espesor de la exina \pm 1 mu., ectexina > endexina, columelas \pm 0,5 mu. Area polar pequeña.

Tamaño del holotipo.- 31 mu.

Variación en tamaño.- 24 - 32 mu.

6.5.3. GENERO *Retitricolporites* (VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA, 1964)

Retitricolporites irregularis Van der Hammen & Wijmstra, 1964.

Literatura.- Van der Hammen & Wijmstra, 1964, p. 235, pl. III, figs. 9-10.
González, 1967, p. 41, pl. XI, fig. 2.

Retitricolporites guianensis Van der Hammen & Wijmstra, 1964.

Literatura.- Van der Hammen & Wijmstra, 1964, p. 235, pl. III, figs. 1-2.
Germeaad, *et al*, 1968, p. 336, pl. VII, figs. 8-9.

Retitricolporites cienaguensis nov. sp.

Holotipo.- Q - E - 22, placa 27 - IV, loc. 43, 7-103, 8, pl. II, fig. 3.

Descripción.- Granos de polen radial-simétricos, isopolares, oblados, contorno ecuatorial circular a sub-angular. Tricolporados, colpes largos y estrechos, C α 1, C β 2, C γ 1. Poros: P α c, P β 2, P γ 1, con posible costae. Per-reticulado, homo-reticulado, retículo fino. Espesor de la exina \pm 1 mu., ectexina > endexina, altura del muro del retículo \pm 0,5 mu. Area polar pequeña.

Tamaño del holotipo.- 32 mu.

Variación en tamaño.- 30 - 32 mu.

Retitricolporites golii nov. sp.

Holotipo.- Q - E - 22, s.g. 128, pl. III, fig. 2.

Descripción.- Granos de polen radial-simétricos, isopolares, oblados, contorno ecuatorial \pm circular. Colpes: C α 1, C β 2, C γ 1. Poros: P α 1, P β 3b, P γ 1. Per-reticulados, homo-reticulados, retículo fino. Espesor de la exina \pm 1 mu., ectexina > endexina, altura del muro del retículo \pm 0,5 mu. Area polar pequeña. En algunos granos se observan pliegues en el área polar.

Tamaño del holotipo.- 24,5 mu.

Variación en tamaño.- 23 - 27 mu.

Retitricolporites brevis nov. sp.

Holotipo.- Q - E - 22, s.g. 142, pl. II, fig. 5.

Descripción.- Granos de polen radial-simétricos, isopolares, oblados, contorno ecuatorial más o menos circular. Tricolporado, colpes cortos, C α 1, C β 1, C γ 1. Colpe ecuatorial corto con posible costae. Per-reticulado, homo-reticulado, retículo fino. Espesor de la exina \pm 1 mu., ectexina > endexina. Altura del muro del retículo \pm 0,5 mu. Area polar grande.

Tamaño del holotipo.- 32 mu.

Variación en tamaño.- 28 - 37 mu.

6.5.4. GENERO *Scabratricolporites* (VAN DER HAMMEN, 1956) RAMANUJAM, 1966

Scabratricolporites planetensis nov. sp.

Holotipo.- Q - E - 22, s.g. 193, pl. III, fig. 4.

Descripción.- Granos de polen radial-simétricos, isopolares, sub-esferoidales. Tricolporados, golpes: $C\alpha 1$, $C\beta 1$, $C\gamma 1$. Poros: $P\alpha b$, $P\beta 3b$, $P\gamma 2$. Posiblemente tectado, escabrado a psilado. Espesor de la exina 1-2 mu., estratificación oscura. Area polar media.

Tamaño del holotipo.- 32 mu.

Variación en tamaño.- 26 - 32 mu.

6.5.5. GENERO *Verrutricolporites* VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA, 1964.

Verrutricolporites rotundiporus Van der Hammen & Wijmstra, 1964.

Literatura.- Van der Hammen y Wijmstra, 1964, p. 237, pl. I, fig. 14.
Germeraad, *et al.* 1968, p. 333, pl. XVI, figs. 5-6.

6.5.6. GENERO *Zonocostites*, GERMERAAD *et al.* 1968

Zonocostites ramonae Germeraad, *et al.* 1968

Literatura.- Germeraad, *et al.* 1968, p. 333, pl. XV, figs. 6-7.

Zonocostites duquei nov. sp.

Holotipo.- Q-E-22, s.g. 104, pl. II, figs. 12-13.

Descripción.- Granos de polen radial-simétricos, isopolares, sub-esferoidales. Tricolporados, golpes relativamente cortos, $C\alpha 1$, $C\beta 2$, $C\gamma 1$. Apertura ecuatorial continua provista de costae. Per-reticulado, hetero-reticulado, retículo más grueso en el área polar. Espesor de la exina 1,5 mu., ectexina > endexina, altura del muro del retículo 0,5 mu.

Tamaño del holotipo.- 14 mu.

Variación en tamaño.- 12 - 17 mu.

Afinidad natural.- Rhizophoraceae.

NOTA : Se diferencia de *Z. ramonae* por la presencia de una clara reticulación. Nombre en honor del doctor H. Duque-Caro, por su valiosa contribución a la estratigrafía del Norte de Colombia.

6.5.7. GENERO *Crassiectoapertites* nov. gen.

Derivatio nominis.- Nombre derivado de una gruesa exina y aperturas en la ectexina.

Especie tipo *Crassiectoapertites columbianus* nov. sp.

Diagnóstico.- Granos de polen oblados, con tres aperturas en la ectexina y gruesa exina.

Observaciones.- Se diferencia del género *Pachydermites* Germeraad, *et al.* 1968, por el tipo de aperturas y se diferencia del género *Crassitriapertites* Hemgreen, 1972; por ser las aperturas ectexínicas.

Crassiectoapertites columbianus nov. sp.

Holotipo.- Q - E - 22 placa 27-I, loc. 40,7-101,4, pl. II, fig. 8.

Descripción.- Granos de polen radial-simétricos, isopolares, oblados, contorno ecuatorial sub-angular. Triaperturados, aperturas ectexínicas muy irregulares que semejan golpes. En algunos granos las aperturas se unen en el área polar. Tectado, psilado a escabrado. Espesor de la exina 1-4 mu., hacia las aperturas la ectexina disminuye de espesor hasta desaparecer. Columelas visibles.

Tamaño del holotipo.- 36 mu.

Variación en tamaño.- 28 - 43 mu.

Afinidad natural.- Gruesa exina, contorno ecuatorial sub-angular, y espesor de la exina gradualmente decreciendo hacia la apertura, son características que se encuentran en algunas especies de *Proteaceae*, tales como: *Panopsis*, *Faurea*, *Nivenia*, *Cono-spermun*.

6.6. CLASE STEPHANOCOLPADOS

6.6.1. GENERO *Retistephanocolpites* LEIDELMEYER, 1966

Retistephanocolpites tropicalis nov. sp.

Holotipo.- Q - E - 22, s.g. 229, pl. III, fig. 6.

Descripción.- Granos de polen radial-simétricos, isopolares, oblados, contorno ecuatorial más o menos circular. Stephanocolpado, cuatro golpes $C\alpha 1$, $C\beta 1$, $C\gamma 1$. Per-reticulado, homo-reticulado, retículo fino. Espesor de la exina ± 1 mu. Area polar grande.

Tamaño del holotipo.- 29 mu.

Variación en tamaño.- 28 - 35 μ .

Observaciones.- Sole de Porta, 1961b, publica como *incertae sedis* granos que podrían corresponder con nuestra especie, p. 69, pl. IV, fig. 91.

6.6.2. GENERO *Clavastephanocolpites*, VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA, 1964

Clavastephanocolpites crotonoides Van der Hammen & Wijmstra, 1964.

Literatura.- Van der Hammen & Wijmstra, 1964, p. 239, pl. II, figs. 3-4.

6.6.3. GENERO *Jandufouria* GERMERAAD, HOPPING & MULLER, 1968

Jandufouria seamrogiformis Germeraad, et al, 1968.

Literatura.- Germeraad, et al., 1968, p. 343, pl. XVIII, fig. 6.

6.7. CLASE STEPHANOPORADOS

6.7.1. GENERO *Psilastephanoporites* (VAN DER HAMMEN, 1956) DA SILVA PARES REGALIS, et al., 1974

Psilastephanoporites caribiensis nov. sp.

Holotipo.- Q E - 22 placa 15-II, loc. 35,5 - 99,6, pl. III, fig. 3.

Descripción.- Granos de polen radial-simétricos, isopolares, esferoidales. Stephanoporados, cuatro poros, $P\alpha$ 2, $P\beta$ 3b, $P\gamma$ 1-2. Tectados, psilados. Espesor de la exina \pm 1,5 μ ., endexina = ectexina.

Tamaño del holotipo.- 26 μ .

Variación en tamaño.- 26 - 31 μ .

6.8. CLASE PERIPORADOS

6.8.1. GENERO *Scabraperiporites* DA SILVA PARES REGALÍ et al., 1974

Scabraperiporites asymmetricus nov. sp.

Holotipo.- Q - E - 22, s.g. 217, pl. I, fig. 9.

Descripción.- Granos de polen esferoidales, radial-asimétricos, anisopolares. Periporados, 5 ó 6 poros, $P\alpha$ 1, $P\beta$ 2-3, $P\gamma$ 1-2; poros

circulares de tamaños diferentes con diámetro entre 2 y 9 μ . Posiblemente tectados, toda la transición entre escabrado a psilado puede observarse. Espesor de la exina 1,5-3 μ . Estratificación oscura.

Tamaño del holotipo.- 27 μ .

Variación en tamaño.- 27 - 53 μ .

6.8.2. GENERO *Magnaperiporites* GONZALEZ 1967

Magnaperiporites echinatus González, 1967.

Literatura.- González, 1967, p. 59, pl. XXII y XXIII.

6.9. CLASE PERICOLPORADOS

Perisyncolporites pokorny Germeraad, et al, 1968.

Literatura.- Germeraad, et al. 1968, p. 344, pl. XVIII, fig. 11.

6.10. CLASE POLYADOS

6.10.1. GENERO *Polyadopollenites* PFLUG & THOMSON, 1953

Polyadopollenites mariae nov. sp.

Holotipo.- Q-E-22, placa 15-VIII, loc. 41,7-105,7, pl. III, fig. 11.

Descripción.- Polyade formado por 16 granos. Forma más o menos esférica. Granos individuales psilados, probablemente tectados, espesor de la exina 1 μ ., tamaño de los granos individuales 11 μ .

Tamaño del holotipo.- 42 μ .

Variación en tamaño.- 40 - 65 μ .

Afinidad natural.- *Acacia*?

Observaciones.- Sole de Porta, 1961, describe como *Acacia* granos similares p. 65, pl. III, figs. 52 - 53.

6.11. CLASE TRILETES

Psilatriteles guaduensis Van der Hammen, 1956.

- Literatura.- Van der Hammen, 1956, p. 114, fig. 4.
- Foveotriletes margaritae* (Van der Hammen, 1954) Germeraad *et al*, 1968.
- Literatura.- Van der Hammen, 1954, p. 102, pl. XVII.
- Germeraad, *et al*, 1968, p. 289, pl. II, fig. 1.
- Cicatricosisporites dorogensis* Potonie & Gelletich, 1963.
- Literatura.- Germeraad, *et al*, 1968, p. 287, pl. II, fig. 2.
- 6.12. CLASE MONOLETES
- Psilamonoletes tibui* Van der Hammen, 1956.
- Literatura.- Van der Hammen, 1956, p. 116, fig. 6.
- Verrucatosporites usmensis* (Van der Hammen, 1956) Germeraad, *et al*, 1968.
- Literatura.- Van der Hammen, 1956, p. 116, fig. 7.
- Germeraad, *et al*, 1968, p. 290, pl. II, fig. 3.
- 6.12.1. GENERO *Diporisporites* VAN DER HAMMEN, 1957
- Diporisporites ankleswarensis* (Vama & Rawat, 1963) Elsik, 1968.
- Literatura.- Elsik, 1968 en Kar & Saxena, 1976, pl. III, p. 11, fig. 33.

NOTA : La versión inglesa de este trabajo ha sido aceptada para su publicación por el Comité Editorial de la Revista Review of Palaeobotany and Palynology (septiembre, 1979).

mu = micrones.

7. BIBLIOGRAFIA

- DUQUE-CARO, H., 1973.- *Guidebook to the geology of the Monteria area. Colombian Soc. of Petroleum Geologists and Geophysicists. Fourteenth anual field conference, p. 1-49. Bogotá.*
- DUQUE-CARO, H. & DUEÑAS, H.- *Geología del cuadrángulo geológico F-8 Planeta Rica (en imprenta).*
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J., 1975.- *Textbook of Pollen analysis. Munksgaard Copenhagen, Denmark, 295 p.*
- GERMERAAD, J.H., HOPPING, C.A. & MULLER, J., 1968.- *Palynology of Tertiary sediments from tropical areas. Rev. Palaeobotan. Palynol., vol. 6, p. 189-348, Amsterdam.*
- GONZALEZ GUZMAN, E., 1967.- *Palynology of the Upper Los Cuervos and Mirador formations. Tesis, Leiden, E.J. Brill, Leiden, pp. 1-68.*
- HERNGREEN, G.F.W., 1972.- *Some new pollen grains from the Upper Senonian of Brasil. Pollen et Spores. vol. 9, pp. 97-112.*
- BOL. GEOL. VOL. XXII - No. 3.
- JANSONIUS, J. & HILLS, L.V., 1976.- *Genera File of Fossil Spores and Pollen Special publication. Department of Geology. University of Calgary Canadá.*
- KAR, R. & SAXENA, R.K., 1976.- *Algal and fungal microfossils from Matanomadh Formation (Paleocene) Kuth, India. The Palaeobotanist. Vol. 23, No. 1, pp. 1-15.*
- LEIDELMEYER, P. 1966.- *The Paleocene and Lower Eocene pollen flora of Guiana. Leidse Geol. Mededel., Vol. 38, pp. 49-70.*
- PABA, F. & VAN DER HAMMEN, TH., 1960.- *Sobre la geología de la parte sur de La Macarena. Bol. Geol. VI, 1-3, pp. 7-30. Bogotá.*
- PIERCE, R.L., 1961.- *Lower Upper Cretaceous plant microfossils. Univ. Minnesota. Minnes. Geol. Survey. Bull. Vol. 42, pp. 1-86.*
- PONTONIE, R. & GELLETICH, J., 1933.- *Über Pteridophyten - Sporen einer eocänen Braunkohle aus Dorog in Ungarn. Sitz. Ber. Ges. Naturfprsch. Freunde Berlin, 2, pp. 517-528.*

- RAMANUJAN, C.G.K., 1966.- *Palynology of the Miocene Lignite from South Arcot District, Madras, India. Pollen et Spores, Vol. 8, pp. 149-203.*
- SCHULER, M. & DOUBINGER, J. 1970.- *Observations Palinologiques dans le Bassin D'Amaga (Colombia). Pollen et Spores. Vol. 12, (3), pp. 429-450.*
- SOLE DE PORTA, N., 1961a.- *Contribución a la Palinología del Terciario de Colombia. Bol. Geol. Vol. VIII, 1-3, pp. 75-93. Bogotá.*
- , 1961b.- *Contribución al estudio palinológico del Terciario de Colombia. Bol. de Geología No. 7, pp. 55-81. Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga.*
- VAN DER HAMMEN, TH., 1954.- *Principios para la nomenclatura palinológica sistemática. Bol. Geol. Vol. XII, 2, pp. 3-24. Bogotá.*
- , 1954a.- *El desarrollo de la flora Colombiana en los períodos geológicos I: Maestrichtiano hasta Terciario más inferior. Bol. Geol. Vol. II, 1, pp. 49-196. Bogotá.*
- , 1956a.- *Nomenclatura palinológica sistemática. Bol. Geol. Vol. IV, 2-3, pp. 23-62. Bogotá.*
- , 1956b.- *Descripción de algunos géneros y especies de polen y esporas fósiles. Bol. Geol. Vol. IV, 2-3, pp. 103-109. Bogotá.*
- , 1957.- *Periodicidad climática y evolución de floras suramericanas del Maestrichtiano y del Terciario. Bol. Geol. Vol. V, 2, pp. 5-48. Bogotá.*
- & GARCIA DE MUTIS, C., 1966.- *The Paleocene pollen flora of Colombia. Leidse Geol. Meded., 35, pp. 105-116.*
- VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA, T.A., 1964.- *A Palynological Study of the Tertiary and Upper Cretaceous of British Guiana. Leide Geol. Meded 30, pp. 183-241.*
- VAN HOEKEN-KLINKENBERG, P. J. M. 1964.- *A Palynological Investigation of some Upper Cretaceous Sediments in Nigeria. Pollen et Apores Vol. VI, No. 1, pp. 209-231.*
- , 1966.- *Maestrichtian, Paleocene and Eocene Pollen and Spores from Nigeria. Leidse Geol. Meded. Vol. XXXVIII, pp. 37-48.*
- WIJMSTRA, T.A., 1971.- *The Palynology of the Guiana Coastal Basin. Tesis, Amsterdam, de Kempenaer, Oegstgeest. pp. 1-62.*
- WIJMSTRA, T.A., & VAN DER HAMMEN, TH., 1964.- *Pollen Analytical data of the age of the Bauxites in British Guiana and Suriman. Geol. en Mijnbouw. Vol. XLIII, No. 3, p. 143.*

* * *

PLANCHA No. 1

Figura 1 *Echimonocolpites ruedae* Van der Hammen & García, 1966.

Figura 2 *Proxapertites minutus* nov. sp., holotipo.

Figura 3 *Proxapertites minutus* nov. sp.

Figura 4 *Proxapertites minutus* nov. sp.

Figura 5 *Striatricolpites catatumbus* González, 1967.

Figura 6 *Scabraperiporites asymmetricus* nov. sp.

Figura 7 *Striatricolporites melenae* nov. sp., holotipo.

