

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

BOLETIN GEOLOGICO

GEOLOGIA DE LAS PLANCHAS 167 (SONSON) Y 187 (SALAMINA)

(ESCALA 1:100.000)

INFORME 1760

Por:

HUMBERTO GONZALEZ IREGUI

BOGOTA, 1980

Precio de cada ejemplar:	En Ingeominas	\$ 200,00 (US \$ 5,00)
	Vía Aérea	\$ 250,00 (US \$ 6,50)

El Boletín Geológico se publica en (tres (3) números cada año, en un formato de 17 x 24 cm.

Derechos Reservados por:
INGEOMINAS: Instituto Nacional de Investigaciones Geológico - Mineras.
Carrera 30 No. 51-59, Apartado Aéreo No. 4865 - Bogotá, D. E. Colombia S. A.

*La responsabilidad de los conceptos emitidos en esta publicación
corresponde exclusivamente a sus autores*

Editor
Alberto Villegas Betancourt
Geólogo

Editado e impreso por Ingeominas

2.3.	PLEISTOCENO HOLOCENO	78
2.3.1.	ALUVIONES - COLUVIONES	78
2.3.2.	DERRUBIOS DE PENDIENTE	79
2.3.3.	DEPOSITOS DE TALUD	79
2.3.4.	FLUJOS DE LODO	79
3.	ROCAS IGNEAS	80
3.1.	NEISES INTRUSIVOS	80
3.1.1.	NEIS INTRUSIVO DE ABEJORRAL	80
3.1.2.	NEIS INTRUSIVO DEL RIO VERDE	82
3.1.3.	NEIS INTRUSIVO DE PANTANILLO	82
3.1.4.	NEIS INTRUSIVO DEL ALTO DE MINAS	83
3.1.5.	EDAD	83
3.2.	STOCKS ADAMELITICOS	84
3.2.1.	STOCK DE LA HONDA	84
3.2.2.	STOCK DE EL BUEY	86
3.2.3.	STOCK DE QUEBRADA LABORINA	87
3.2.4.	STOCK DE LA QUEBRADA PACORA	87
3.3.	BATOLITO DE SONSON	88
3.3.1.	DESCRIPCION	88
3.3.2.	ORIGEN	93
3.3.3.	EDAD	94
3.4.	DIABASAS ESPELITIZADAS	94
3.4.1.	ESPILITIZACION	95
3.4.2.	ORIGEN Y EDAD	95
3.5.	GABROS	97
3.5.1.	EDAD - RELACIONES	99
3.6.	ROCAS ULTRAMAFICAS	99
3.6.1.	SERPENTINIZACION	100
3.6.2.	ORIGEN Y EMPLAZAMIENTO	100
3.7.	BATOLITO ANTIOQUEÑO	101
3.7.1.	EDAD	102
3.8.	CUPULA DE LA UNION	102
3.8.1.	ALTERACION	103
3.8.2.	EDAD	103
3.9.	STOCK DE CAMBUMBIA	103
3.9.1.	EDAD Y CORRELACIONES	104
3.10.	ROCAS HIPOABISALES PORFIRITICAS	104
3.10.1.	PORFIDOS DACITICOS	105
3.10.2.	PORFIDOS ANDESITICOS	105
3.10.3.	ORIGEN Y EDAD	107
3.11.	ROCAS DE DIQUE	108
3.11.1.	PEGMATITAS	108
3.11.2.	APLITAS	109
3.11.3.	LAMPROFIDOS	109
3.11.4.	MICRODIORITA - ANDESITA	109
3.11.5.	OTRAS ROCAS DE DIQUE	109
3.12.	ROCAS PIROCLASTICAS	109
4.	GEOLOGIA ESTRUCTURAL	110
4.1.	FALLAS	110
4.1.1.	FALLAS NORMALES	111

4.1.2.	FALLAS DE INTRUSION	112
4.1.3.	FALLAS DE RUMBO	112
4.1.4.	ZONA DE FALLA DE ROMERAL	114
4.2.	LINEAMIENTOS	115
4.3.	DIACLASAS	116
4.4.	PLEGAMIENTOS REGIONALES	116
4.5.	PLEGAMIENTOS MENORES	116
4.6.	FOLIACION	118
4.6.1.	ESQUISTOSIDAD	118
4.6.2.	CLIVAJE DE CIZALLADURA	118
4.6.3.	FOLIACION POR FLUJO	120
4.6.4.	FOLIACION CATACLASTICA	120
4.7.	LINEACION	120
5.	GEOQUIMICA	121
5.1.	MUESTRAS DE ROCAS	121
5.2.	MUESTRAS DE SEDIMENTOS ACTIVOS FINOS	121
5.3.	SEDIMENTOS CONCENTRADOS EN BATEA	121
5.4.	RESULTADOS E INTERPRETACION	121
5.4.1.	INTERPRETACION GEOQUIMICA DE ROCAS	122
5.4.2.	INTERPRETACION GEOQUIMICA DE SEDIMENTOS ACTIVOS	144
5.5.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	148
6.	GEOLOGIA ECONOMICA	150
6.1.	ORO Y PLATA	150
6.1.1.	MINAS DE MARMATO - ECHANDIA	150
6.1.2.	OTRAS MINERALIZACIONES DE FILON	154
6.1.3.	ALUVIONES DEL RIO SUPIA	154
6.1.4.	OTROS ALUVIONES	154
6.2.	MERCURIO	155
6.2.1.	MINA NUEVA ESPERANZA, ARANZAZU	155
6.2.2.	OTRAS MANIFESTACIONES	155
6.3.	MANGANESO	155
6.4.	METALES BASICOS	156
6.4.1.	MINA LA CRISTALINA	157
6.5.	MOLIBDENO	157
6.6.	PIRITA	157
6.7.	DEPOSITOS NO METALICOS	157
6.7.1.	CUERPOS CALCAREOS	157
6.7.2.	ARCILLAS	158
6.7.3.	FELDESPATO	160
6.7.4.	CARBON	163
6.7.5.	MATERIALES PARA AGREGADOS	163
6.8.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	163
7.	GEOLOGIA HISTORICA	163
7.1.	PRECAMBRICO (?) — PALEOZOICO TEMPRANO	164
7.2.	PALEOZOICO TARDIO	164
7.3.	TRIASICO — JURASICO	164
7.4.	CRETACEO	165
7.5.	TERCIARIO	166
7.6.	CUATERNARIO	167
8.	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	167

FIGURAS

1.	Mapa de localización de las Planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina)	16
----	--	----

	<u>Página</u>
2. Gráfico pluviométrico para los municipios de Támesis, Caramanta, Abejorral y Aguadas	18
3. Proceso de meteorización esferoidal en la cuarzodiorita del Batolito de Sonsón y en Pórfidos andesíticos-dacíticos	20
4. Esquema con la indicación de las areas trabajadas por los geólogos que realizaron la cartografía geológica y la prospección geoquímica	23
5. Esquemas de estructuras en las migmatitas de la parte norte de la Plancha 167 (Sonsón)	28
6. Diagrama de distribución del contenido de An de la plagioclasa en el paleosoma, comparado con el contenido en el neosoma para las migmatitas de la Plancha 167 (Sonsón)	29
7. Análisis mineralógicos cuantitativos de las migmatitas de la Plancha 167 (Sonsón)	30
8. Distribución de las unidades de rocas metamórficas cartografiadas en las Planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina)	42
9. Cambios mineralógicos a través de las facies y zonas de metamorfismo regional en rocas metamórficas de composición química diferente	44
10. Gráfica de variación en las propiedades ópticas del anfíbol en las metabasitas	49
11. Zonación mineral en las metapelitas y metabasitas de la aureola de contacto en el extremo sur del Batolito antioqueño	51
12. Cambios mineralógicos a través de las facies de metamorfismo de contacto en rocas de composición química diferente	52
13. Estructuras en rocas máficas y ultramáficas (fotografías)	56
14. Columna estratigráfica de la Formación Valle Alto	59
15. Corte que muestra la relación entre la Formación Valle Alto y la Formación Abejorral	61
16. Columna estratigráfica de la Formación Abejorral. Sección Quebrada Honda.	64
17. Diagrama triangular para grauvacas y areniscas feldespáticas del miembro sedimentario de la Formación Quebradagrande	67
18. Molde de trigonia, y contacto entre rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Quebradagrande (fotografías)	69