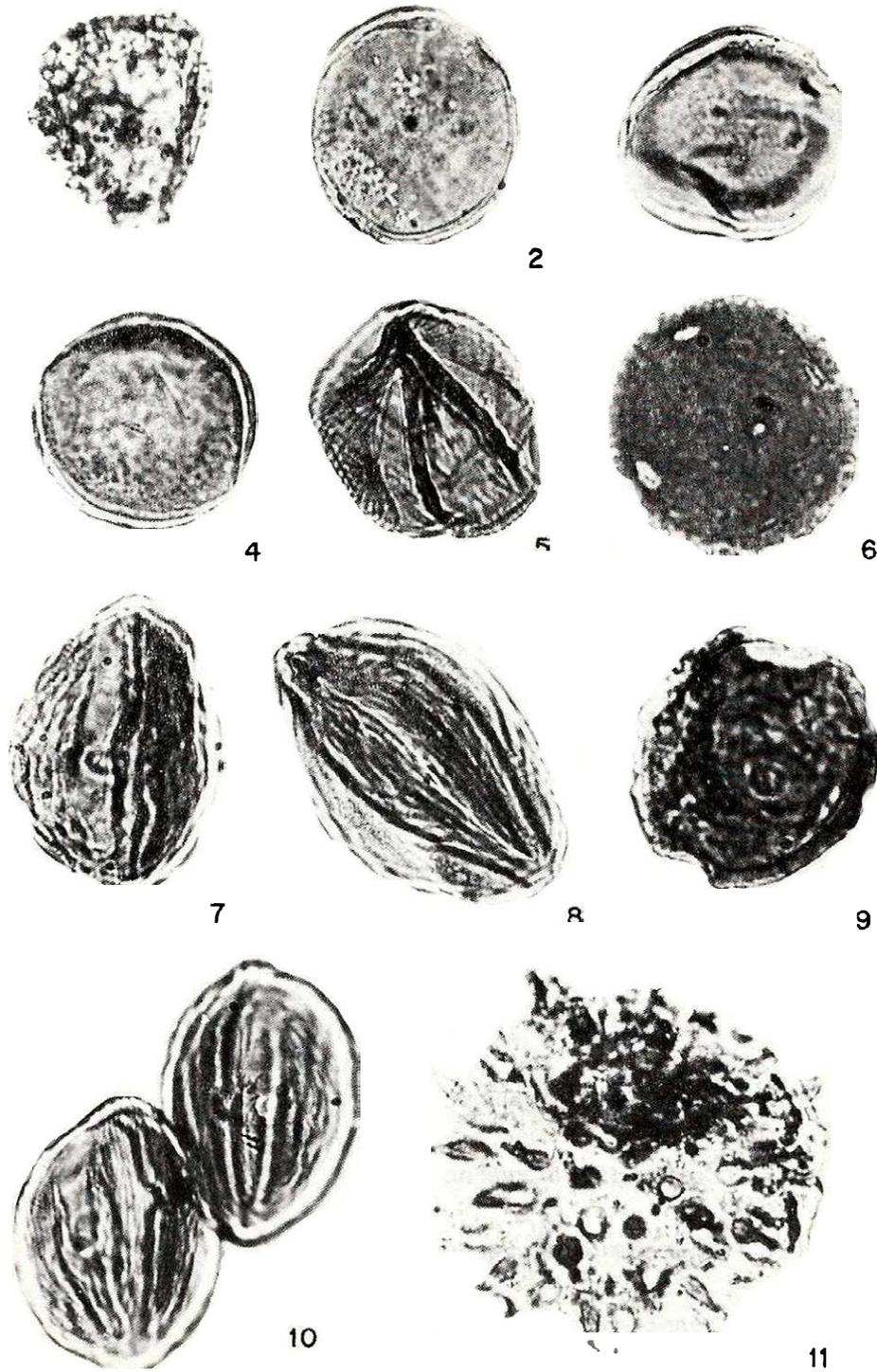
Figura 8 *Striatricolpites catatumbus* González, 1967.

Figura 9 *Scabraperiporites asymmetricus* nov. sp., holotipo.

Figura 10 *Striatricolporites melenae* nov. sp.

Figura 11 *Echitriporites nuriae* nov. sp., holotipo.

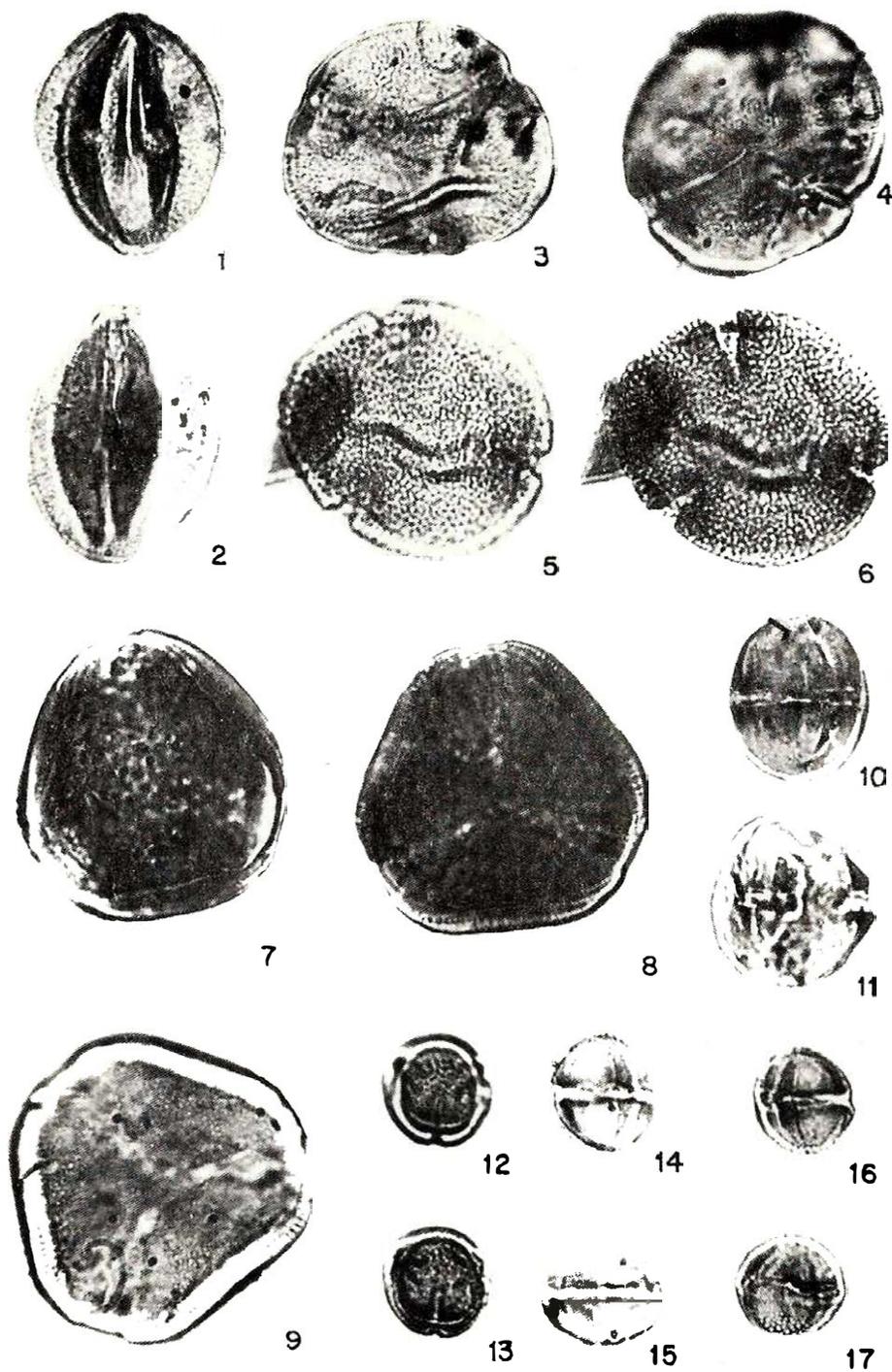
Aumento x 1.000



PLANCHA No. 2

- Figura 1 *Striatricolporites tenuissimus* nov. sp., holotipo.
- Figura 2 *Striatricolporites tenuissimus* nov. sp.
- Figura 3 *Retitricolporites cienaguensis* nov. sp., holotipo.
- Figura 4 *Retitricolporites cienaguensis* nov. sp.
- Figura 5 *Retitricolporites brevis* nov. sp., holotipo.
- Figura 6 *Retitricolporites brevis* nov. sp., holotipo.
- Figura 7 *Crassiectoapertites columbianus* nov. gen., nov. sp.
- Figura 8 *Crassiectoapertites columbianus* nov. gen., nov. sp., holotipo.
- Figura 9 *Crassiectoapertites columbianus* nov. gen., nov. sp.
- Figura 10 *Psilatricolporites transversalis* nov. sp., holotipo.
- Figura 11 *Psilatricolporites transversalis* nov. sp.
- Figura 12 *Zonocostites duquei* nov. sp., holotipo.
- Figura 13 *Zonocostites duquei* nov. sp., holotipo.
- Figura 14 *Zonocostites duquei* nov. sp.
- Figura 15 *Zonocostites duquei* nov. sp.
- Figura 16 *Zonocostites duquei* nov. sp.
- Figura 17 *Zonocostites duquei* nov. sp.

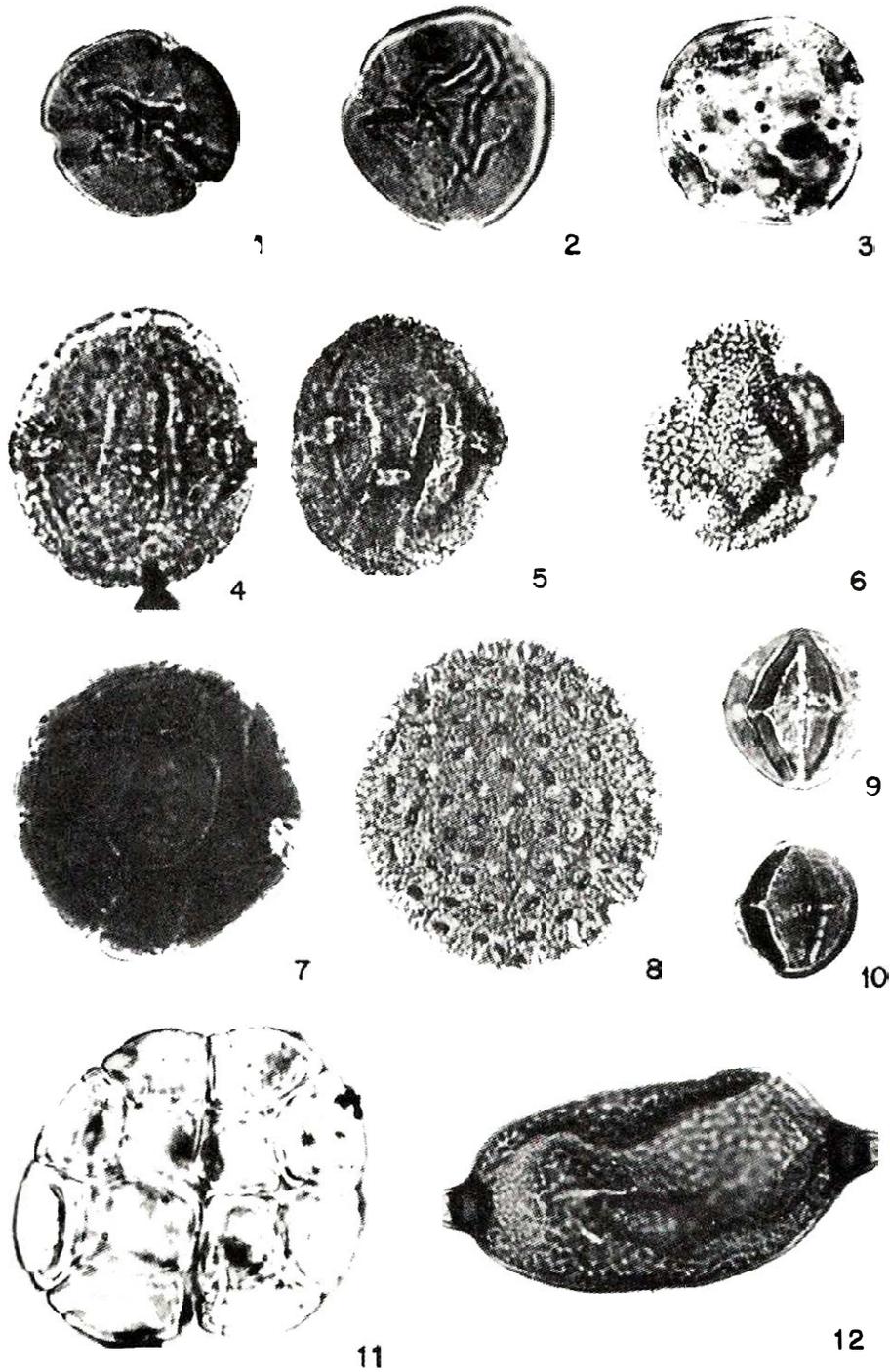
Aumento x 1.000



PLANCHA No. 3

- Figura 1 *Retitricolporites golii* nov. sp.
- Figura 2 *Retitricolporites golii* nov. sp., holotipo.
- Figura 3 *Psilastephanoporites caribiensis* nov. sp., holotipo.
- Figura 4 *Scabratricolporites planetensis* nov. sp., holotipo.
- Figura 5 *Scabratricolporites planetensis* nov. sp.
- Figura 6 *Retistephanocolpites tropicalis* nov. sp., holotipo.
- Figura 7 *Perisyncolporites pokorny* Germeraad, *et al*, 1968.
- Figura 8 *Magnaperiporites echinatus* González, 1967 x 500.
- Figura 9 *Psilatricolporites costatus* nov. sp., holotipo.
- Figura 10 *Psilatricolporites costatus* nov. sp.
- Figura 11 *Polyadopollenites mariae* nov. sp., holotipo.
- Figura 12 *Diporisporites anklesvarensis* Elsik, 1968.

Aumento x 1.000.



**MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES
GEOLOGICO-MINERAS**

**GEOLOGIA Y GEOQUIMICA DE LAS MINAS DE ESMERALDAS
DE GACHALA, CUNDINAMARCA**

INFORME No. 1684

Por:

RICARDO ESCOVAR R.

BOGOTA, 1975

CONTENIDO

	<u>Página</u>
RESUMEN	121
ABSTRACT	121
0. INTRODUCCION	122
1. GEOLOGIA REGIONAL	122
1.1. ESTRATIGRAFIA	122
1.2. TECTONICA	125
2. GEOLOGIA DETALLADA	125
2.1. ESTRATIGRAFIA	125
2.1.1. PALEOZOICO	125
2.1.1.1. Grupo Farallones	125
2.1.2. MESOZOICO	128
2.1.2.1. Calizas del Guavio	128
2.1.2.2. Lutitas de Macanal	129
2.1.3. CENOZOICO	129
2.2. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	129
3. GEOLOGIA ECONOMICA	130
3.1. CARACTERISTICAS DE LA MINERALIZACION	130
3.1.1. ALTERACION METASOMATICA	130
3.1.2. CONTROL TECTONICO	131
3.1.3. TEMPERATURA	131
3.2. PROBLEMAS RELACIONADOS CON LA MINERALIZACION	131
3.2.1. ORIGEN Y COMPOSICION DE LAS SOLUCIONES	131
3.2.2. MECANISMOS DE TRANSPORTE, PRECIPITACION A PARTIR DE LAS SOLUCIONES, Y LOCALIZACION DE LOS CUERPOS MINERALIZADOS	132
3.2.3. EDAD DE LAS MINERALIZACIONES	133
4. GEOQUIMICA	133
4.1. DISTRIBUCION DE LOS ELEMENTOS EN ROCAS	133
4.1.1. SODIO	136
4.1.2. LITIO	139
4.1.3. BARIO	139
4.1.4. POTASIO	139
4.1.5. PLOMO	139
4.1.6. BERILIO	144
4.1.7. MOLIBDENO	144
4.1.8. ESTRONCIO	144
4.1.9. ZINC	144
4.1.10. COBRE	144
4.1.11. NIQUEL	144
4.1.12. FORMULAS COMBINADAS	145
4.2. DISTRIBUCION DE LOS ELEMENTOS EN SUELOS	145
5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	148
6. BIBLIOGRAFIA	153

FIGURAS

1. Mapa de localización del área de estudio	123
2. Mapa geológico regional y lugares de muestreo comparativo	124

	<u>Página</u>
3. Geología Detallada del área de Gachalá	126
3a. Columna Estratigráfica de la Región de Gachalá	127
4. Mapa de localización de muestras de rocas	134
5. Mapa de localización de muestras de suelos.	135
6. Distribución de elementos en rocas	138
7. Mapa con la distribución de los valores de Sodio en rocas	140
8. Mapa con la distribución de los valores de Litio en rocas	141
9. Mapa con la distribución de los valores de Bario en rocas.	142
10. Mapa con la distribución de los valores de Potasio en rocas	143
11. Histograma de distribución de los valores M_1 y M_2	146
12. Mapa con la distribución de los valores M_1	147
13. Distribución de los elementos en suelos	149
14. Mapa con la distribución de los valores de Sodio en suelos	150
15. Mapa con la distribución de los valores de Litio en suelos	151
16. Mapa con la distribución de los valores de Li/Na en suelos.	152

CUADROS

1. Distribución de muestras de rocas por poblaciones y grupos.	136
2. Distribución de los elementos en rocas.	137

RESUMEN

Las mineralizaciones de esmeraldas en la región de Gachalá están emplazadas en brechas, venas y a veces en las paredes de fallas, las cuales tienen un sentido N-NE y afectan los estratos más bajos del Mesozoico. Afloran también en el área rocas sedimentarias de edad Paleozoica.

Estas mineralizaciones están íntimamente relacionadas a lutitas negras (shales), con un alto grado de alteración metasomática. Consiste esta alteración en reemplazamiento de la roca original y relleno de espacios porosos por oligoclasa, dolomita y pirita, algo de calcita y trazas de rutilo y fluorita.

Se cree que las soluciones mineralizantes pudieron ser originadas en aguas meteóricas y/o connatas de los sedimentos encajantes, las cuales por lixiviación, asimilan a su paso a través de las rocas los iones necesarios para la precipitación de esmeraldas. Varios hechos sugieren una íntima relación entre las secuencias evaporíticas y las esmeraldas, suministrando las primeras, por solución, algunos de los iones necesarios para la formación de las segundas.

Debido al conocimiento de las características estructurales, litológicas y geoquímicas de los yacimientos, se proponen ciertas guías para la prospección de esmeraldas en todas las etapas, desde la exploración a escala regional, hasta la conducción de trabajos de minería.

ABSTRACT

Emerald mineralization in the Gachala region is emplaced in breccias, veins, and also in fault walls, these faults having a N-NE strike, and affecting lower Mesozoic strata. Sedimentary rocks of Paleozoic age are also present in the area.

Mineralization is intimately related to the black shales, showing a high degree of metasomatic alteration. This alteration consists of replacement of the host rock and cavity filling by oligoclase, dolomite, and pyrite, some calcite, and traces of rutile and fluorite.

Mineralizing solutions could have been originated by meteoric and/or connate water from sediments, this water leaching the necessary ions on their way through the host rocks. Many features suggest a close relationship between evaporitic sequences and emerald mineralization, contributing the former, by solution, some of the ions required to the formation of the latter.

Some emerald exploration guides are proposed, based on the knowledge of structural, lithologic, and geochemical characteristics. Different methods are applicable in all exploration steps, from a regional scale, to the orientation of mining works.

0. INTRODUCCION

El presente trabajo sobre la geología y la geoquímica de las minas de esmeraldas de Gachalá, fue realizado como parte del Proyecto Esmeraldas INGEOMINAS-Naciones Unidas. El principal objetivo fue el de conocer las características de la mineralización de esmeraldas, con el fin de poder entender aspectos de su origen y modo de formación y de poder determinar guías para su prospección en esta parte de la Cordillera Oriental.

El área está ubicada a una distancia aproximada de 75 km en línea recta al NE de Bogotá, unida a esta ciudad por una carretera en parte sin pavimentar (fig. 1). El viaje dura aproximadamente cinco horas. Las minas en la región de Gachalá son propiedad del Gobierno Colombiano y algunas de ellas están cedidas para su explotación a particulares por el sistema de contratos.

El área fue estudiada anteriormente por Suárez Hoyos (1945), Wokittel y López Casas (1953), Wokittel y Mutis Jurado (1954) y Guerra (1972). Este estudio consistió esencialmente en el levantamiento del mapa geológico en el área de las minas y en la toma de muestras de rocas y suelos para su posterior análisis químico y petrográfico. Por medio de la cartografía geológica se esperaba encontrar guías litológicas y estructurales para la exploración de esmeraldas.