	Página
19. Columna estratigráfica de la sección tipo del miembro inferior de la Formación Amagá. Quebrada Sinifaná	72
20. Columna estratigráfica de la sección tipo del miembro medio de la Formación Amagá. Quebrada Sinifaná	73
21. Columna estratigráfica de la sección tipo del miembro superior de la Formación Amagá. Entre Fredonia y El Plan	75
22. Diagrama triangular de la clasificación de tobas de la Formación Combia .	77
23. Variación en el contenido de An en la plagioclasa de las rocas del Batolito de Sonsón	91
24. Variación composicional de las rocas volcánicas y rocas asociadas en el Complejo Ofiolítico del Cauca	98
25. Diagrama rosa para 364 diacclasas medidas en el Batolito de Sonsón	117
26. Diagrama rosa para 655 alineamientos en las Planchas 167 y 187	117
27. Relación entre estratificación, esquistosidad y clivaje por cizalladura en las rocas metamórficas y sedimentarias de las Planchas 167 y 187	119
28. Diagramas de barras para la distribución de Ag en sedimentos finos, rocas y sedimentos concentrados en batea. Análisis espectrográfico	123
29. Diagramas de barras para distribución de Cu en sedimentos activos finos, rocas y sedimentos concentrados en batea. Análisis espectrográfico	124
30. Diagramas de barras para la distribución de Mo en sedimentos activos finos, rocas y sedimentos concentrados en batea. Análisis espectrográfico	125
31. Diagramas de barras para la distribución de Pb en sedimentos activos finos rocas y sedimentos concentrados en batea. Análisis espectrográfico	126
32. Diagramas de barras para la distribución de Ba en sedimentos activos finos, rocas y sedimentos concentrados en batea. Análisis espectrográfico	127
33. Diagramas triangulares para las metapelitas, metabasitas y neises intrusivos. Análisis espectrográfico	132
34. Diagramas de correlación para las metapelitas, metabasitas y neises intrusivos. Análisis espectrográfico	133
35. Gráfico de concentración media de elementos en metapelitas, metabasitas y neises intrusivos. Análisis espectrográfico	134
36. Diagramas triangulares para rocas ultramáficas, diabasas, gabros y basaltos. Análisis espectrográfico	135

	<u>Página</u>
37. Diagramas de correlación para rocas ultramáficas, diabasas y gabros. Análisis espectrográfico	136
38. Gráfico de concentración media de elementos en rocas ultramáficas, diabasas y gabros. Análisis espectrográfico	138
39. Diagrama triangular de Ba, Sr, V para rocas sedimentarias de las formaciones Quebradagrande y Abejorral. Análisis espectrográfico	139
40. Diagramas de correlación para sedimentos de las formaciones Quebradagrande y Abejorral. Análisis espectrográfico	140
41. Gráfico de concentración media de elementos en sedimentos de las formaciones Quebradagrande, Abejorral y Combia. Análisis espectrográfico	141
42. Diagramas triangulares para rocas porfiríticas hipoabisales y rocas ígneas intrusivas intermedias. Análisis espectrográfico	142
43. Diagramas de correlación para rocas porfiríticas hipoabisales y rocas ígneas intrusivas. Análisis espectrográfico	143
44. Gráfico de concentración media de elementos en rocas hipoabisales porfiríticas y rocas ígneas intermedias. Análisis espectrográfico	145

CUADROS

1. Promedios mensual y anual de lluvias en algunos municipios de las Planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina)	17
2. Análisis químicos y modales de esquistos verdes	33
3. Análisis modales de anfibolitas	35
4. Comparación de las características de los esquistos verdes, anfibolitas y esquistos anfibólicos del Río Cauca	40
5. Paragénesis minerales más comunes en las rocas metamórficas de las Planchas 167 y 187	45
6. Localidades fosilíferas en las Planchas 167 y 187	62
7. Parámetros de las grauvacas y areniscas feldespáticas del miembro sedimentario de la Formación Quebradagrande	66
8. Análisis modales de neises intrusivos	81
9. Análisis modales de los stocks adamelíticos	85
10. Análisis modales y espectrográficos de tonalitas y granodioritas del Batolito de Sonsón	90