El mapa geológico no pudo ser terminado totalmente, debido a la decisión del Gobierno Colombiano de suspender el proyecto a comienzos del año en curso. Es así como aún falta mucho detalle, especialmente en el aspecto estructural. Fue nuestro deseo el realizar un mapa de fracturas para determinar con más exactitud el patrón estructural del área y extender la cartografía litológica, cubriendo un área mayor. Sin embargo, con los datos obtenidos se pudieron conseguir resultados muy alentadores para la prospección de esmeraldas.

Por medio del estudio geoquímico y teniendo como base el trabajo que sobre la mina de Muzo realizaron Beus (1972) y Bakker (1974), se buscó tener un conocimiento de las

características geoquímicas de la mineralización de berilo y de esta manera encontrar elementos guías útiles para la exploración y un sistema adecuado de muestreo. Los resultados del estudio en este sentido fueron altamente satisfactorios.

Los trabajos de campo fueron realizados con la colaboración de Enrique Gil; Diana Gutiérrez realizó la totalidad de los análisis paleontológicos; Anthony Mariano, Carlos Arce y Gloria Rodríguez, colaboraron en el estudio de numerosas secciones delgadas. Finalmente, algunas de las ideas aquí expuestas fueron discutidas con los miembros del proyecto, en particular con el Director por parte de las Naciones Unidas, Pietter Bakker.

1. GEOLOGIA REGIONAL

A continuación se describen los principales rasgos de la estratigrafía y la tectónica del área.

1.1. ESTRATIGRAFIA

Guerra (1972) realizó el levantamiento geológico del área (fig. 2). En ella afloran rocas de edad Paleozoico Superior, probablemente Jurásico Superior y Cretáceo Inferior, distribuidas bajo la influencia de fallas de rumbo N-NE, las cuales son consideradas como sincrónicas con la depositación de los estratos más antiguos del Mesozoico y posiblemente producto de reactivación de fallas más antiguas que afectaron las rocas paleozoicas. Este factor, junto con la existencia de un paleo-relieve relativamente abrupto al tiempo de la depositación de los estratos más bajos del Mesozoico, complica la estratigrafía del área.

Los estratos paleozoicos pertenecientes al grupo Farallones (DCf) constan en general de argilitas, calizas dolomíticas, cuarcitas y areniscas. Particularmente, en el área de este trabajo, Guerra (1972) menciona la presencia de areniscas cuarzosas, color gris amarillento, limoníticas, con intercalaciones de argilitas grises y verdosas.

El Mesozoico en esta parte de la cordillera consta esencialmente del grupo Cáqueza, subdividido en tres formaciones (Ulloa, Rodríguez, 1976).

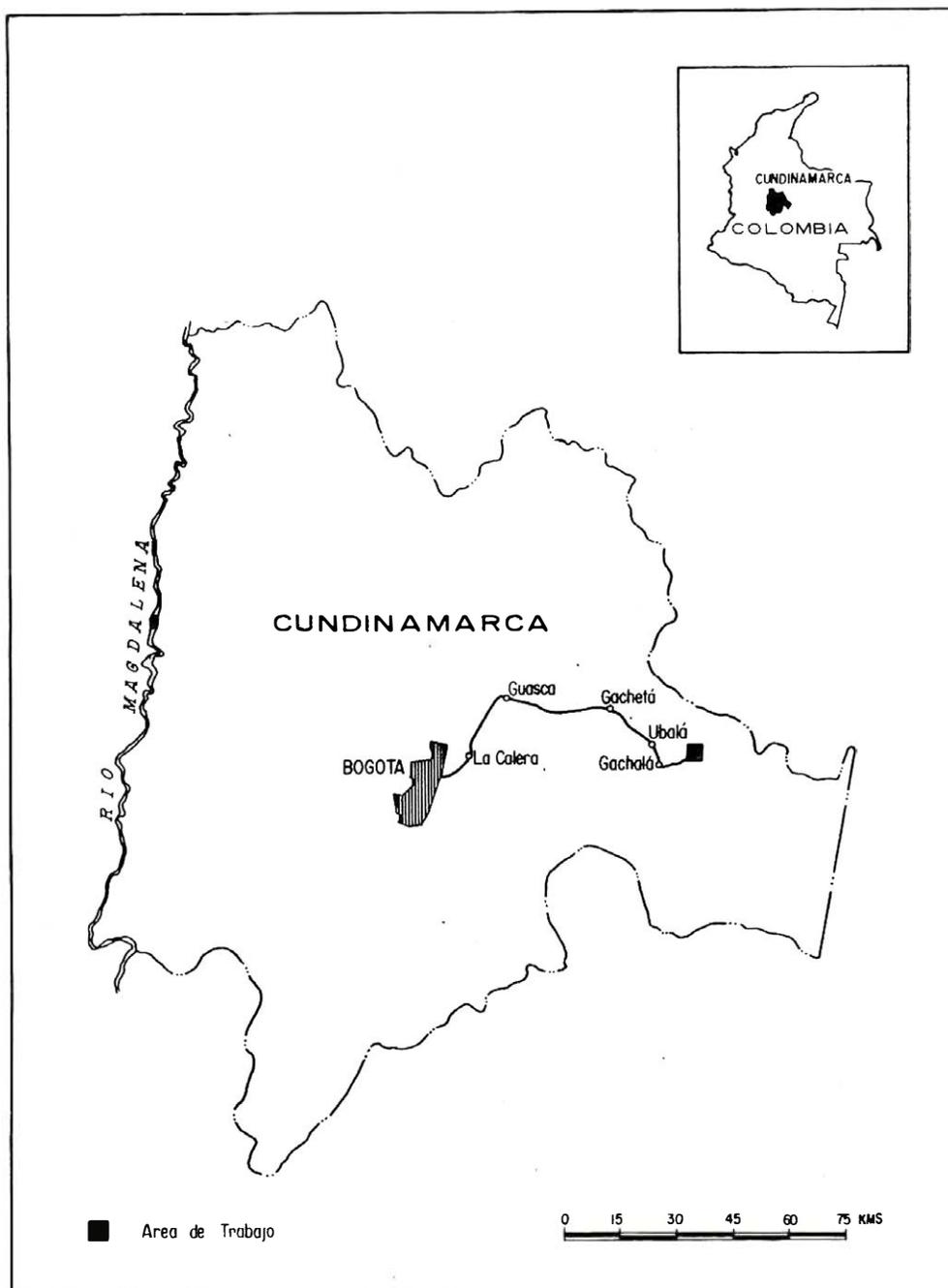


FIGURA 1. Mapa de localización del área de estudio.

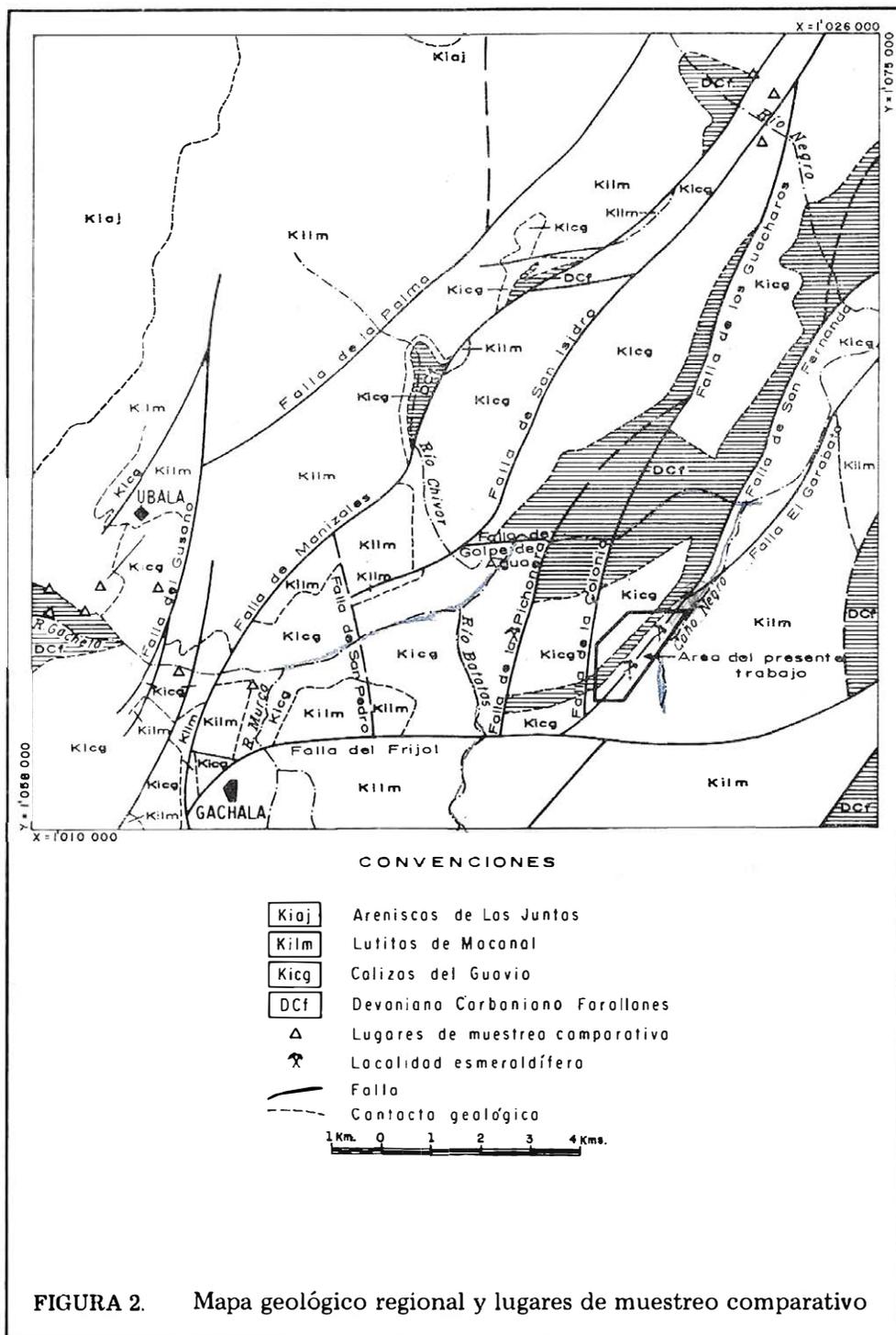


FIGURA 2. Mapa geológico regional y lugares de muestreo comparativo

—Calizas del Guavio (Kicg) subdividida en cinco miembros.

Kicg1- Consta esencialmente de conglomerados con algunas intercalaciones de areniscas, limolitas y arcillolitas.

Kicg2 - Consta esencialmente de lutitas (shales negros).

Kicg3 - Miembro de calizas inferiores subdividido en tres horizontes: el techo y la base, los cuales constan de calizas y un horizonte de lutitas (shales) en el centro

Kicg4 - Miembro de lutitas.

Kicg5 - Miembro de calizas superiores.

—Lutitas de Macanal (Kilm).

—Areniscas de Las Juntas (Kiaj).

En el área de trabajo (fig. 3) únicamente afloran los miembros mas inferiores de las Calizas del Guavio (Kicg1 y Kicg2) y parte de las Lutitas de Macanal (Kilm). Además afloran sedimentos cuaternarios compuestos de "mezclas de material coluvial con suelos de gran espesor" (Guerra, 1972).

1.2. TECTONICA

Como ya se mencionó, la tectónica de esta parte de la cordillera está dominada por fallas con rumbo N-NE principalmente. Las capas paleozoicas fueron sometidas a un tectonismo pre-Cretáceo (Herciniano), tal como se deduce del hecho de que la discordancia Paleozoico-Mesozoico muestra ángulos muy variables, de 0° a 90°. Ya se mencionó que probablemente estas fallas con rumbo N-NE surgieron como resultado de reactivación de fallas pre-mesozoicas, durante la depositación de la parte baja del Mesozoico y probablemente mas tarde. Además, ciertos pliegues y fallas pueden ser producto de la orogenia Andina de edad Terciaria.

2. GEOLOGIA DETALLADA

A continuación se describen los principales rasgos de la estratigrafía y la tectónica del área de las minas.

2.1. ESTRATIGRAFIA

Dentro del área del presente trabajo (figs. 2 y 3) afloran rocas paleozoicas y mesozoicas (Turoniano y Cretáceo Inferior) además de sedimentos cuaternarios no consolidados.

2.1.1. PALEOZOICO

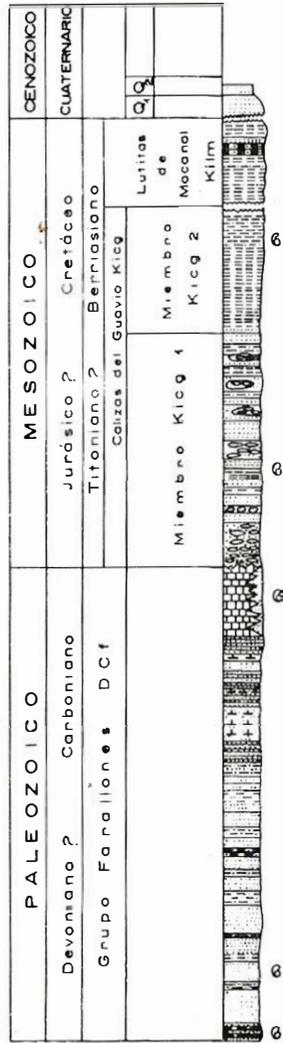
Rocas de esta edad afloran a lo largo de toda la pendiente occidental del área de las minas. Ellas muy probablemente pertenecen al Carboniano (basados en una fauna identificada por D. Gutiérrez, comunicación escrita) y menos probablemente al Devoniano y forman parte del Grupo Farrallones (DCf).

2.1.1.1. *Grupo Farrallones.* - De este a oeste, esta sección consta de un nivel de areniscas cuarzosas, color amarillo y gris, grano fino a medio, macizas, en estratos de 2 a 4 m intercalados con arcillolitas y limolitas, color marrón y amarillo, algunas muy fosilíferas. Este conjunto mide aproximadamente 10 m.

Suprayacen en la sección, probablemente invertida (ver corte en la figura 3) aproximadamente 30 m de areniscas macizas de grano muy fino, con buen sorteamiento y esfericidad, las cuales presentan meteorización bolar con un diámetro mayor de estas estructuras de hasta 5 m, paralelo a la estratificación. Intercaladas con las areniscas se encuentran estratos arcillosos, con óxidos de hierro, de 0,5 a 1 m de espesor.

Descansan encima unas areniscas laminadas de grano fino a medio, color gris y amarillento, con intercalaciones de arcillolitas y limolitas de color gris y amarillo verdoso, micáceas en los planos de laminación, con un espesor aproximado de 10 m. Posiblemente este conjunto es la base de la sección no invertida. Suprayacen aproximadamente 80 m de areniscas de grano fino color gris, rojizo y amarillento, alternando con limolitas arenosas color gris y amarillo, macizas en la base formando estratos de 2 a 3 m de espesor y laminadas al techo.

**COLUMNA ESTRATIGRAFICA
REGION DE GACHALA**



Aluviones recientes
Derrubios

Lutitas negras los cuales se meteorizan a grises, con pequeños intercalaciones de limolitos grises Hacia la parte alta contiene intercalaciones de limolitos y areniscos de grano fino a medio, color gris claro. Tiene en el área \pm 100 mts. de espesor

Lutitas negras (shales negras) con pequeños intercalaciones de limolitos y láminas delgadas de pinita siguiendo y cortando la estratificación El contacto inferior es transicional

Bancos y lentes de conglomerados de 2 o 3 mts. de espesor. La matriz está compuesto de areniscos de grano grueso, o veces conglomeráticos finos. Cemento silíceo Los cantos están compuestos por areniscos, cuarcitas, limolitos, arcillolitos y calizas y tienen un diámetro de hasta 15 cms, en formas redondeadas y ovales Niveles de areniscos, limolitos, arcillolitos y lutitas de color gris claro, amarillo y marrón intercaladas con los conglomerados Estos niveles son mas frecuentes hacia el techo y forman la totalidad del miembro cuando los conglomerados están ausentes

Calizas y dolomitas color gris, grano muy fino (calculutitas) o veces muy fosilíferos, de aspecto macizo. Cambio de facies, lateralmente a arenisco
Calizas arenosas y areniscos grises de grano fino, alternando en lentes de aproximadamente 4 cms

Areniscos de grano fino
Contienen cemento calcáreo en varios sitios.

Areniscos de grano fino, colores gris rojizo y amarillento, alternando con limolitos arenosos color gris y amarillento, macizos en la base formando estratos de 2 o 3 mts. de espesor y laminados hacia el techo

Areniscos grises y amarillentos, grano fino o medio, laminados, con intercalaciones de arcillolitos y limolitos grises y amarillos.

0 10 20 30m
ESCALA

FIGURA 3a. Columna Estratigráfica de la Región de Gachalá.

Siguen encima aproximadamente 15 m de areniscas de grano fino, color gris, las cuales contienen a veces material calcáreo. Suprayacen más o menos 20 m de calizas arenosas y areniscas de grano fino, color gris, alternando en lentes de alrededor de 4 cm. Siguen finalmente al tope unas calizas o dolomitas con un espesor aproximado de 20 m, a veces fosilíferas, de grano muy fino (calcilutita de Folk). Al igual que otros tipos de roca, esta caliza se encuentra en ciertos sitios parcialmente reemplazada por oligoclasa.

Debe anotarse que la parte calcárea de la sección pasa a menudo tanto horizontal como verticalmente, a facies arenosas. El espesor aproximado del Paleozoico es de 135 m teniendo en cuenta solamente la sección no invetida. No se conoce ni la base ni el techo de esta unidad.

2.1.2. MESOZOICO

Rocas de edad posiblemente Jurásico Superior (Titoniano) y Cretáceo Inferior, yacen discordantemente sobre las rocas paleozoicas ya descritas. Ellas pertenecen a las Calizas del Guavio (miembros Kicg1 y Kicg2 y Lutitas de Macanal (Kilm). Con base en fósiles (Diana Gutiérrez, comunicación escrita) y características litológicas, se puede establecer que estas rocas son producto de deposición de aguas marinas someras y probablemente en cuencas restringidas. Se exceptúan de esta apreciación los conglomerados basales que pueden ser continentales.

2.1.2.1. Calizas del Guavio.- A continuación se hace una breve descripción de cada uno de los miembros de este conjunto:

—Miembro Kicg1. Aflora descansando discordantemente sobre las rocas paleozoicas. La discordancia tiene cerca de 90° al lado este y es de ángulo muy suave al lado oeste (ver corte en fig. 3). Este miembro está constituido por bancos de conglomerados de 2 a 3 m de espesor con cantos de areniscas, cuarcitas, limolitas, arcillolitas y calizas. Los cantos tienen un diámetro hasta de 15 cm en formas redondeadas y ovoides. La matriz está compuesta generalmente por areniscas de grano grueso, a veces conglomeráticas

finas. El cemento es generalmente silíceo. Intercalados con los conjuntos de conglomerados se encuentran niveles de areniscas, lutitas, arcillolitas y limolitas de color gris claro, amarillo y marrón, siendo más frecuentes estas intercalaciones en la parte alta del miembro, constituyéndolo totalmente cuando los conglomerados están ausentes. Estas intercalaciones presentan lentes fosilíferos. El espesor de este miembro es de 50-80 m dentro del área.

En la mina El Diamante, topográficamente abajo del contacto Mesozoico-Paleozoico, se encuentran gigantesco bloques redondeados de un material que se clasificó como "conglomerado brechoide", el cual debe ser un equivalente a los conglomerados basales ya descritos. Este conglomerado brechoide consiste de estratos hasta de 5 m de espesor, con cantos desde redondeados hasta semiangulares, con un máximo de 30 cm de diámetro mayor, compuesto esencialmente de calcita, dolomita y oligoclasa euhedrales y cuarzo y calcita anhédrales en un tamaño de grano desde muy grueso (mayor de 2 cm) a muy fino. La matriz y cemento de estos estratos están compuestos por reemplazamiento del material original y relleno de cavidades por calcita en su mayoría y también oligoclasa, dolomita y algo de cuarzo. La dolomita algunas veces ocurre como crecimientos en calcita. También contienen trazas de pirita, fluorita y rutilo euhedral. Este material se encuentra también en las minas Las Vegas de San Juan.

Comparando este conglomerado brechoide con los conglomerados basales del Mesozoico, contiene cantos con mayor tamaño y angularidad. Esto pudiera explicarse si se asocia el primero con un conglomerado intraformacional, con muy poco transporte del material. El alto grado de alteración y reemplazamiento puede explicarse por una mayor porosidad la cual permite más fácilmente el paso de fluidos mineralizadores. Existe también la posibilidad de que estos rodados sean parte de una brecha de colapso originada en los estratos calcáreos del Paleozoico y asociada a la discordancia post-paleozoica.

Es posible que estos conglomerados o brechas calcáreas contengan berilo, ya que

los bloques rodados fueron intensamente trabajados por los mineros de la región y además presentan características geoquímicas favorables.

—Miembro Kicg2. Se encuentra este miembro descansando concordantemente sobre el miembro Kicg1. El contacto inferior es transicional, pasando de areniscas, limolitas y arcillolitas a las lutitas negras características de este nivel. Las lutitas presentan intercalaciones delgadas de limolita, láminas de piritita siguiendo la estratificación y en algunas localidades, junto a la falla especialmente, se notan formas fósiles solo visibles al microscopio con luz reflejada dentro de una masa homogénea de oligoclasa, junto con los minerales arcillosos y material orgánico típico de las lutitas, las cuales están atravesadas por pequeñas venas de oligoclasa. Este miembro tiene un espesor de 30-40 m dentro del área, no siendo conocido su verdadero espesor ya que la parte superior está truncada por la Falla de San Fernando en la parte este del área. En la parte oeste se reconoció este miembro pero no se cartografió.

El espesor de los miembros Kicg1 y Kicg2 varía desde 0 hasta 500 m fuera del área (Guerra, 1972) y es de 80 a 120 m dentro del área del presente informe. Este cambio de espesor se puede explicar por la presencia de un paleo-relieve al tiempo de la deposición del Mesozoico más inferior, agregado a movimientos a lo largo de fallas durante este mismo período.

2.1.2.2. *Lutitas de Macanal*.— Este conjunto no se diferenció en el área, pero muy posiblemente equivale al nivel Kicg2b de Guerra (1972). Consiste esencialmente en lutitas negras, que muy comúnmente por efectos de meteorización pasan a grises. Hacia el este contiene intercalaciones de limolitas grises y areniscas arcillosas de grano fino a medio, de color gris claro. El contacto inferior, que en el área de las minas está fallado contra el miembro Kicg2 y por lo tanto se encuentra muy alterado y replegado, fuera del área es concordante con el Kicg5 y a veces discordante sobre el Paleozoico. El contacto superior, no se cartografió dentro del área. El espesor estimado (Ulloa-Rodríguez, 1976) es de 400 m. En el área se cartografió un espesor aproximado de 100 m.

2.1.3. CENOZOICO

Se encuentran materiales Cuaternarios muy recientes, constituyendo derrubios y aluviones que en ocasiones suprayacen los derrubios. Estos cubren parte del escarpe rellenando el pie del escarpe con material erodado de las rocas que lo forman. Los aluviones están formados por sedimentos de la Quebrada Guzmán y los nacimientos de Caño Negro.

Parte de las minas está cubierta por un gran espesor de material de carga, producto de la minería, el cual es removido constantemente y cambiado de lugar. Esto es especialmente notable al este de la Falla de San Fernando.

2.2. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Las rocas aflorantes en esta área han sufrido el efecto de dos o más eventos orogénicos probablemente. Uno, el más antiguo, posiblemente acaecido a finales del Paleozoico (Herciniano) y otro más reciente, probablemente de edad Cretáceo Inferior. Este último evento puede haber reactivado fallas antiguas y producido otras nuevas, las cuales a su vez pudieron haber sido reactivadas por orogénesis más recientes (Andina). Esta última además puede tener expresiones propias en plieques y fallas.

Los rasgos tectónicos más importantes en el área son:

—Falla San Fernando. Es una falla de rumbo, de tipo inverso, alto grado de inclinación al W y rumbo N-NE. Esta falla tiene gran importancia en la mineralización de esmeraldas como localizador de estos depósitos y también, posiblemente, como conducto para las soluciones mineralizantes. Es así como sobre, o muy cerca de ella están localizadas las minas objeto del presente informe, así como las de Santa Rosa, Buenavista y Chivor. En el área de trabajo, esta falla pone en contacto las unidades Kicg2 y Kilm. La brecha de falla y también las paredes de ella están altamente alteradas metasomáticamente, produciéndose gran cantidad de relleno de espacios porosos y reemplazamiento del material original, por carbonatos y oligocla-

sas además de piritita y trazas de rutilo y fluo-
rita. La brecha de falla tiene en ocasiones
espesores hasta de 60 m.

—Plegamientos asociados. Se obser-
van en el área plegamientos asociados a los
períodos orogénicos ya descritos. El Paleo-
zoico presenta un pliegue anticlinal de rum-
bo N-NE inmediatamente al norte del área,
el anticlinal de El Diamante, el cual muy se-
guramente puede continuarse dentro del área
en el anticlinal isoclinal cuyo flanco E está
invertido, deducido de la posición de la dis-
cordancia (fig. 3).

Las rocas Cretáceas forman un anti-
clinal hacia el W de la Falla San Fernando,
cuya cúpula fue erodada y permite el aflora-
miento de rocas paleozoicas y cuyo eje con-
cuerda aproximadamente con el del anticli-
nal de El Diamante. El flanco E tiene un bu-
zamiento aproximado de 60° E y el flanco
W unos 12° W. Este pliegue puede ser, al me-
nos en parte, un pliegue de arrastre produci-
do por la Falla San Fernando. Las rocas per-
tenecientes al conjunto de Lutitas de Maca-
nal, dentro del área forman el flanco W de
un sinclinal llamado de Montecristo. Contra
la Falla San Fernando este conjunto está
muy plegado como producto del arrastre
ocasionado por la Falla.

Por medio de métodos geofísicos se
han detectado estructuras transversales a la
falla principal. Durante la cartografía no fue
posible verificarlas y solo se infiere la exis-
tencia de una de ellas en rocas paleozoicas al
SW del área, por un abrupto cambio en la
actitud de estos estratos. Es posible que sean
entonces estructuras cubiertas por rocas me-
sozoicas, que no se manifiestan en estas úl-
timas.

3. GEOLOGICA ECONOMICA

En esta parte del informe se tratará
de exponer las características que presenta
la mineralización de esmeraldas y los proble-
mas que aún permanecen sin resolver.

3.1. CARACTERISTICAS DE LA MINERA- LIZACION

Las características más definidas de
las mineralizaciones son la alteración metaso-

mática, el control tectónico y la temperatura
de formación.

3.1.1. ALTERACION METASOMATICA

La característica más extendida y
común a todos los sitios de este distrito don-
de ocurre mineralización de berilo es el alto
grado de alteración metasomática, especial-
mente feldespática y carbonácea que sufrie-
ron las rocas encajantes. Esta alteración es de
tipo hidrotermal (soluciones calientes) epigé-
nico. Se han visto rocas al microscopio alte-
radas en su totalidad, siendo el material
original reemplazado por oligoclasa en inter-
crecimiento. Oligoclasa es el principal mine-
ral acompañante de la mineralización. Este
mineral sufre alteración posterior debido
posiblemente a meteorización, formando
bolsas de kaolinita.

La alteración tiene al parecer como
centro la Falla de San Fernando, pero se
extiende a los lados de ésta de manera decre-
ciente, aun por unos pocos cientos de metros.
Esto se puede verificar, ya que se encontraron
fósiles totalmente reemplazados por oligocla-
sa (autigénica por lo tanto) y venas rellenas
del mismo mineral hasta 200 ó 300 m de dis-
tancia de la falla. Cabe anotar que todos los
fósiles encontrados en el área están reempla-
zados por oligoclasa, con excepción del aflora-
miento fosilífero en el miembro Kicgl al
oeste del área, el cual está ubicado a una dis-
tancia de más de 300 m de la falla San Fer-
nando.

El segundo mineral abundante como
producto de alteración es dolomita. Este mi-
neral reemplaza en ocasiones la matriz de la
roca, oligoclasa en intercrecimiento, en tanto
que otras veces los espacios dejados por la
dolomita son ocupados por oligoclasa y tam-
bién parece que existen pseudomorfo de oli-
goclasa reemplazando dolomita. En la mine-
ralización de la mina Las Cruces, el relleno
de la parte central de las cavidades en la bre-
cha de la falla está formado por dolomita,
contemporánea con el berilo. Hacia el exte-
rior de las cavidades existe una película de
oligoclasa euhedral en crecimiento perpen-
dicular a la superficie de los fragmentos de
brecha, a los cuales está adherida esta pelícu-
la. Se establecería de esta manera y con la
evidencia de una venilla encontrada en la
mina Las Vegas de San Juan la siguiente pa-
ragénesis tentativa: (1) Oligoclasa, (2) Dolo-
mita (con algo de berilo, oligoclasa y piritita),

(3) Pirita, (4) Oligoclasa. Se encuentran también calcita y trazas de rutilo y fluorita, los cuales no han sido situados en la secuencia paragenética.

Esta misma alteración está ampliamente extendida en los rodados del conglomerado brechoide, en la mina El Diamante. Este fenómeno se explica, como ya se mencionó, por la porosidad que presentaba esta unidad al tiempo del emplazamiento de fluidos. Esta característica de la porosidad, parece ser importante en control de lugares de mineralización. Es así como en la brecha tectónica, que encierra la mineralización de la mina Las Cruces, se ven al microscopio cristales de berilo y dolomita, llenando espacios entre fragmentos de brecha.

El patrón de alteración no es constante a lo largo de la brecha de falla, pues existen ciertas partes de ésta que no presentan alteración feldespática o carbonática y al parecer dichas áreas carecen de mineralización de berilo. Esto da idea del gran control que sobre la mineralización tiene el tipo de alteración.

3.1.2. CONTROL TECTONICO

Todas las características del emplazamiento de la mineralización dan a entender un control tectónico de ella. En esta área los sitios que son objeto de minería y se han probado productivos, se hallan ya sea en la zona de falla, en brechas o en fracturas y venas, a una distancia no mayor de 200 m de las fallas y muy probablemente conectadas directamente a ellas (fig. 3). Esta característica cobija a las minas del presente informe, así como aparentemente a todas las de este distrito tales como Las Vegas de San Juan, Buenavista, Chivor, etc. En esta última sin embargo, el fracturamiento parece ser mayor, pues la mina es bastante extensa.

Existe la posibilidad de que un patrón de fallamiento con dirección aproximado E-W sea, junto con otros factores, el localizador de berilo en la falla principal. Por estudios geofísicos fue posible establecer dicho patrón, el cual puede tal vez inferirse en rocas paleozoicas no así en rocas más jóvenes. Es posible también que este patrón exista en rocas mesozoicas, pero para verificarlo es necesario un levantamiento geológico más detallado.

3.1.3. TEMPERATURA

Por estudios de inclusiones fluidas se sabe que la temperatura de formación del berilo, en este tipo de yacimientos, está en el rango de 290 hasta más de 355° C (Roedder, comunicación escrita, 1975).

3.2. PROBLEMAS RELACIONADOS CON LA MINERALIZACION.

Muchos problemas relacionados con este tipo de mineralización permanecen aún sin resolver. Algunos de ellos son: (1) origen y composición de las soluciones transportadoras de los iones necesarios para producir una mineralización de este tipo. (2) Los mecanismos de transporte y precipitación a partir de dichas soluciones y la localización de los cuerpos mineralizantes. (3) Edad de la mineralización.

3.2.1. ORIGEN Y COMPOSICION DE LAS SOLUCIONES

Existen varias posibilidades para el origen de estos fluidos. La más llamativa es la de que tengan su origen en aguas meteóricas y/o en aguas connatas de los sedimentos encajantes, las cuales en su camino a través de los sedimentos van asimilando, por lixiviación, iones o complejos iónicos solubles bajo las condiciones de los fluidos, siendo precipitados estos complejos iónicos cuando dichas condiciones, por ejemplo temperatura, presión, concentración, Eh, pH, sufren un cambio.

Mc. Laughlin (1971) menciona la posibilidad de que los depósitos de yeso de Gachalá, unos 10 km al SW de las minas de esmeraldas, sean producto de la concentración residual de una secuencia evaporítica después de la disolución de la halita. Estos depósitos presentan una apariencia brechoide, probablemente producto de brechas de colapso, lo que confirmaría esta interpretación. De esta manera se podría explicar el alto contenido en sodio necesario para la intensa alteración feldespática en los depósitos. Además, se explicaría la presencia de cloro, el cual es un ión reconocido por su facilidad de formar complejos iónicos fácilmente solubles, que permiten la lixiviación y transporte de los elementos que forman depósitos minerales de muy variables características. El magnesio podría también tener su origen en dichas secuencias evaporíticas lixiviadas (dolomitas).

El carácter altamente salino de las soluciones que precipitaron las esmeraldas, es evidente por la alta salinidad que presentan las inclusiones fluidas en cristales de berilo y por el hecho de hallarse muy comunmente cristales de halita en dichas inclusiones fluidas (Roedder, 1972). Otro hecho que podría tener significado en la relación secuencias evaporíticas-esmeraldas, es el haberse encontrado esmeraldas en la minas de Zipaquirá y en el rute asociado a la sal de Nemocón (Mc. Laughlin, 1971).

El berilo podría ser incluido en las soluciones a partir de las lutitas negras (shales) ampliamente distribuidas en esta área, ya que la cantidad necesaria para formar estos depósitos, solamente requiere la lixiviación de una muy pequeña cantidad de este elemento, en un área muy reducida. El origen del cromo se podría explicar de una manera similar.

Otros componentes de estas soluciones serían fluor, azufre, calcio y sílice. Además de la posibilidad del origen de estas soluciones en aguas connatas, existe la de su origen en soluciones hidrotermales magmáticas de cierta profundidad. Un cuerpo diorítico con textura diabásica cuyos principales componentes son hornblenda, biotita, esfena y como feldespatos andesina, fue recientemente hallado en las cercanías de la minas de Muzo (7 km al W) adyacente a una mina antigua de esmeraldas. Además, menos de 100 km al NE de Gachalá, en las cercanías de Pajarito, fue encontrado otro cuerpo de simialres características. Estos cuerpos intruyen rocas cretáceas. No se puede entonces descartar que al menos en parte, soluciones de este origen tengan alguna relación con la mineralización. Esos cuerpos ígneos podrían también causar un desequilibrio térmico que inicie una removilización de fluidos.

En resumen, existen aun problemas para determinar el origen y carácter de las soluciones mineralizadoras. Pueden ser originadas por aguas connatas relacionadas o no con secuencias evaporíticas, o soluciones hidrotermales magmáticas, o una combinación de éstas y posiblemente otras diferentes, cuya mezcla puede producir las condiciones ideales para la precipitación de berilo.

3.2.2. MECANISMOS DE TRANSPORTE, PRECIPITACION A PARTIR DE LAS SOLUCIONES, Y LOCALIZACION DE LOS CUERPOS MINERALIZADOS

El medio lógico de transporte de las soluciones es a través de zonas permeables. Esta permeabilidad puede: (1) ser congénita de las rocas que son atravesadas por los fluidos y (2) ser superimpuesta por fracturamiento o diaclasamiento o por disolución del cemento por los mismos o diferentes fluidos mineralizantes. Cualquiera de estos conductos puede haber sido utilizado por las soluciones y es muy posible que todos ellos lo fueron aunque uno u otro pudo ser predominante.

La localización de las mineralizaciones es un problema bastante complicado. Las características aparentes de los sitios donde se encuentran mineralizaciones de berilo en esta área, no están circunscritas a los lugares de minas. Deben existir mecanismos especiales que producen precipitación de berilo en ciertas áreas y la impiden en otras similares. Condiciones complejas de carácter físico-químico pueden haber actuado como localizadores. Estas condiciones físico-químicas (temperatura, presión, concentración de iones, etc.) están a su vez controladas por diferentes factores: la profundidad durante el emplazamiento de los minerales puede producir la temperatura requerida y controlar la presión hidrostática, pero otra fuente de calor, tal como una intrusión relativamente cercana, puede producir efectos similares. Cambios en la composición de una solución única, mezcla de diferentes soluciones o mutuo desplazamiento de ellas, pueden también actuar como localizadores. El patrón tectónico puede jugar un gran papel como conductor de soluciones y por tanto como localizador de los depósitos.

Es posible que los diferentes patrones de fractura convergentes, que pueden servir de conductos para diferentes tipos de fluidos, sean al menos en parte controles de precipitación de minerales. Beus (comunicación personal) manifiesta que los iones complejos de berilo son fácilmente solubles en fluidos alcalinos de tipo sódico. Una vez que estos fluidos pierden este carácter sódico, por

precipitación de oligoclasa en nuestro caso, los iones complejos de berilo se hacen inestables y se causa su precipitación para formar compuestos, berilo en nuestro caso. Este fenómeno a la vez de localizador, explica la alteración feldespática coexistente con la formación de berilo.

Resumiendo, complejas condiciones físico-químicas deben ser las responsables de la localización de los depósitos de esmeraldas. A su vez, estas condiciones están controladas por diferentes factores, los cuales, para ser totalmente conocidos requieren un estudio más detallado.

3.2.3. EDAD DE LAS MINERALIZACIONES

Se sabe con seguridad que la mineralización tiene una edad post-cretácea inferior, ya que han sido hallados fósiles de esta edad en las rocas inmediatamente encajantes. Si supiéramos que la columna de rocas es la causante de la temperatura requerida (aproximadamente 300°C) necesitaríamos alrededor de 12.000 m de sedimentos y por tanto la mineralización sería de edad Cretácea tardía o Terciaria. Existen dudas si en esta parte de la cordillera se depositó alguna vez tal espesor de sedimentos. Si la fuente de calor es un agente tal como un centro magmático cercano, o calor producido por tectonismo, la edad de los depósitos sería muy próxima a la de estos episodios. Existe la posibilidad de que la temperatura necesaria sea producida por interacción de más de uno de los factores descritos, por ejemplo, gradiente geotermal mas actividad tectónica.