	<u>Página</u>
11. Análisis modales de rocas asociadas al Batolito de Sonsón	93
12. Análisis químicos de rocas máficas y ultramáficas en la Planchas 167 y 187.	96
13. Análisis modales de la cuarzodiorita del Batolito Antioqueño y de la Cúpula de La Unión	101
14. Análisis modales del stock de Cambumbia	104
15. Análisis modales de rocas hipoabisales porfiríticas	106
16. Límites superior e inferior de detección usados en los análisis espectrográficos	122
17. Distribuciones geoquímicas en el área de las Planchas 167 y 187	128
18. Contenido máximo, mínimo, promedio y mediana de las diferentes unidades roca cartografiadas en el área de la Plancha I. Análisis espectrográfico.	129-130
19. Valores estadísticos normal y umbral para elementos indicadores. Análisis espectrográfico de sedimentos activos finos seleccionados, malla -80	146
20. Valores estadísticos normal y umbral para elementos indicadores. Análisis espectrográfico de sedimentos concentrados en batea, en el área de Marmato.	148
21. Recursos minerales de importancia económica en el área de la Plancha I	151
22. Alteración hidrotermal en algunos cuerpos de rocas porfiríticas en el área de la Plancha I	152
23. Análisis de muestras provenientes de las canteras en el área de Corcorná	159
24. Análisis químicos de algunos carbones de la Cuenca de Amagá	162
 PLANCHAS 	
Plancha I. Anomalías Geoquímicas	122A
Mapa Geológico de la Plancha 167, Sonsón (Publicada)	
Mapa Geológico de la Plancha 187, Salamina (Publicada)	

* * *

RESUMEN

Las planchas 167 y 187 del Mapa Geológico de Colombia cubren un área de 3.600 km², en los departamentos de Antioquia y Caldas, sobre la Cordillera Central de los Andes Colombianos.

Las rocas varían en edad, desde el Precámbrico (?) - Paleozoico temprano hasta el Holoceno. Las rocas precámbricas (?) - paleozoicas constituyen gran parte de la Cordillera Central e incluyen migmatitas de grado alto de metamorfismo, que son las rocas más antiguas en el área, esquistos cuarzo-sericíticos, cuarcitas, esquistos verdes, anfibolitas, mármoles, limolitas, lutitas y areniscas ligeramente metamorfoseadas pero conservando la textura clástica del sedimento original. Neises sintectónicos intruyeron algunas de las rocas más antiguas durante la orogenia del Paleozoico tardío. El metamorfismo de estas rocas es de tipo Abukuma variando desde grado alto, facies de anfibolita alta, hasta grado bajo, facies de esquistos verde bajo. Plutones del Triásico intruyen las rocas metamórficas produciendo una aureola de contacto con formación de minerales metamórficos que no están en equilibrio con los desarrollados por metamorfismo dinámico.

En la parte alta de la Cordillera Central se encontraron rocas sedimentarias del Jurásico medio-tardío que reposan discordantemente sobre el Batolito de Sonsón del Jurásico medio. Las rocas cretáceas sedimentarias se dividieron en dos formaciones: la Formación Abejorral del Cretáceo temprano, no relacionada a eventos volcánicos, y la Formación Quebradagrande, de edad similar pero relacionada íntimamente a eventos volcánicos. Espilitas se encuentran asociadas a rocas ultramáficas y máficas formando un complejo ofiolítico a lo largo de la Zona de Falla de Romeral. Este complejo y las rocas metamórficas, de media a alta presión, que afloran a lo largo del río Cauca, se han considerado del Cretáceo temprano.

El Batolito Antioqueño, del Cretáceo tardío, intruye las rocas metamórficas formando una aureola de contacto bien definida que se extiende hasta varios kilómetros de los afloramientos conocidos en superficie. Cerca al río Cauca aflora el stock de Cambumbia, de composición diorítica, del Paleoceno, cubierto parcialmente por sedi-

mentos continentales, localmente con mantos explotables de carbón del Oligoceno tardío - Mioceno temprano. Estos sedimentos y rocas más antiguas son intruidos por rocas porfídicas andesíticas y dacíticas del Plioceno, las cuales localmente están cubiertas discordantemente por la Formación Combia de origen volcánico.

En los valles se encuentran aluviones cuaternarios de espesor variable. Capas de cenizas volcánicas recientes cubren las rocas más antiguas.

Estructuralmente, la parte occidental está controlada por la Zona de Falla de Romeral formada por varias fallas de rumbo, aproximadamente paralelas entre sí y que en algunos sitios se entrecruzan. El límite oeste de esta zona de falla, marcado localmente al oeste del área cartografiada por la falla del Cauca o de Sabanalarga, marca el límite geológico entre las cordilleras Occidental y Central. En conjunto el área hace parte de un gran sinclinorio intruido por plutones félsicos sintectónicos mesozonales y posteriormente por el Batolito Antioqueño de características epizonales y postectónico. El intenso plegamiento y fallamiento, los levantamientos y eventos magmáticos que durante los distintos episodios orogénicos han afectado el área, oscurecen las relaciones estratigráficas y estructurales originales.

Conjuntamente con la cartografía geológica se hizo un muestreo geoquímico regional en un área un poco más amplia, durante el cual se determinaron algunas anomalías geoquímicas. De estas anomalías, la de Marmato es la que presenta condiciones y características litológicas, de alteración y mineralización, más favorables para estudios detallados posteriores.

De los recursos minerales de importancia económica en el área, el principal por la cantidad de gente ocupada en su explotación, es el oro, aunque por su producción y lo que representa en la economía de la región, es más importante la explotación de materias primas para cemento de la fábrica de cementos El Cairo.

Plata se recupera como subproducto en la minería del oro. Los depósitos conocidos de mercurio, cobre y manganeso son pequeños y de poca importancia.

En la zona nororiental existen reservas apreciables de roca calcárea que podrían utilizarse para la fabricación de cal agrícola. Arcillas residuales de la meteorización de diversos tipos de roca se emplean en la fabricación, a pequeña escala, de ladrillos y tejas. El caolín de La Unión y arcillolitas pobres en hierro de la Formación Abejorral se emplean en la industria cerámica. Depósitos de feldespato son explotados en la zona de La Ceja y La Unión. Mantos de carbón subbituminoso en la Formación Amagá, son un recurso importante pero en el área cartografiada solo existe una mina en explotación.

Materiales para agregado en construcción son abundantes y de buena calidad, pero solo se explotan en pequeña escala. Los aluviones de los ríos Poblano y Arma representan una fuente potencial de materiales de construcción para la ciudad de Medellín.

En el capítulo sobre geología histórica se trata de reconstruir los distintos eventos geológicos que a través del tiempo han ido dando a las cordilleras su configuración hasta alcanzar su forma actual, ayudados en los últimos tiempos por la intensa actividad humana en el área.

ABSTRACT

Sheet Nos. 167 and 187 of the Geological Map of Colombia cover an area of 3.600 km², in the departments of Antioquia and Caldas, in the Central Cordillera region of the Colombian Andes.

Rock types vary in age from Pre-Cambrian (?) - early Paleozoic to Holocene. The Pre-Cambrian (?) - Paleozoic rocks largely form the Central Cordillera. They include migmatites of high metamorphic grade (the oldest rocks in the area), quartz - sericite schists, quartzites, greenschists, amphibolites, marbles, siltstones, shales and sandstones all slightly metamorphosed, preserving their original sedimentary clastic texture. During late Paleozoic orogeny syntectonic gneisses intruded some of the older rocks. Metamorphism of these rocks is of Abukuma type, varying from high grade - high amphibolite facies to low grade-lower greenschist facies.

Triassic plutons intruded the metamorphic rocks producing contact aureole; with the formation of metamorphic minerals

which are not in equilibrium with the development of dynamothermal metamorphism.

In the upper parts of Central Cordillera, mid to late Jurassic sedimentary rocks are found, discordantly overlying the mid-Jurassic Sonson Batholith. Cretaceous sedimentary rocks are divided into two formations: early Cretaceous Abejorral Formation, unrelated to the volcanic events and Quebradagrande Formation of similar age, but intimately related to the volcanic events.

Along the Romeral fault zone, spilites are found in association with ultramafic and mafic rocks, forming ophiolitic complex. This complex and metamorphic rocks of medium to high pressure are found as outcrops along the Cauca river and are considered to be of early Cretaceous age.

Late Cretaceous Antioquian Batholith intrude the metamorphic rocks forming a well defined contact aureole extending to several kilometers, recognized from the surface outcrops. Dioritic Cambumbia stock outcrop of Paleocene age, near the Cauca river is partially covered by the continental sediments, locally containing late Oligocene-early Miocene veneer of exploitable quantities of coal. These sediments as well as the older rocks are intruded by Pliocene andesitic and dacitic porphyrys, which in turn, are locally covered by the Combia Formation of volcanic origin, the latter overlying discordantly on the former.

Quaternary alluvials of variable thickness are encountered only in the valleys. Cappings of recent volcanic ashes cover the older rocks.

Structurally, the western part is controlled by the Romeral fault zone, formed by the various strike-slip faults, approximately paralleling the main zone, at times branching out of the main fault or covering with each other. The western limit of the fault zone, locally marked to the west of the map - area by the Cauca or Sabanalarga fault, delineating the geological boundary between the Western and the Central Cordillera.