Para poder establecer una secuencia lógica que ayude a determinar la edad de los depósitos, es necesario conocer el origen y la naturaleza de las soluciones que precipitaron estos minerales y el carácter de los fenómenos que causaron dicha precipitación.

4. GEOQUIMICA

Con el objeto de conocer las características geoquímicas de la región de las minas, se colectaron y analizaron 299 muestras de rocas, 590 de suelo y 14 de sedimentos activos. Estas muestras se analizaron por absorción atómica para los siguientes elementos: Na, Li, K, Sr, Ba, Cu, Pb, Zn, Ni, Mo y Be. Fue analizada la fracción menor de malla 80.

Para el muestreo se siguió un sistema de enrejado, cubriendo en la primera fase una distancia aproximada de 300 m a cada lado de la zona de falla en los sitios que mostraban posibilidad de mineralización y en la segunda fase un kilómetro a cada lado (figs. 4 y 5). Siguiendo la dirección de la falla se hicieron líneas de muestreo perpendiculares a ella cada 100 m para la primera fase y luego se intercalaron otras líneas entre las primeras en el área de la mina Las Cruces, para cubrir la segunda fase.

Además, se colectaron 60 muestras de roca y 18 de suelo en sitios con características geológicas muy similares a las de las áreas de la mina, pero que no muestran ningún indicio de mineralización de esmeraldas (fig. 2). Esto se hizo con el objeto de tener una base de comparación para establecer diferencias dentro y fuera del área de mineralización.

4.1. DISTRIBUCION DE LOS ELEMENTOS EN ROCAS

Con el objeto de llevar a cabo análisis estadísticos de las muestras de roca, se obtuvieron por medio del procedimiento antes mencionado tres poblaciones:

—Muestras tomadas en sitios que presentan mineralización de berilo. Esta población se denominará en adelante *sitios mineralizados* o población *a*;

—Muestras tomadas durante el desarrollo del muestreo en el área de las minas, incluyendo la población *a*, pero que abarcan cerca de 1 km a cada lado de la Falla San Fernando. Esta población en adelante se llamará *área de minas*;

—Muestras tomadas fuera del área de minas, en los sitios que indica la figura 2. Esta población se denominará *fuera del distrito minero*. Además, todas las muestras de roca fueron clasificadas en grupos, dependiendo de sus características litológicas: (1) Lutitas negras (shales negros). (2) Lutitas, excluyendo las negras, y arcillolitas. (3) Limolitas, areniscas y unos pocos conglomerados. (4) Carbonatos, incluyendo calizas y dolomitas. (5) Rocas que presentan alteración especialmente metasomática o alteración relacionada con la actividad tectónica, visible macroscópicamente. Como es obvio, la gran mayoría de las muestras pertenecientes a la

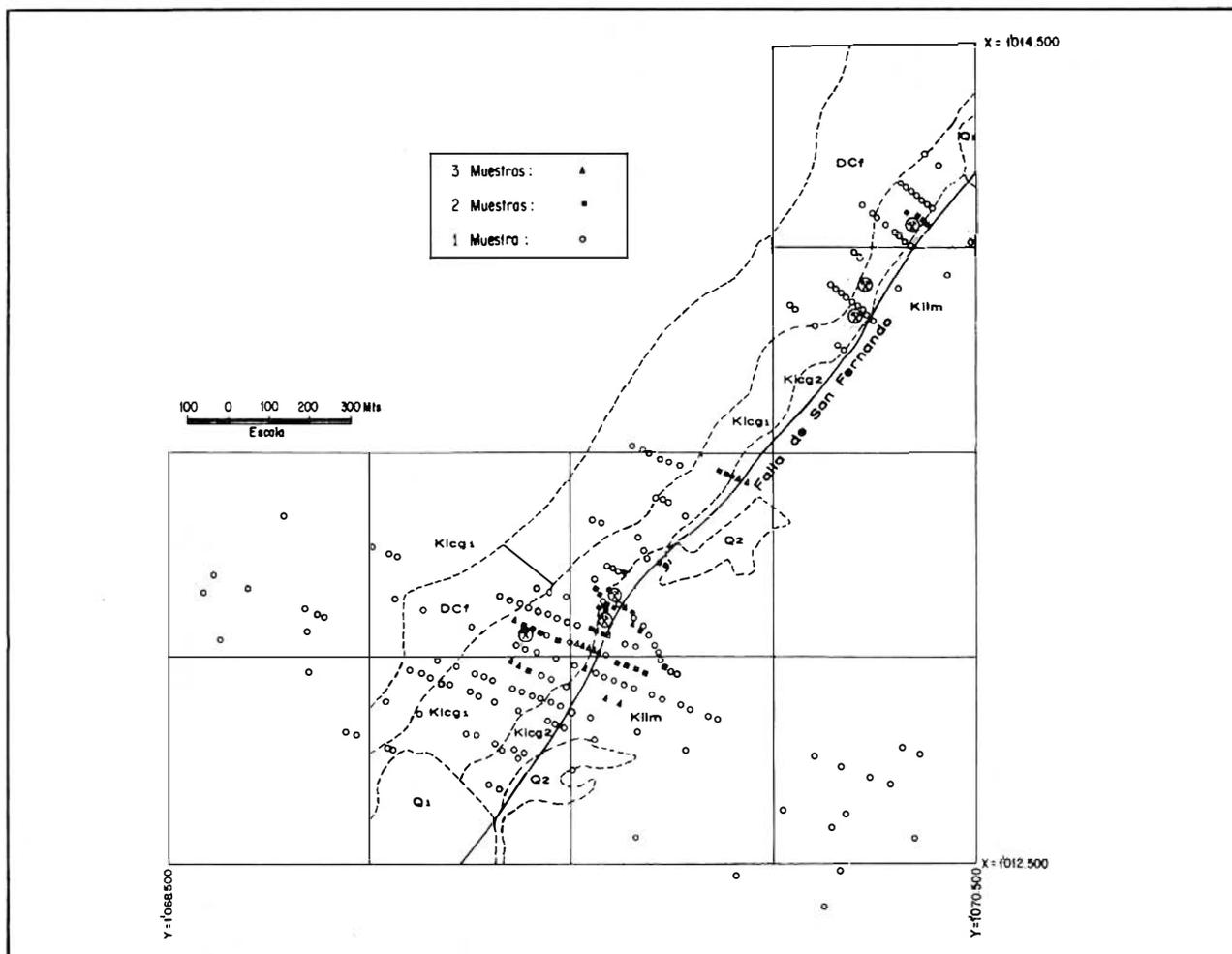


FIGURA 4. Mapa de localización de muestras de rocas.

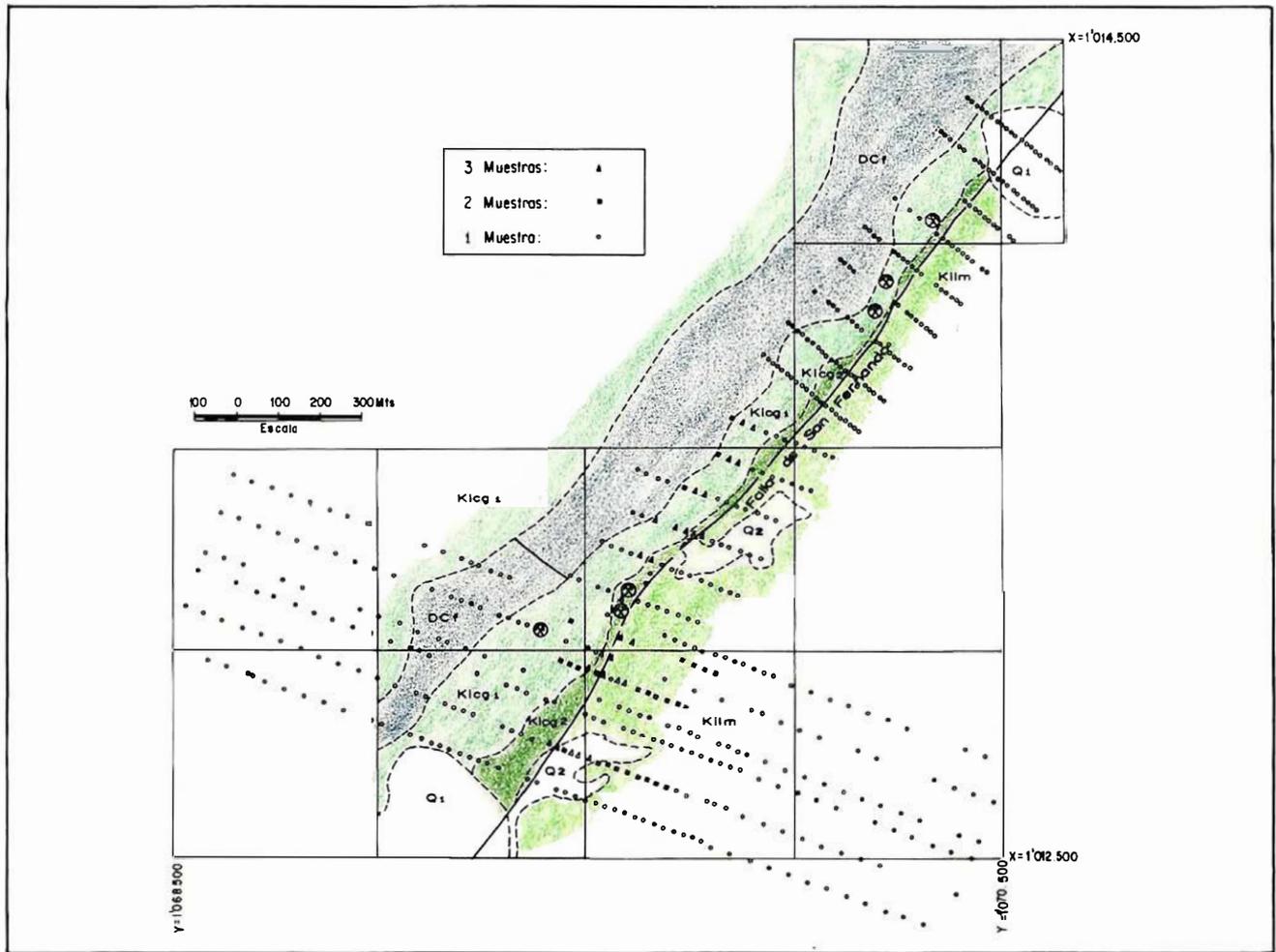


FIGURA 5. Mapa de localización de muestras de suelos.

población *a* (sitios mineralizados) están clasificadas dentro del grupo 5 o muestras de alteración. El cuadro 1 presenta la distribución de muestras de roca por poblaciones y por grupos.

Poblaciones	GRUPOS					Total
	1	2	3	4	5	
<i>Sitios Mineralizados</i>	7	—	—	—	29	36
<i>Area de Minas</i>	65	128	55	8	43	299
<i>Fuera del Distrito</i>						
<i>Minero</i>	16	29	11	—	4	60

Cuadro 1: Distribución de muestras de rocas por poblaciones y grupos.

* Jose
 Para llevar a cabo análisis estadísticos se construyeron histogramas con clases logarítmicas para cada población y para cada grupo. Con ayuda de estos histogramas se establecieron, para cada elemento, los valores límites para determinar "background", "threshold" y valores anómalos. Vale la pena aclarar que background y threshold no son considerados como valores sencillos sino como rangos de variaciones. Los límites se escogieron en base a comparaciones entre las diferentes poblaciones. Se tomó como background la variación que presentan los elementos en la población *fuera del distrito* y como valores anómalos los presentes en la población *sitios mineralizados* siempre y cuando, obviamente, no sean comunes en la población *fuera del distrito*. El rango del threshold se escogió en base a los valores que no son característicos en ninguna de las poblaciones, siendo más asociados a la población *sitios mineralizados*. Los valores background threshold y anómalos están obviamente mezclados en la población *área de minas*.

No se trabajó en base a curvas acumulativas log-normales, pues éstas no muestran, ni en parte ni totalmente, segmentos rectos, los cuales indican una población normal. Esto es especialmente notable en las poblaciones *sitios mineralizados* y *área de minas*. Este fenómeno se puede explicar fácilmente si se considera: (1) Que algunos elementos no son trazas, tales como sodio, potasio, bario y estroncio. La ley de log-normalidad trabaja especialmente bien para elementos traza. (2) Que las poblaciones *sitios mineralizados* y especialmente *área de minas*

son obviamente muy heterogéneas en sus componentes, pues han tenido diversos orígenes y han sufrido procesos diferentes. Es bien sabido que las distribuciones de los elementos en áreas mineralizadas no siguen muy precisamente una distribución normal. (3) Que las muestras consideradas son de roca, para las cuales los procesos de homogeneización, tales como meteorización y erosión, no se han llevado a cabo. Estos procesos tienen gran importancia en la distribución log-normal de los elementos.

Con el objeto de dar una idea de las variaciones en la distribución de los diferentes elementos en los grupos y poblaciones considerados nos referimos enseguida a cada elemento por separado. De esta manera se pueden apreciar las bases para escoger elementos indicadores de la mineralización de berilo y también cómo el tipo de alteración metasomática está muy bien reflejado en los cambios de composición de las rocas.

Para dar una idea de la composición elemental, se mencionará para cada elemento el valor medio y el coeficiente de variación. Este último es una medida de dispersión de valores alrededor del valor medio, dada en porcentajes y es igual a:

$$CV = \frac{s}{m} \times 100$$

donde *s* es la desviación standard y *m* es el valor medio. Estos valores se dan para cada grupo y población. La figura 6 expresa en forma gráfica los valores medios para cada elemento en cada una de las poblaciones y grupos.

Un elemento será un buen indicador local si muestra un contraste al comparar los valores de los *sitios mineralizados* con los otros valores dentro del *área de minas*. Para ser buen indicador regional deberá mostrar un buen contraste al comparar los valores en el *área de minas* con los valores *fuera del distrito minero*.

4.1.1. SODIO

Este elemento es el mejor indicador de mineralización tanto local como regional, tal como puede deducirse del cuadro 2 y de la figura 6. Los *sitios mineralizados* poseen el valor medio máximo. El segundo valor corresponde al grupo de alteración dentro del *área de minas*. La diferencia es explicable ya que, aunque la mayor parte de la alteración dentro

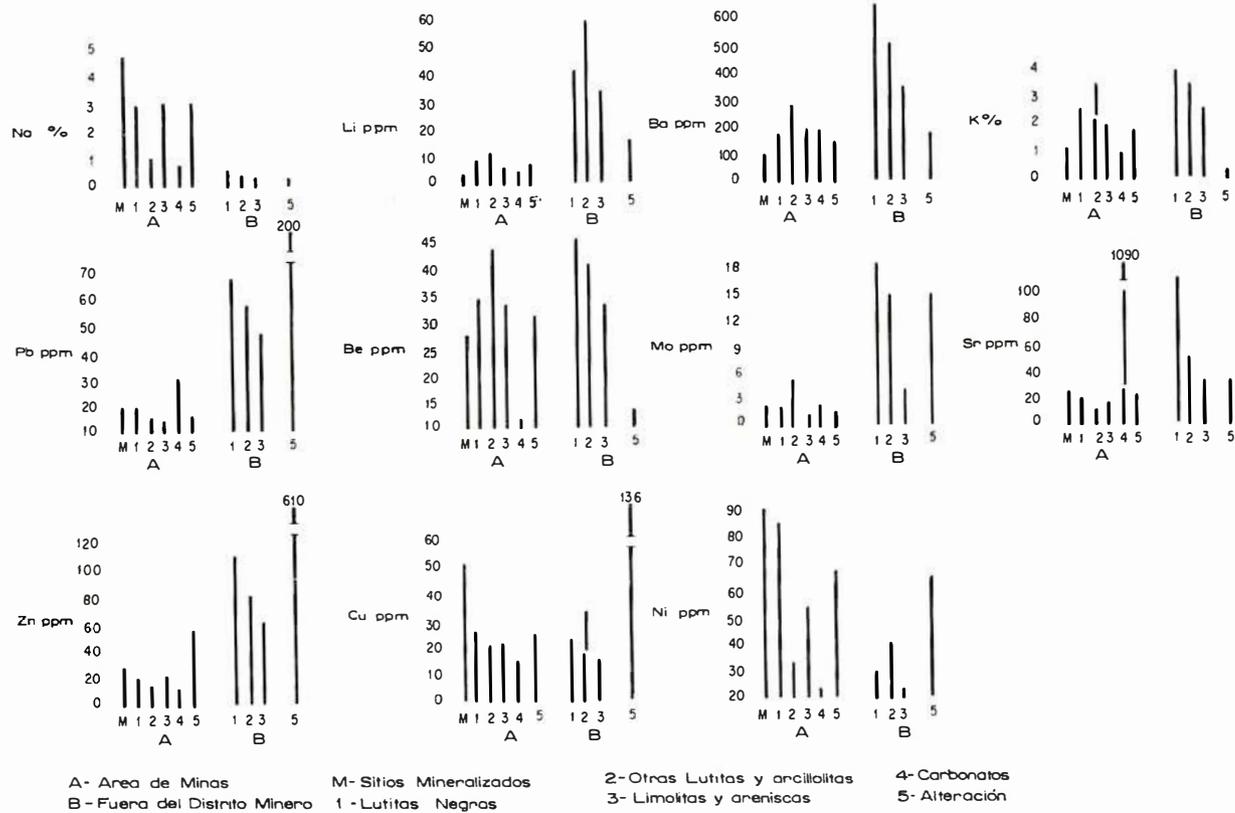


FIGURA 6. Distribución de elementos en rocas (valor medio).