As a whole, the area forms part of a major synclinorium intruded by sintectonic, mesozonal felsic plutons and later by the Antioquian Batholith, characteristic of

epizone and post-tectonism. Intense folding and faulting, upliftments and magmatic events during distinct orogenic episodes that have affected the area, obscure original stratigraphical and structural relations.

Together with the geological mapping, regional geochemical sampling was carried out over a larger area, as a result of which some geochemical anomalies were found.

These anomalies near the Marmato town, reflect conditions related to, lithologic characteristics, alteration and mineralization, which are more suitable for detailed future studies.

From the point of view of mineral resources of economic importance, although majority of the people are engaged in the extraction of gold, the primary materials exploited for the cement industries by El Cairo Cement Co., are of major economic importance to the region.

Silver is recovered as a by-product of gold. Known deposits of mercury, copper and manganese are small and are of minor importance.

In the north-eastern part of the area, considerable reserve of calcareous rocks occur, which can be utilized in manufacturing agricultural products. Residual clay, produced by the weathering of various types of rocks, are employed on a small scale, in the manufacturing of tiles and bricks. Kaolin of La Union and low-iron claystone of the Aberrjal Formation are used in the ceramic industry.

Feldspar deposits are exploited at La Ceja and La Union. Subbituminous coal of the Amaga Formation is an important resource, but in the map area, only one mine is currently being worked.

Aggregate materials for construction are abundant and of good quality but they are exploited only at a small scale. The alluvials of Poblano and Arma rivers represent potential sources of construction material for the city of Medellin.

An attempt has been made to reconstruct the distinct geological events that resulted in the configuration of the cordille-

ras, through time, till its actual present state, the final part of which has been affected, by intense human activity in the area.

0. INTRODUCCION

La guía general para encontrar depósitos minerales no descubiertos es la cartografía geológica regional, sistemática y detallada, que a su vez sirva para futuras obras de ingeniería como construcción de carreteras, túneles, desarrollos hidroeléctricos, planificación de cultivos, control de la erosión, etc. Por ello, dentro de los programas del Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras (INGEOMINAS) se ha considerado la cartografía geológica como la infraestructura para el desarrollo minero del país.

Dentro de los programas de la Oficina Regional de Medellín se inició el levantamiento geológico del Cuadrángulo J-8 a finales de 1971 bajo la dirección del geólogo Alfonso Arias T. y luego, a partir de febrero de 1972, bajo la dirección de Humberto González I. terminándose los trabajos de campo en diciembre de 1974. Cuando se llevaban cartografiados unos 1000 km², en la parte noreste, se decidió complementar el trabajo haciendo un muestreo geoquímico regional conjuntamente con la cartografía geológica, ya que en el área aparecían algunas mineralizaciones y un intenso fallamiento.

A principios de 1978 INGEOMINAS cambió el sistema de Cuadrángulos que venía utilizando para sus publicaciones, para utilizar las planchas matrices con topografía escala 1:100.000 que emplea el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC). Por tal motivo, este trabajo es una adaptación del Informe 1704 Geología del Cuadrángulo J-8, Sonsón, al nuevo sistema de publicaciones adoptado por el Instituto. El antiguo Cuadrángulo J-8 comprende las hojas 167 y 187 de este trabajo más una franja, 1.440 km² de la parte oriental de las hojas 166 y 186.

El capítulo de Geoquímica abarca toda el área del antiguo Cuadrángulo J-8, Sonsón.

Durante el tiempo que duró este trabajo fueron Director del INGEOMINAS los doctores Andrés Jimeno V., Hernán Garcés G. y Alberto Alvarez O. y Jefes Regionales los geólogos Alfonso Arias T. y Octavio

Ramírez A.

0.1. PLANCHAS 167 y 187. LOCALIZACION

Las Planchas 167 y 187 del Mapa Geológico de Colombia cubren un área de 3.600 km² localizada en la parte sur del Departamento de Antioquia y norte del Departamento de Caldas (fig. 1) y corresponden a las divisiones hechas por el IGAC para el levantamiento topográfico del país a escala 1:100.000. Las coordenadas de sus vértices, con origen en el Observatorio Astronómico Nacional - Bogotá son:

- A) X = 1'160.000 (5° 19'45,40"N)
Y = 835.000 (75° 34'14,35"W)
- B) X = 1'160.000 (5° 19'45,40"N)
Y = 880.000 (75° 9'53,19"W)
- C) X = 1'080.000 (6° 2'30,45"N)
Y = 880.000 (75° 9'53 19"W)
- D) X = 1'080.000 (6° 2'30,45"N)
Y = 835.000 (75° 34'14,35"W)