Na (%)		SM	GRUPOS				
			1	2	3	4	5
AM	m ₁	4.85	2.91	106	2.81	0.69	3.07
	CV ₁	39%	61%	126%	83%	105%	71%
FM	m ₂		0.63	0.49	0.29		0.11
	CV ₂		39%	33%	41%		10%
m ₁ /m ₂			4.61	2.16	9.68		27.91

Be (ppm)		SM	GRUPOS				
			1	2	3	4	5
AM	m ₁	2.76	3.44	4.34	3.34	1.22	3.11
	CV ₁	45%	45%	26%	54%	113%	51%
FM	m ₂		4.53	4.08	3.25		1.40
	CV ₂		15%	40%	31%		13%
m ₂ /m ₁			1.32	0.94	0.97		0.48

Li (ppm)		SM	GRUPOS				
			1	2	3	4	5
AM	m ₁	3.88	8.16	10.31	5.18	4.81	6.67
	CV ₁	71%	73%	83%	74%	70%	89%
FM	m ₂		39.27	59.48	33.11		15.10
	CV ₂		103%	152%	85%		66%
m ₂ /m ₁			4.81	5.77	6.39		2.26

Mo (ppm)		SM	GRUPOS				
			1	2	3	4	5
AM	m ₁	2.39	2.25	5.60	1.86	2.98	2.15
	CV ₁	60%	91%	315%	135%	64%	62%
FM	m ₂		18.50	14.54	4.03		14.57
	CV ₂		169%	141%	118%		49%
m ₂ /m ₁			8.22	2.60	2.17		6.78

Ba (ppm)		SM	GRUPOS				
			1	2	3	4	5
AM	m ₁	110	186	296	207	187	151
	CV ₁	51%	59%	50%	59%	49%	60%
FM	m ₂		646	500	354		175
	CV ₂		40%	41%	59%		91%
m ₂ /m ₁			3.47	1.69	1.71		1.16

Sr (ppm)		SM	GRUPOS				
			1	2	3	4	5
AM	m ₁	25	21	16	20	10.90	25
	CV ₁	53%	66%	71%	57%	137%	56%
FM	m ₂		110	53	31		34
	CV ₂		72%	68%	47%		106%
m ₂ /m ₁			5.24	3.31	1.55		1.36

K (% _O)		SM	GRUPOS				
			1	2	3	4	5
AM	m ₁	1.17	2.63	3.53	1.92	0.97	1.89
	CV ₁	76%	45%	35%	81%	113%	73%
FM	m ₂		3.87	3.51	2.58		0.28
	CV ₂		23%	25%	65%		62%
m ₂ /m ₁			1.47	0.99	1.34		0.15

Zn (ppm)		SM	GRUPOS				
			1	2	3	4	5
AM	m ₁	33	21	17	24	12	58
	CV ₁	144%	130%	120%	164%	37%	287%
FM	m ₂		111	81	60		610
	CV ₂		154%	236%	108%		84%
m ₂ /m ₁			5.28	4.76	2.50		10.52

Pb (ppm)		SM	GRUPOS				
			1	2	3	4	5
AM	m ₁	21.57	20.02	15.14	10.39	30.17	17.92
	CV ₁	104%	94%	106%	81%	68%	88%
FM	m ₂		67.05	57.82	47.32		199.54
	CV ₂		82%	126%	155%		49%
m ₂ /m ₁			3.35	3.82	4.55		11.13

Cu (ppm)		SM	GRUPOS				
			1	2	3	4	5
AM	m ₁	51.56	26.07	22.21	22.55	15.33	26.37
	CV ₁	216%	94%	136%	198%	57%	88%
FM	m ₂		24.36	39.90	16.46		135.97
	CV ₂		91%	151%	42%		66%
m ₂ /m ₁			0.93	1.48	0.72		5.16

AM= Area de Minas. FM= Fuera del Distrito Minero. SM= Sitios Mineralizados. m = Valor Medio (mean). CV = Coeficiente de Variación.
 m₁/m₂ = Factor de Enriquecimiento. m₂/m₁ = Factor de Lixiviación.:

1 = Lutitas negras. 2 = Otras lutitas y arcillolitas. 3 = Limolitas - areniscas. 4 = Carbonatos. 5 = Alteración.:

CUADRO N.º 2. DISTRIBUCION DE LOS ELEMENTOS EN ROCAS

del *área de minas* es feldespática (oligoclasa), en algunos sitios no lo es. Los lugares que presentan una alteración no feldespática no son, hasta donde sabemos, productores de berilo. Esto es una prueba más del control de la alteración sobre la precipitación de berilo.

Los valores para los grupos 1 y 3 son siempre más altos dentro del *área de minas*, lo que implica, como se comprobó petrográficamente, que la alteración metamórfica no está restringida a lugares de alteración tectónica (brechas y fisuras), sino que se extiende dentro de las rocas que forman las paredes de falla. Este hecho es de gran importancia en exploración detallada.

Es interesante anotar también que las lutitas grises, comprendidas en el grupo 2, tienen un contenido inferior en sodio a las negras. Esto se debe a que las lutitas grises son en su mayoría producto de meteorización de las negras, perdiendo en este proceso buena parte del contenido de sodio. La gran utilidad de este elemento como indicador de berilo se deduce también al observar el mapa de distribución en el *área de minas* (fig. 7). Los lugares que se han comprobado como productores de berilo durante los trabajos de proyecto, son indicados por un contenido anómalo de sodio.

4.1.2. LITIO

Después del sodio, el litio es el elemento que mejor puede ser utilizado en la prospección de esmeraldas. El cuadro 2 muestra la distribución de este elemento. Contrario al caso de sodio, el litio presenta una gran lixiviación en los *sitios mineralizados*. Es allí donde muestra el valor más bajo. El siguiente valor más bajo lo poseen las muestras de alteración, exceptuando los carbonatos, los cuales, a pesar de estar generalmente en sitios no favorables, normalmente tienen un bajo contenido de litio. Los valores para los diferentes tipos de roca son más bajos en el *área de minas* que *fuera del distrito minero*.

La lixiviación de litio se puede explicar por la similaridad de las propiedades de este elemento con sodio y con magnesio. En soluciones saturadas de sodio y magnesio, el litio tiene poca oportunidad de ocupar, como impureza, los espacios propios de estos elementos en la estructura cristalina.

Como puede verse en la figura 8, este elemento muestra lixiviación en los sitios donde se ha comprobado mineralización de berilo, corroborando su utilidad como elemento indicador.

4.1.3. BARIO

Después del sodio y litio, el bario y el potasio son los mejores indicadores locales de mineralización, siendo notablemente lixivados de los lugares mineralizados, tal como puede verse en el cuadro 2. De nuevo son los *sitios mineralizados* los que poseen el valor más bajo de bario, seguido por las muestras de alteración. También, los valores en el *área de minas* son siempre más bajos que *fuera del distrito minero*. Es sorprendente el bajo valor del coeficiente de variación en este elemento, lo cual indica una distribución bastante constante en los grupos y poblaciones consideradas. También lo es su extrema lixiviación en lutitas negras, material este en el cual es un excelente indicador.

La figura 9 muestra gráficamente la utilidad del bario como indicador de mineralización.

4.1.4. POTASIO

Este elemento muestra una gran lixiviación en los *sitios mineralizados* (ver cuadro 2). Es por esto que se escogió junto con bario como un elemento indicador de berilo, después del sodio y litio. Debido a que en muestras de alteración este elemento sufre mayor lixiviación *fuera del distrito minero*, no puede ser utilizado como indicador regional de berilo. Sin embargo, debido a su bajo contenido en los *sitios mineralizados*, comparado con cualquier otro valor dentro del *área de minas*, puede ser utilizado como indicador en exploración detallada o semidetallada. También el potasio está lixivado de las lutitas negras dentro del *área de minas*, al compararlas con las de *fuera del distrito minero*. La figura 10 muestra cómo los patrones de lixiviación en el *área de minas* corresponden con bastante aproximación con las zonas mineralizadas.

4.1.5. PLOMO

Después de sodio y litio, el plomo es el elemento que mejor se puede utilizar como indicador regional (ver cuadro 2).

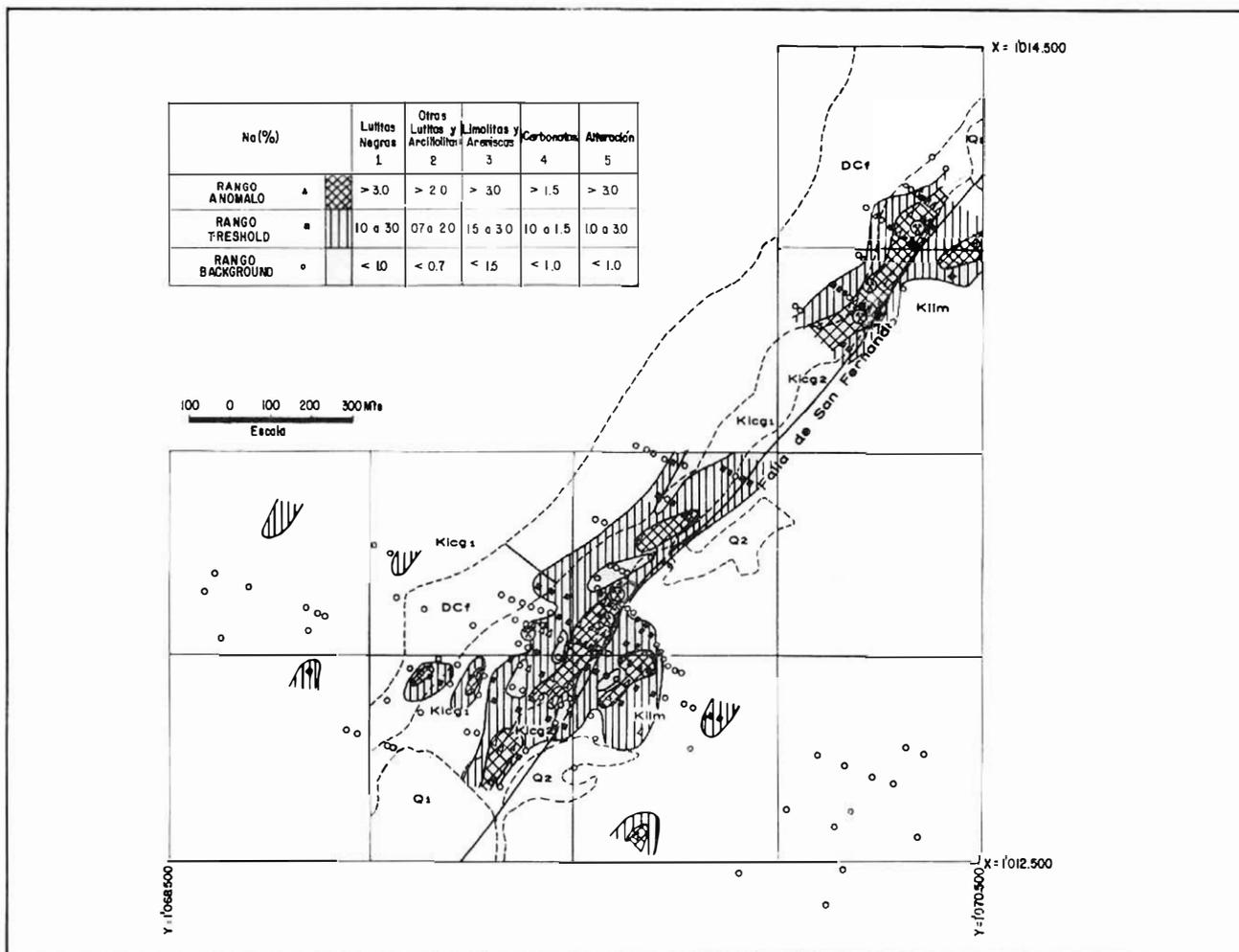


FIGURA 7. Mapa con la distribución de los valores de Sodio en rocas.

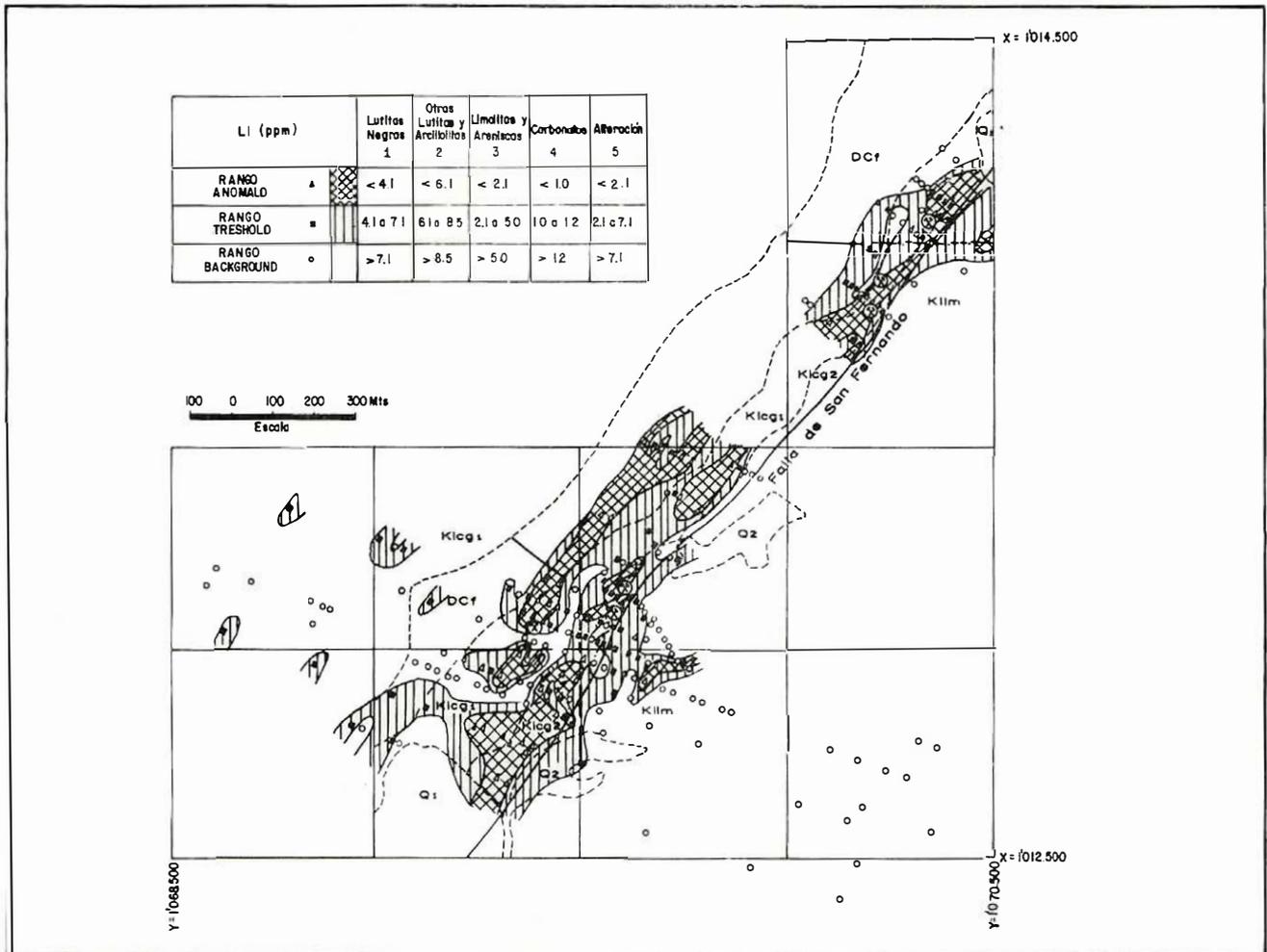


FIGURA 8. Mapa con la distribución de los valores de Litio en rocas.

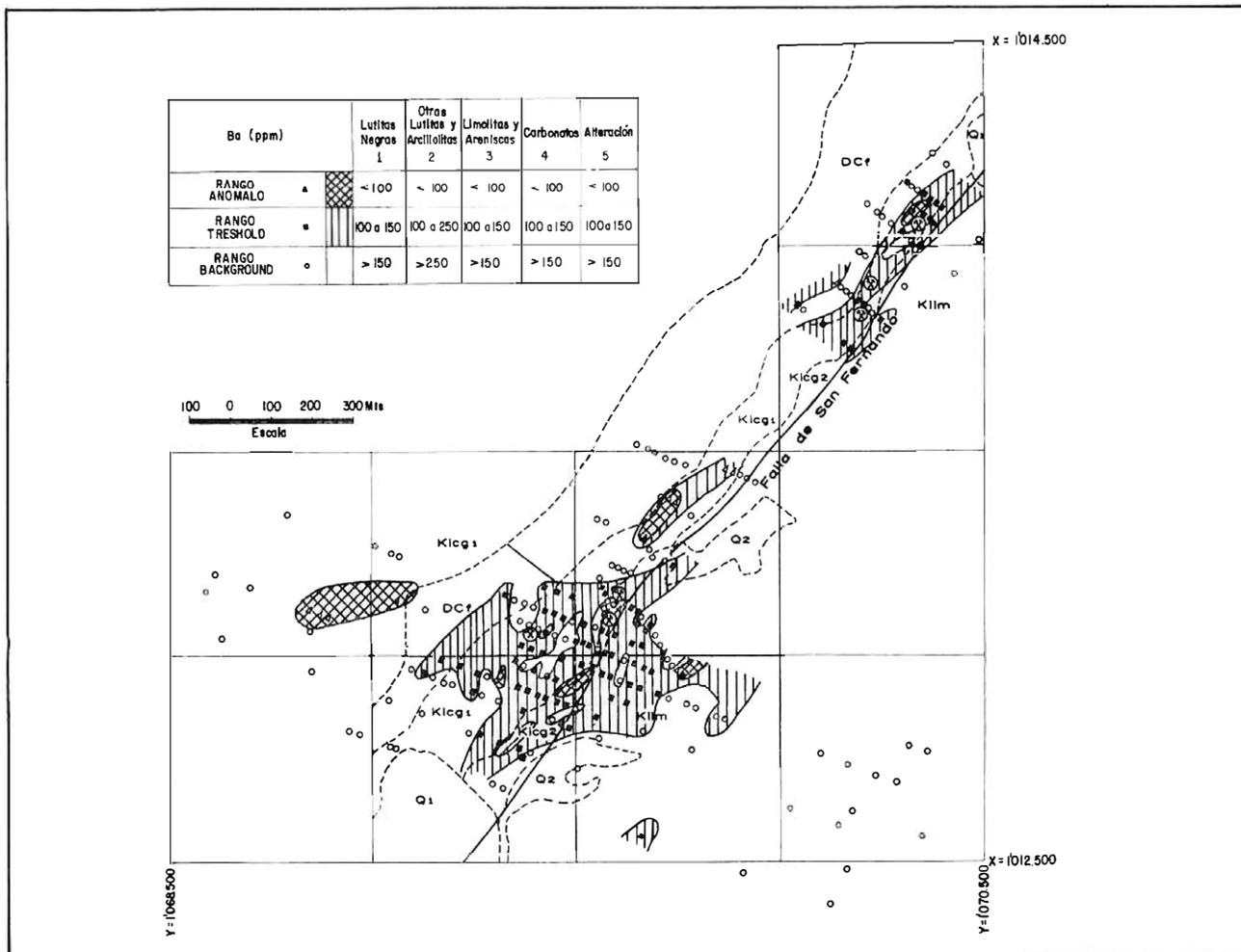


FIGURA 9. Mapa con la distribución de los valores de Bario en rocas.

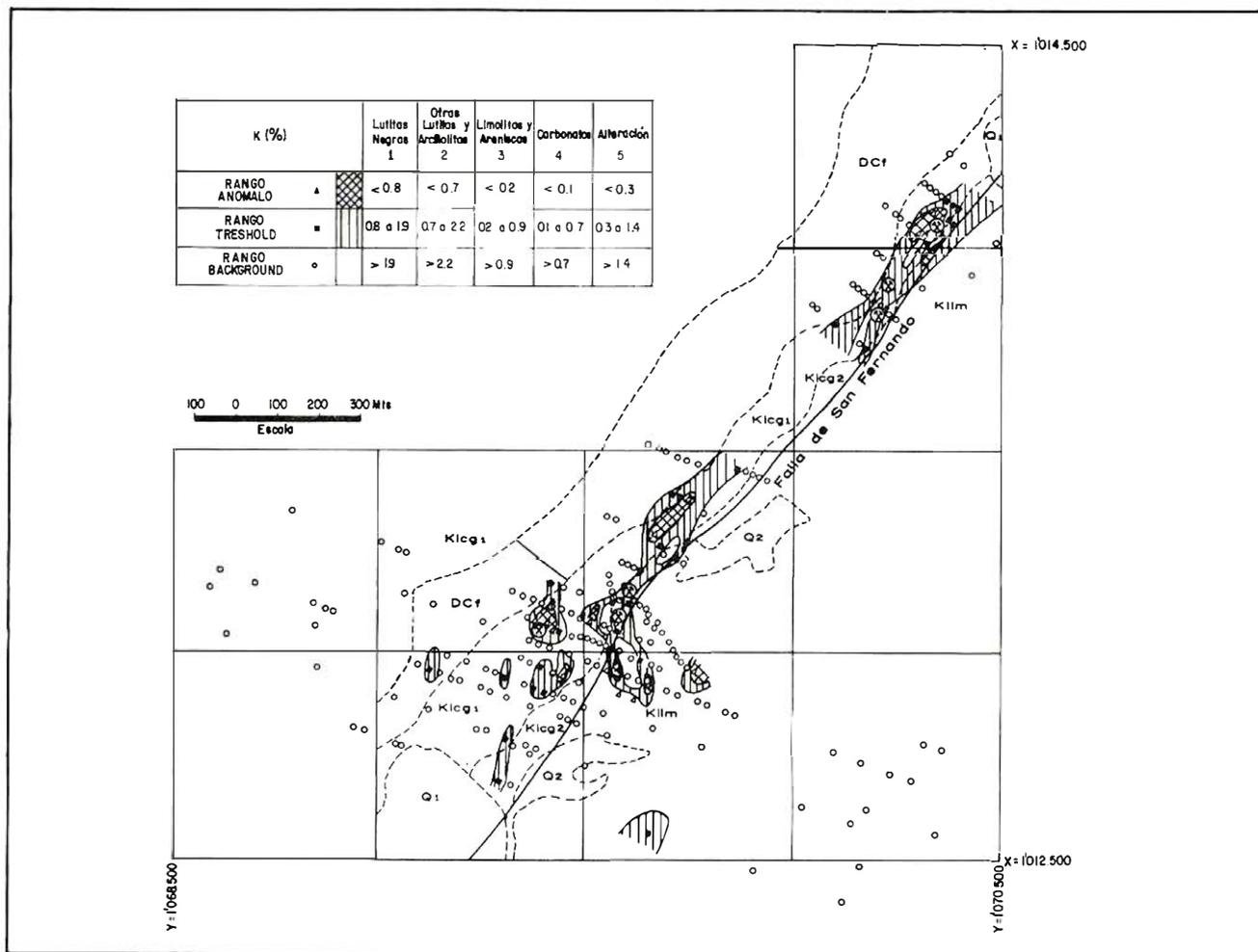


FIGURA 10. Mapa con la distribución de los valores de Potasio en rocas.

Debido a que este elemento no muestra diferencias entre los *sitios mineralizados* y los demás del *área de minas*, no fue utilizado como indicador local, pero dados los buenos valores que presentan los factores de lixiviación, sirve como indicador regional. Especialmente las rocas alteradas dentro y fuera del distrito poseen de gran contraste en el contenido de plomo. Este hecho puede ser en parte debido al alto background en los sitios *fuera del distrito minero*, donde como es sabido, existen manifestaciones de plomo y zinc.

4.1.6. BERILIO

La utilidad de este elemento es mayor como guía para entender la génesis de estos depósitos y menor como guía de exploración. La distribución de berilio se muestra en el cuadro 2.

Como puede verse, en los *sitios mineralizados* el contenido de berilio en las rocas es menor que en los otros tipos de roca en el *distrito minero*, exceptuados los carbonatos, los cuales normalmente tienen un bajo contenido de berilio. Esto es indicación de lixiviación en el *área de minas*. Esta lixiviación es probablemente suficiente para producir el berilio necesario para la precipitación de esmeraldas en el *área de minas*.

En las rocas de alteración, especialmente *fuera del distrito minero*, existe una extrema lixiviación de berilio. La no formación de esmeraldas en esa parte puede ser explicada por la ausencia de sodio en las rocas producto de alteración. Esto implica que probablemente las soluciones que precipitaron los minerales de alteración *fuera del área de minas*, estaban aún saturadas de sodio y no favorecieron la precipitación del berilio.

En comparación con las rocas *fuera del distrito minero*, únicamente las lutitas negras en el *área de minas* se encuentran lixiviadas en berilio. Este hecho, además de que fuera del distrito las rocas de alteración presentan una gran lixiviación, hace que el berilio no sea útil en la prospección regional de esmeraldas.

Cerca de 6 muestras que contenían berilio fueron analizadas, dando valores en berilio entre 20 y 210 ppm. Esto indica que muestras con más de 20 ppm de este elemento muy probablemente son mineralizadas. En este sentido, puede ser utilizado muy res-

tringidamente como indicador detallado de mineralización.

4.1.7. MOLIBDENO

Este elemento es un buen indicador regional tal como se deduce de sus factores de lixiviación. Sin embargo, debido a los altos valores del coeficiente de variación, sodio y litio son considerados mejores indicadores (cuadro 2).

Molibdeno es especialmente lixiviado de las lutitas negras y las rocas alteradas en el *área de minas*, como se observa al comparar estos valores con sus respectivos *fuera del distrito minero*. Es en estos mismos grupos donde presenta los mejores valores del coeficiente de variación, y este hecho le da crédito como indicador regional.

4.1.8. ESTRONCIO

El comportamiento de este elemento es, como puede esperarse, similar al de bario, pero es un indicador regional en vez de local (cuadro 2). Presenta buenos factores de lixiviación para lutitas y limolitas, materiales en los cuales puede ser utilizado como indicador regional de berilio.

4.1.9. ZINC

Tiene un comportamiento similar al plomo. Puede ser utilizado como indicador regional (cuadro 2). Como el plomo, el zinc posee muy buenos valores de lixiviación, pero sus altos coeficientes de variación hacen que el plomo sea preferido para exploración regional. Igual que el plomo, los valores de alteración dentro y fuera de la zona de minas muestran un contraste muy significativo.

4.1.10. COBRE

Este elemento no parece ser utilizable en exploración de berilio (cuadro 2). El cobre tiende a enriquecerse en las zonas de alteración, muy especialmente fuera del distrito. El mismo fenómeno es observado en los *sitios mineralizados*, aunque con una intensidad mucho menor.

4.1.11. NIQUEL

Este elemento tampoco es útil en la exploración de esmeraldas; muestra enriquecimiento en los lugares mineralizados y en

las lutitas negras del *área de minas*, comparadas con las muestras de *fuera del distrito minero*.

4.1.12. FORMULAS COMBINADAS

Con el fin de obtener el mayor contraste posible para exploración detallada y para exploración regional en base a muestras de rocas, se consideró conveniente incluir en una fórmula combinada el mayor número de elementos indicadores útiles para la prospección. Durante la visita de Alexei A. Beus se discutió esta idea y en base a los datos colectados por el proyecto en esta área, Beus sugirió la fórmula:

$$M = \frac{(\text{Na}\%)^3}{(\text{K}\%)(\text{Li ppm})(\text{Mo ppm})} = \frac{\text{Na}}{\text{K}} \times \frac{\text{Na}}{\text{Li}} \times \frac{\text{Na}}{\text{Mo}}$$

siendo M lo que él llamó "coeficiente del grado de alteración metasomática".

Luego de revisar los datos finales existentes se llegó a la conclusión que el mayor contraste utilizable en exploración detallada lo suministra la fórmula:

$$M_1 = \text{Log} \frac{(\text{Na}\%)^3}{(\text{Li ppm})(\text{K}\%)(\text{Ba ppm})}$$

Se puede apreciar en la figura 11, que en el histograma correspondiente al *área de minas* están perfectamente manifestadas las dos poblaciones involucradas allí, a saber: *sitios mineralizados* y *fuera del distrito minero*. Estas dos últimas poblaciones muestran histogramas de distribución muy diferentes, hasta el punto de que ni siquiera tienen intervalo común. El 58,09% de los valores de M_1 en el histograma *área de minas* son exclusivos al compararlos con los valores en el histograma de los *sitios mineralizados*, lo cual da una idea del excelente contraste suministrado por la expresión M_1 para la prospección detallada.

Para diseñar esta expresión se tuvieron en cuenta los elementos que muestran un buen contraste en su contenido entre los *sitios mineralizados* y el *área de minas*, especialmente en las lutitas negras en las cuales se presenta la mineralización. La utilidad de esta fórmula como indicador de mineralización se pone de manifiesto en la figura 12. Los sitios mineralizados están perfectamente señalados por los valores anómalos de esta expresión.

Para exploración regional se sugiere como mejor indicador la fórmula:

$$M_2 = \text{Log} \frac{(\text{Na}\%)^3}{(\text{Li ppm})(\text{Pb ppm})(\text{Mo ppm})}$$

Para la construcción de esta expresión se consideraron los elementos que mayor contraste presentaban en su composición, al comparar las poblaciones *área de minas* y *fuera del distrito minero*; en otras palabras, los elementos que poseen un mayor factor de enriquecimiento (caso del sodio), o de lixiviación. La figura 11 presenta los histogramas de M_2 para las diferentes poblaciones.

En esta figura se aprecia cómo el 56,50% de los valores de M_2 en el histograma *área de minas* son exclusivos al compararlos con los valores en el histograma *fuera del distrito minero*. Estas fórmulas combinadas, tienen además la ventaja de mostrar una distribución de valores muy similares para diferentes tipos de roca, evitando así que las muestras tengan que ser clasificadas (lutitas, areniscas, etc.) antes del tratamiento estadístico.

4.2. DISTRIBUCION DE LOS ELEMENTOS EN SUELOS

Para poder realizar análisis sobre la distribución de los elementos en las muestras de suelos, éstas fueron divididas en dos grupos principales así: (A) comprende todas muestras tomadas dentro del *área de minas*; un total de 590 según se indica en la figura 5. (B) Incluye las muestras tomadas fuera del distrito minero, tal como se explicó antes, en los sitios marcados en la figura 2. Se colectaron un total de 18 muestras. Además, las muestras del grupo A fueron subdivididas, dependiendo de las formaciones o miembros geológicos a los cuales representaban (figura 3). Se obtuvieron así otros cinco grupos:

- 1- Muestras tomadas sobre el miembro Kicg1 en la parte occidental del mapa, totalizando 60 muestras.
- 2- Muestras situadas sobre la formación DCf, las cuales sumaron 66.
- 3- Muestras localizadas sobre el miembro Kicg1 al este del anterior y las cuales totalizaron 150.
- 4- Muestras tomadas sobre el miembro Kicg2 y sobre la zona de fractura. Este grupo suma

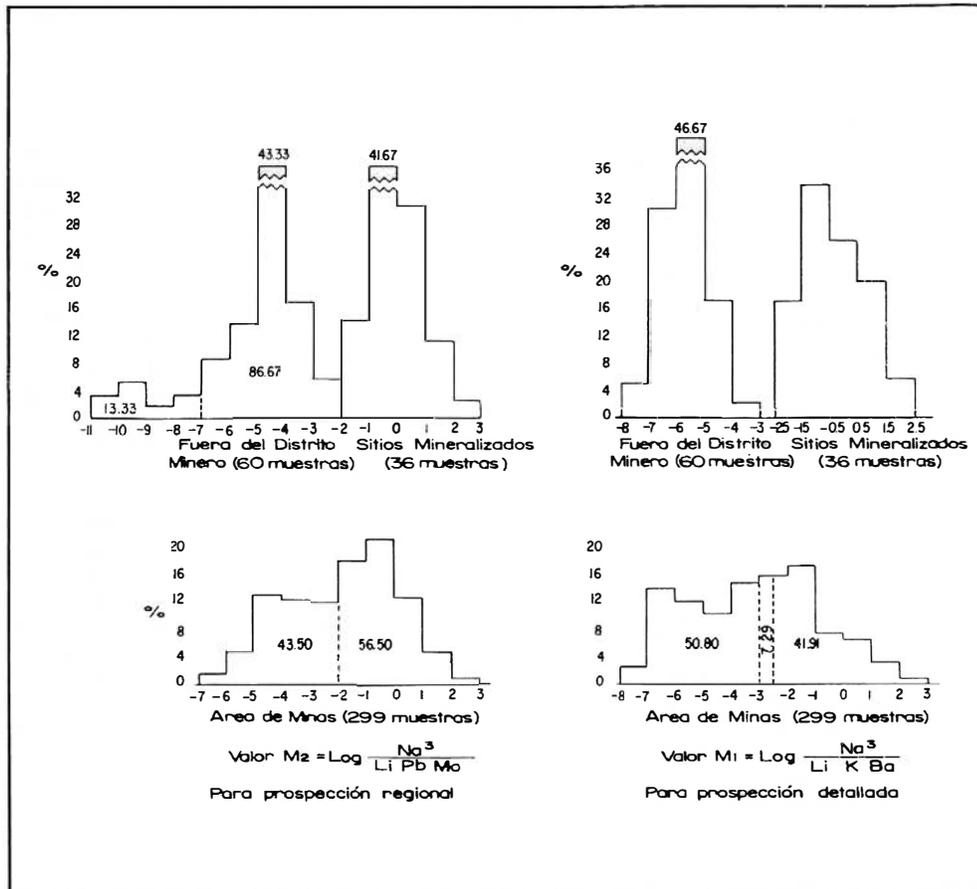


FIGURA 11. Histograma de distribución de los valores M_1 y M_2 .

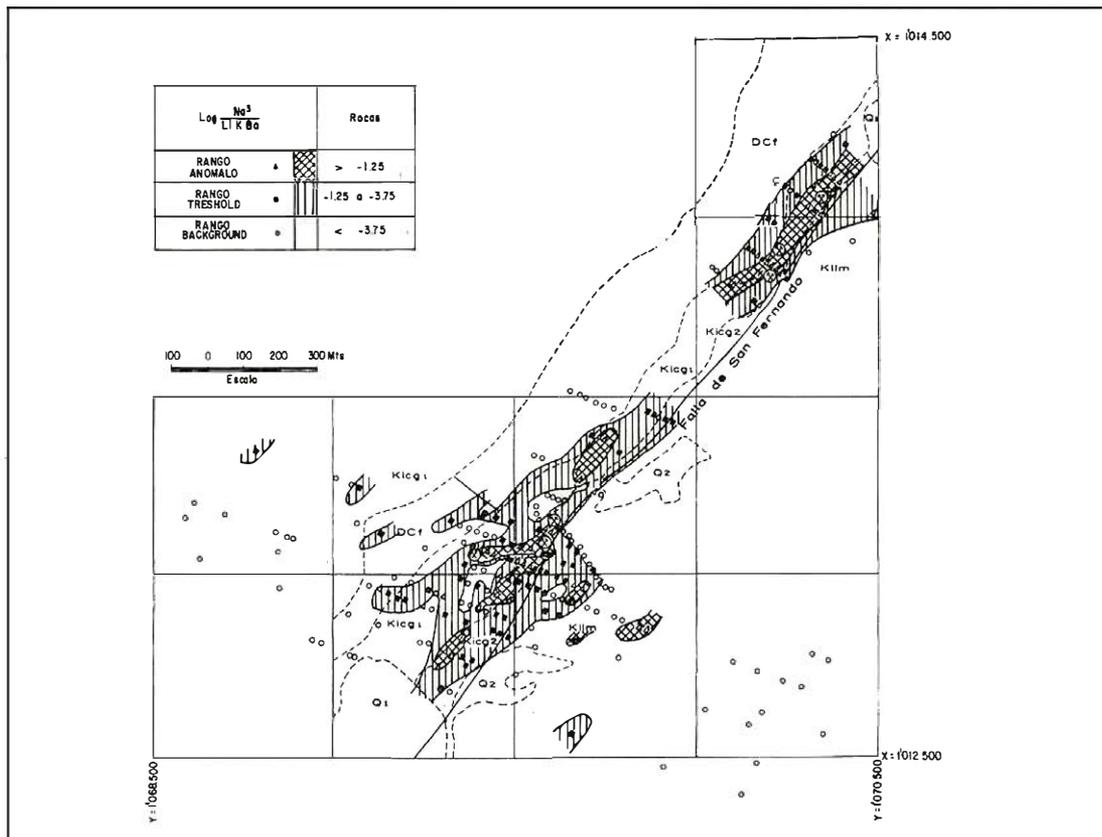


FIGURA 12. Mapa con la distribución de los valores M_1 en rocas (Na y Ken ; Li y Ba en ppm).

127 muestras y lógicamente incluye la mayoría de las muestras anómalas y de los sitios mineralizados.

5- Muestras tomadas sobre la formación Kilm al este de la zona de fractura. Este grupo totaliza 232 muestras.

El valor medio de cada elemento en todos los grupos descritos, está representado en la figura 13. De esta figura se infiere claramente cómo sodio, litio y bario, son los mejores indicadores para prospección detallada de berilo, al comparar el valor medio en el grupo 4 con los demás grupos dentro del área de minas. Al plotear en mapas los valores anómalos, sodio y litio son los elementos que mejor determinan los sitios mineralizados, tal como se aprecia en las figuras 14 y 15. De esta manera, el mejor indicador de suelos es la relación Li/Na, cuya distribución de valores está representada en la figura 16. Esta relación tiene también la ventaja de mostrar una distribución de valores similar en las diferentes formaciones y miembros representados, evitando así tener que clasificar las muestras antes de proceder al tratamiento estadístico.

Para la prospección regional los mejores indicadores son: sodio, litio, bario, molibdeno y estroncio, tal como se deduce al comparar los valores para los grupos A y B. Plomo y Zinc son también buenos indicadores, pero es posible que tal como sucede con las rocas, esto se deba a un alto background en el grupo fuera del distrito minero, donde como se sabe, existen manifestaciones de plomo y zinc.

En general, los valores de rocas y suelos corresponden bien para un determinado lugar dentro del área de minas. Se exceptúa de esta apreciación el berilio, el cual muestra un enriquecimiento bien marcado en los suelos del grupo 4, cuando era de esperarse una lixiviación en los mismos, ya que, como se vió anteriormente, las rocas mineralizadas y las lutitas negras cerca a la mineralización, muestran lixiviación en este elemento.

Existen dudas acerca de la razón por la cual, la indicación de mineralización por medio de suelos queda totalmente cortada en la parte norte del mapa. Existe la posibilidad de que se deba a diferencias en el tipo de muestras de suelo, las cuales no se pudieron evitar. Las muestras tomadas dentro

de los trabajos de las minas, hasta donde llega la anomalía, son suelos residuales, algunas veces un poco removidos por las labores de minería. Los de la parte norte y otros, son suelos con contenido orgánico, ya que se tomaron en áreas cubiertas por pastos. Es posible que el agudo contraste se deba a que las muestras orgánicas son menos representativas o a que la zona de alteración está realmente cortada.

En general, se tiene la impresión de que las muestras de rocas son más representativas y mejores indicadores locales de mineralización que las muestras de suelo.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Por medio de este estudio se conocieron ciertas características geológicas y geoquímicas de los yacimientos de esmeraldas y se propusieron ideas acerca de su origen y modo de formación. Como consecuencia de esto, se encontraron guías útiles para la exploración de esmeraldas en esta parte de la Cordillera Oriental, pero que seguramente tienen aplicación en otros distritos.

Complejas condiciones físico-químicas deben ser responsables de la localización de los depósitos. Estas condiciones están controladas por factores tales como profundidad de emplazamiento de la mineralización, distancia de una posible fuente de calor, composición de una solución única o mezcla de soluciones, patrón tectónico como conductor, etc. Para el esclarecimiento de estos factores se hace necesario continuar la investigación.

Áreas favorables para la exploración regional pueden ser escogidas a lo largo de fallas mayores, generalmente con sentido N-NE, relacionadas a movimientos posiblemente penecontemporáneos con la depositación de los estratos más bajos del Cretáceo y las cuales tengan en sus paredes de falla lutitas negras (shales negros). Es importante hacer un estudio más detallado sobre el papel de las fallas transversales a las ya mencionadas, en el control de los lugares mineralizados.