0.2. GEOGRAFIA Y GEOMORFOLOGIA

El área estudiada se encuentra en lo que geográficamente ha sido llamado Cordillera Central. La Cordillera Central tiene en esta zona, alturas máximas de 3.800 m entre los nacimientos de los ríos Arma y Sonsón y el Páramo de San Félix y un poco inferiores (3.000 m) en La Unión, donde gira hacia el noroeste siguiendo paralela al curso del río Cauca. El eje de la cordillera, entre el Páramo de Sonsón y el de San Félix, marca el divorcio de aguas entre los ríos Magdalena y Cauca.

En el área de El Retiro, la cordillera se ramifica formando un sistema montañoso, en el cual se encuentran varias mesetas, producidas por la diferencia de resistencia a la meteorización entre las rocas plutónicas y las rocas metamórficas y sedimentarias.

Las zonas de terrenos suavemente ondulados de gran extensión, se encuentran sobre sedimentos terciarios a lo largo del valle del río Cauca. Algunos valles en las partes altas, como los de La Ceja y La Unión, están rellenos por material aluvial y coluvial. En el resto del área el ancho de los valles rara vez es mayor de 100 m.

La diferencia total de nivel en el área es de 3.200 m, comprendida entre 600 m

cerca a las riberas del Cauca y 3.800 en los Páramos de Sonsón y San Félix.

La mayor parte del área considerada es drenada por el río Cauca y sus afluentes directos, Arma, Poblano, Sinifaná, Pozo, y por los ríos Aures, Buey y Piedras. Por lo general, estos ríos tienen en sus nacimientos valles profundos, estrechos y en V, debido a su acomodo a la intensa erosión del río Cauca, y algunos de ellos como el Buey, presentan saltos de consideración que indican una etapa juvenil y la dificultad para gradar un cauce normal al del río principal.

El 10% del área es drenada por ríos que nacen al este del Páramos de Sonsón y que pertenecen a la hoya hidrográfica del río Magdalena, tales como los ríos Dulce, Claro, Samaná y río Verde.

El curso general de los ríos está definido en tres tramos, dos relativamente planos que corresponden al nacimiento y a la desembocadura, y un tercer tramo de pendiente fuerte uniendo a los dos anteriores. Dentro del ciclo fluvial de erosión los dos primeros corresponden a períodos de madurez y el tercero a un período de juventud.

El clima en toda el área es ecuatorial y las variaciones locales de temperatura son mínimas. La temperatura anual promedio varía desde 32°C a lo largo del valle del río Cauca, hasta 6°C o menos en las zonas de páramo entre Sonsón y San Félix.

La precipitación en el área es variable, aumentando de los valles hacia la cordillera (Cuadro 1) aunque hay otros factores tales como los cambios de temperatura y presión y las condiciones orográficas que influyen en dicha precipitación.

Los registros pluviométricos existentes en el área muestran dos estaciones secas (diciembre a marzo y junio a septiembre) y dos lluviosas, aunque aparecen ciertas variaciones cíclicas en estos períodos (Cuadro 1 y Figura 2).

La mayor parte de las rocas del área presenta una intensa meteorización y sólo es posible encontrar roca fresca en los lechos de las quebradas y ríos.