Sobre estas áreas, estructural y litológicamente favorables, se debe llevar a cabo un muestreo de sedimentos de corriente, con una densidad aproximada de una muestra por kilómetro cuadrado; de esta forma, se pueden escoger ciertos segmentos favorables

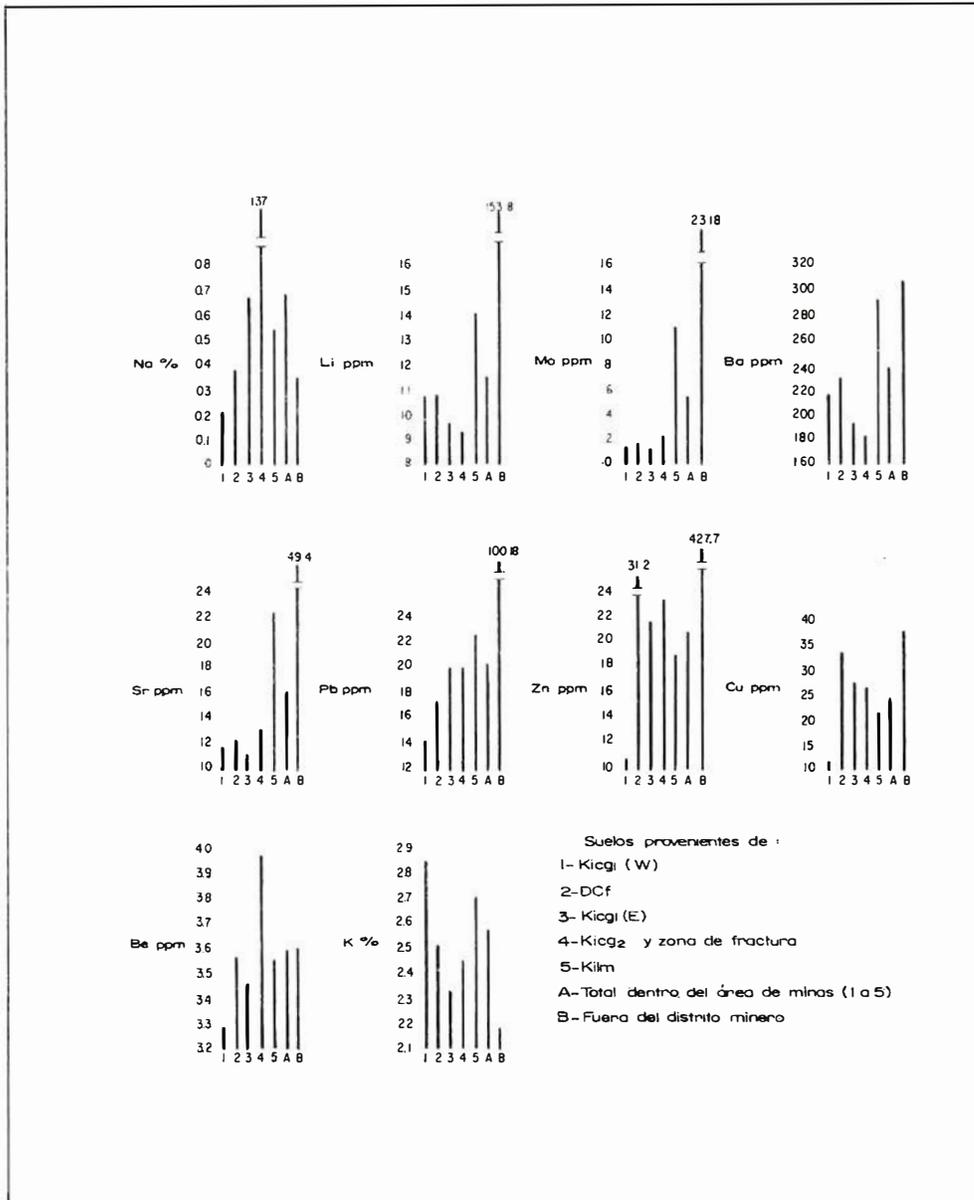


FIGURA 13. Distribución de los elementos en suelos (valor medio).

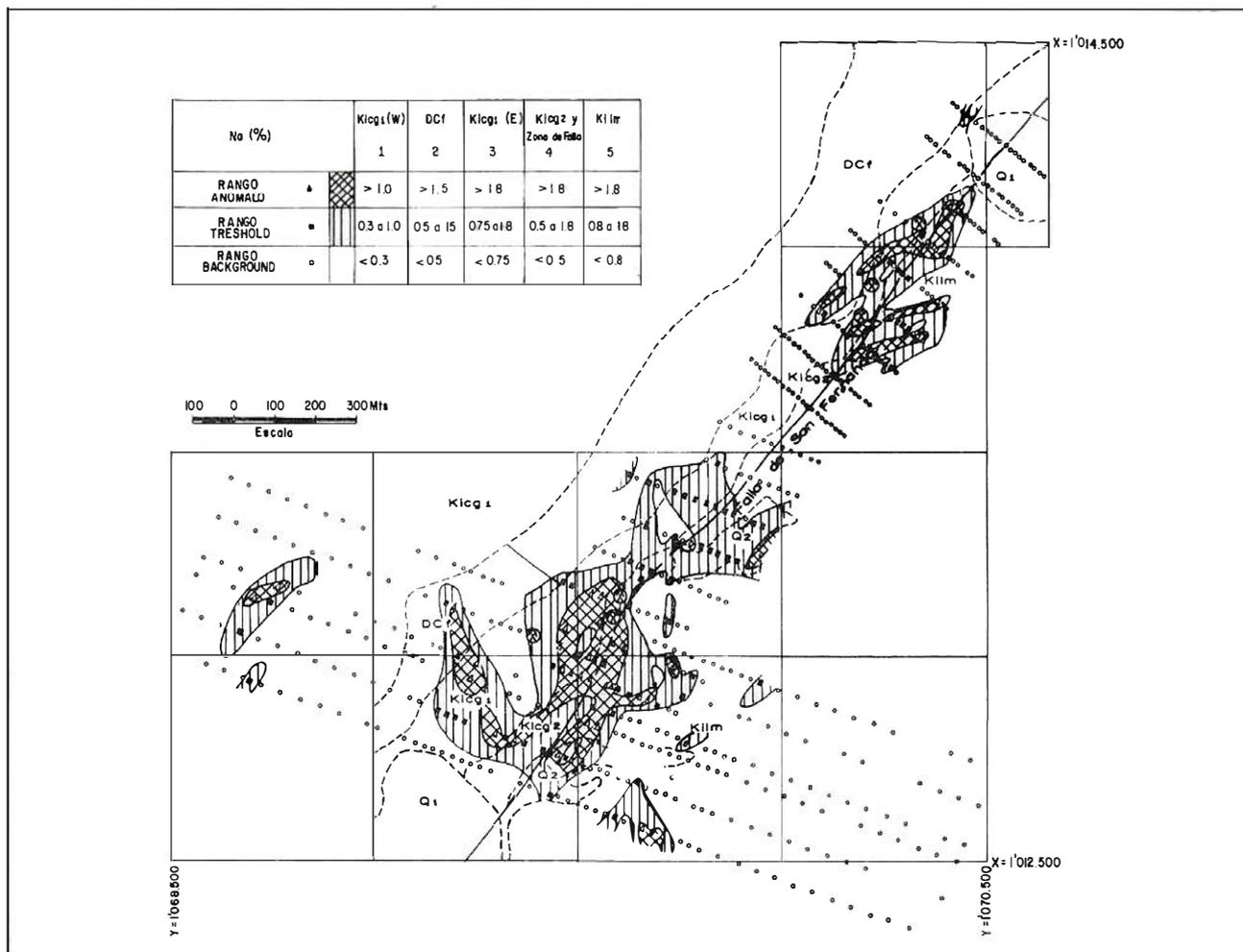


FIGURA 14. Mapa con la distribución de los valores de Sodio en suelos.

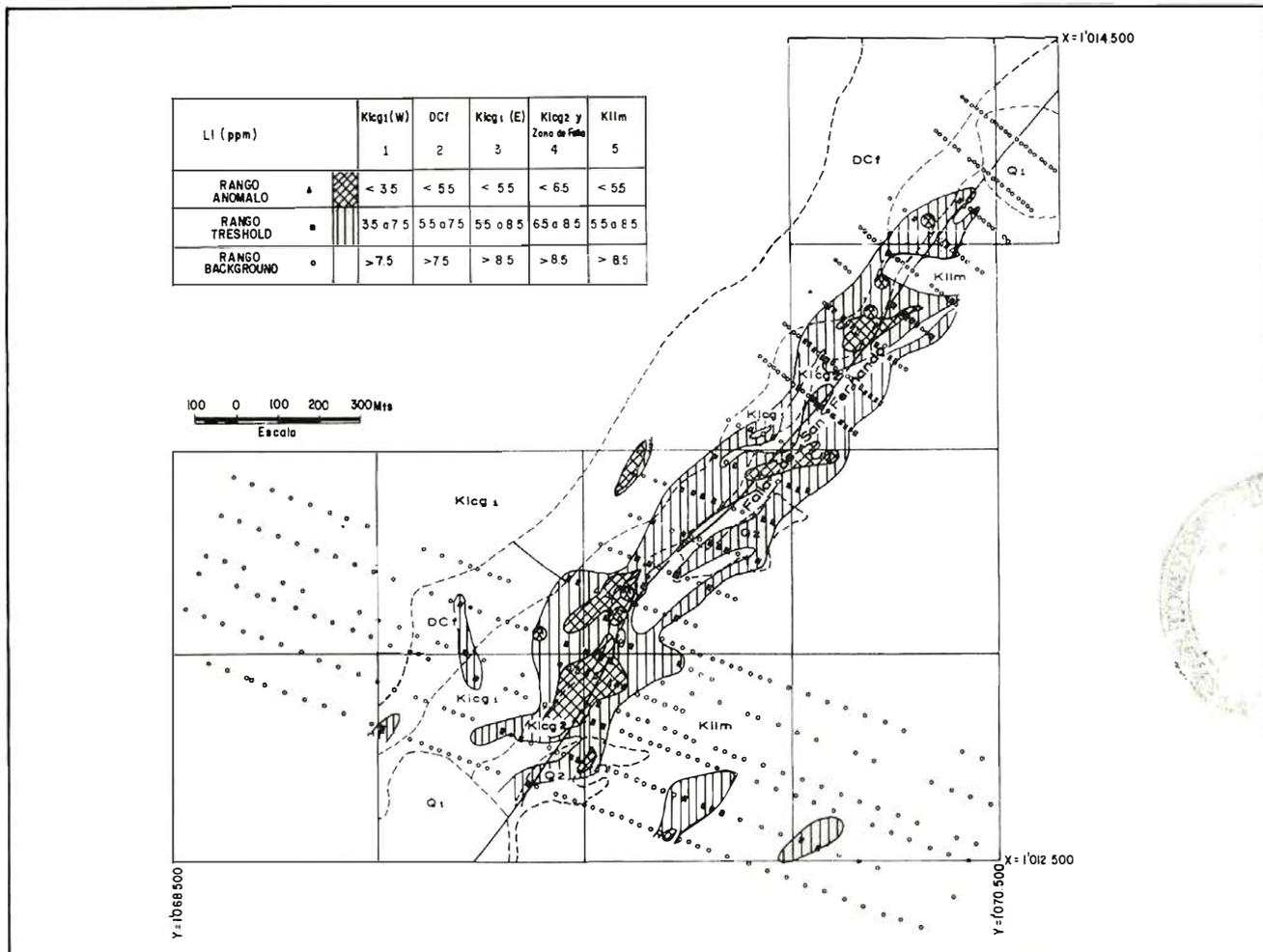


FIGURA 15. Mapa con la distribución de los valores de Litio en suelos.

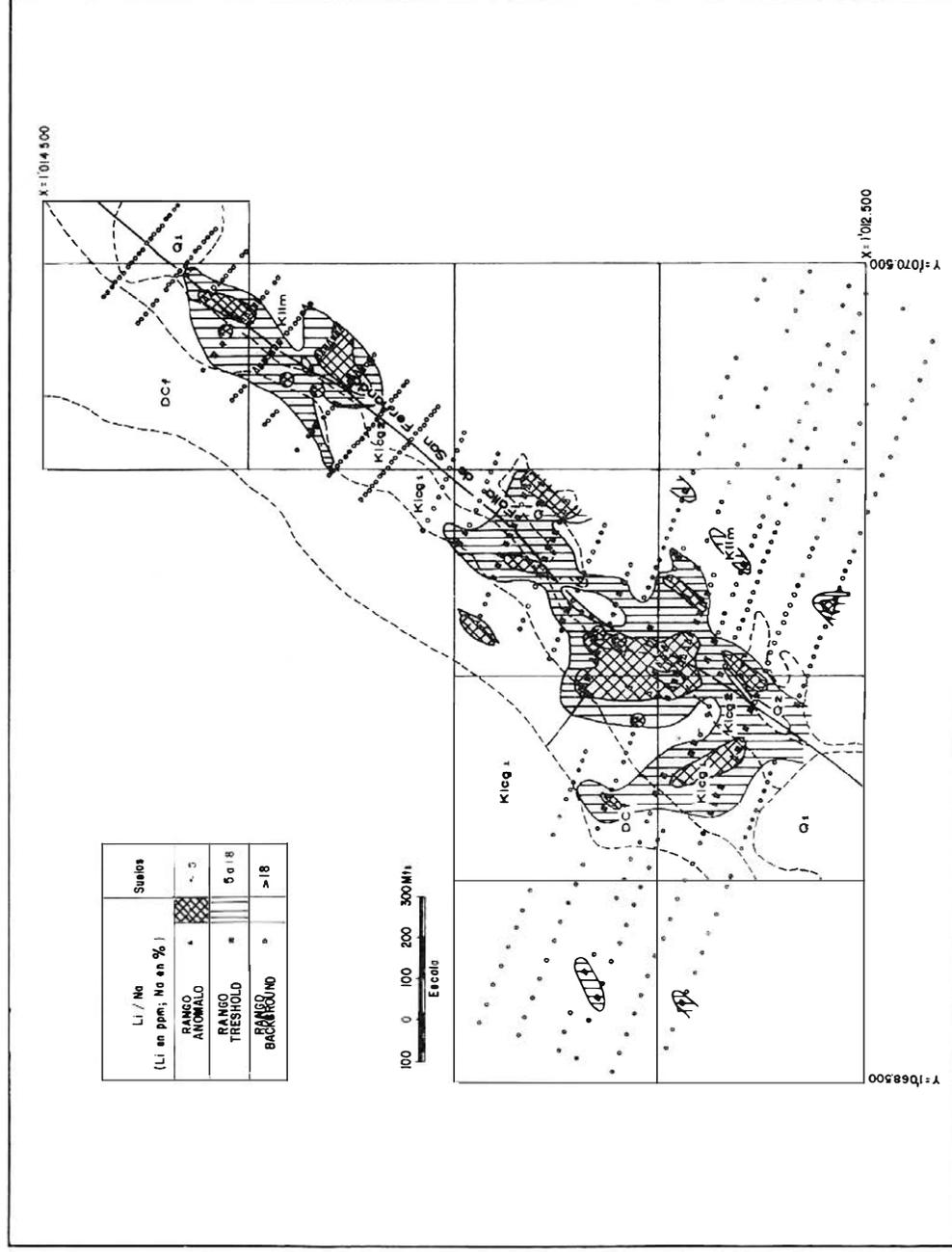


FIGURA 16. Mapa con la distribución de los valores de Li/Na en suelos.

de estas estructuras, indicadas por anomalías en la relación Li/Na en los sedimentos de corriente. A lo largo de estos segmentos de falla y perpendicularmente a ellos, se deben hacer líneas de muestreo cada 100 m, preferiblemente en rocas y si no es posible, en suelos. Cada línea debe extenderse unos 500 m a cada lado a lo largo de los cuales se toman muestras cada 25 m. Para detectar anomalías en suelos se utiliza la relación Li/Na y en rocas la fórmula combinada:

$$M_1 = \text{Long} \frac{(\text{Na} \%)^3}{(\text{Li ppm}) (\text{K} \%) (\text{Ba ppm})}$$

En las áreas restringidas que después de esta última etapa presentan anomalías, se debe hacer por medio de destapes y trincheras un estudio petrográfico y geoquímico de los patrones de alteración, para así determinar zonas favorables e iniciar una fase de explotación tentativa.

El estudio de patrones de alteración es no solamente útil para la exploración de esmeraldas, sino también de otros minerales. Los patrones de alteración pueden reflejar una zonación mineral existente en el área de estudio, la cual puede controlar la presencia de depósitos minerales de esmeraldas, plomo, zinc y cobre, posiblemente relacionados de una u otra forma en su génesis.

Para completar el estudio geoquímico de patrones de alteración, se sugiere investigar en el uso de los lantánidos, de elementos radioactivos como uranio, torio y de la relación Mg/Ca. Esta última, se aconseja debido a la extensa dolomitización que presentan las rocas alteradas en esta región.

Finalmente, la aplicación de la geoquímica de rocas se puede extender a la conducción de trabajos de minería en el proceso de explotación. Se demostró que utilizando la geoquímica de rocas se pueden trazar fácilmente áreas restringidas, favorables para la producción de berilo.

6 BIBLIOGRAFIA

- BAKKER, P., 1973.- *Investigaciones Geoquímicas en las minas de Muzo. Informe Técnico Interno No. 1, Proyecto Esmeraldas Naciones Unidas, 24p, (Inédito).*
- BEUS, A.A. y MINEEV, D.A., 1972.- *Some geological and geochemical features of the Muzo-Coscuez emerald zone, Cordillera Oriental, Colombia. United Nations Internal Report, 47p. (Inédito).*
- GUERRA, A., 1972.- *Estudios geológicos de las Calizas del Guavio, municipios de Ubalá y Gachalá Cundinamarca. Informe No. 1615 - INGEOMINAS Bogotá, 151 p. (Inédito).*
- McLAUGHLIN, D.H.Jr. y ARCE, M., 1971.- *Recursos minerales de parte de los departamentos de Cundinamarca, Boyacá y Meta. Bol. Geol. 6, (1), 102 p.*
- ROEDDER, E., 1972.- *Data of geochemistry. Sixth edition. Chapter JJ. Composition of fluid inclusions. US Geological Survey Professional paper 440 JJ. 189 p.*
- SUAREZ, V., 1945.- *Reconocimiento geológico de la región del Guavio, Gachalá Cundinamarca. Compilación de Estudios Geológicos Oficiales de Colombia. Tomo VI, p. 147-188.*
- WOKITTEL, R. y LOPEZ CASAS, J., 1953.- *Estudio minero y geológico de la región del Guavio y de los Farallones de Medina, Departamento de Cundinamarca. Bol. Geol. 1 (4), p. 1-61.*
- WOKITTEL, R. y MUTIS, V. 1954.- *Yacimientos esmeraldíferos de los municipios de Ubalá, Gachalá, Almeida, Macanal y Somondoco, departamentos de Cundinamarca y Boyacá. Informe No. 1050, 1a. parte INGEOMINAS, Bogotá - 26 p. (Inédito).*