La meteorización intensa que se observa en toda el área está controlada por

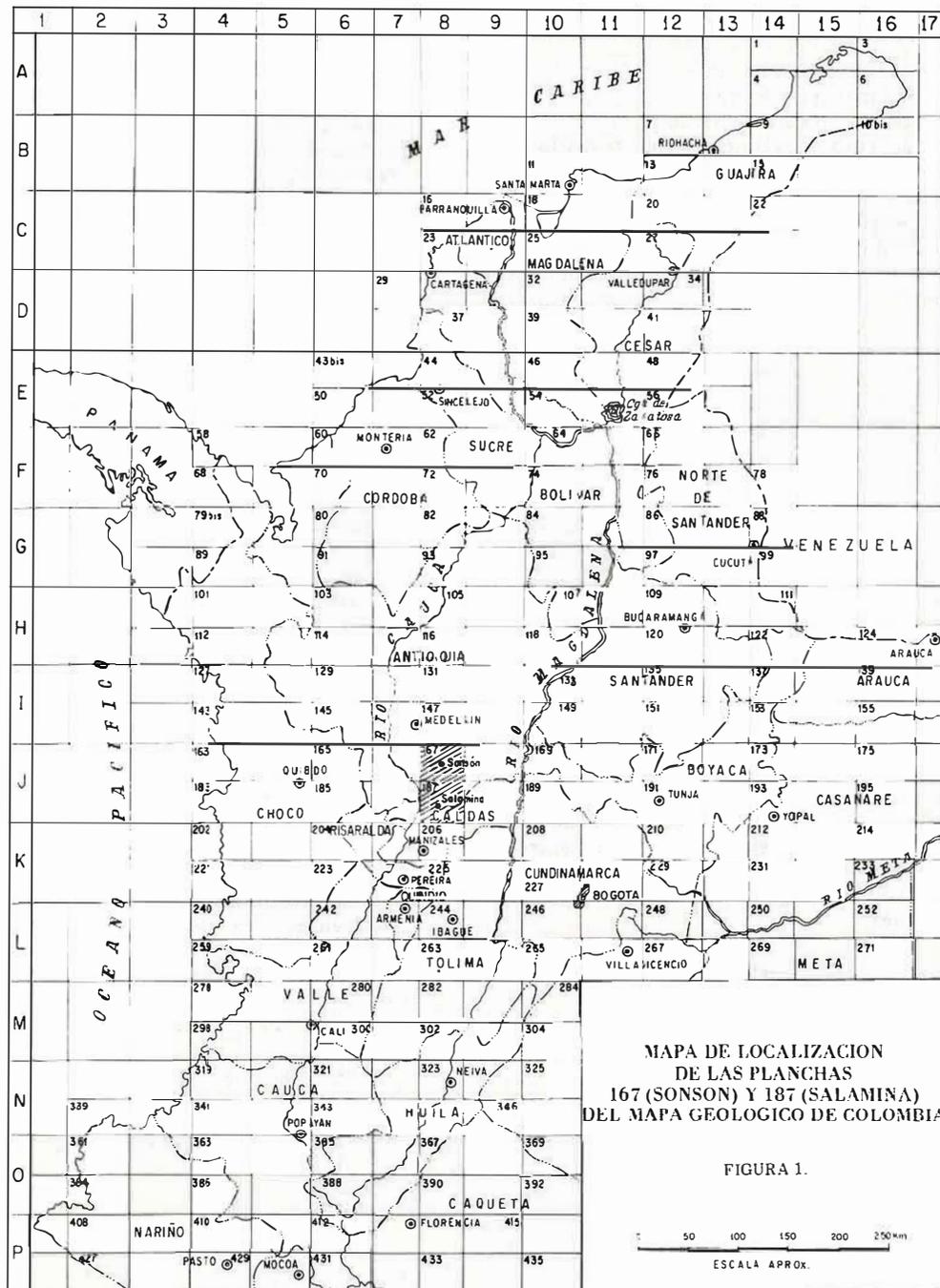


FIG. 1. MAPA DE LOCALIZACION DE LAS PLANCHAS 167 (SONSON) Y 187 (SALAMINA) DEL MAPA GEOLOGICO DE COLOMBIA

ESTACION	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	PRECIP. ANUAL PRM.	AÑOS
AGUADAS	47	75	111	185	199	161	125	140	162	231	211	95	1.742	1952 - 1969
AMAGA	83	136	145	244	281	188	173	231	194	240	248	159	2.322	1949 - 1960
ABEJORRAL	141	112	137	206	237	185	109	141	195	261	259	131	2.114	1949 - 1971
CARAMANTA	120	152	137	222	213	174	160	175	216	289	285	203	2.346	1949 - 1960
FREDONIA	71	76	103	145	180	172	149	168	192	221	221	126	1.824	1949 - 1974
STA. BARBARA	91	104	137	220	261	197	169	147	179	248	242	104	2.099	1949 - 1967
TAMESIS	118	143	152	225	292	301	192	270	280	344	308	195	2.820	1949 - 1967
ELCACIQUE (TAMESIS)	62	77	133	236	231	223	157	189	196	270	232	159	2.165	1957 - 1969
VENECIA	80	96	127	263	318	224	179	213	222	316	251	133	2.422	1951 - 1969

CUADRO 1. Promedios mensual y anual de lluvias (en mm) en algunos municipios, de las hojas 167 y 187 del Mapa Geológico de Colombia.

(Datos suministrados por Empresas Públicas de Medellín, Federación Nacional de Cafeteros e INTEGRAL).

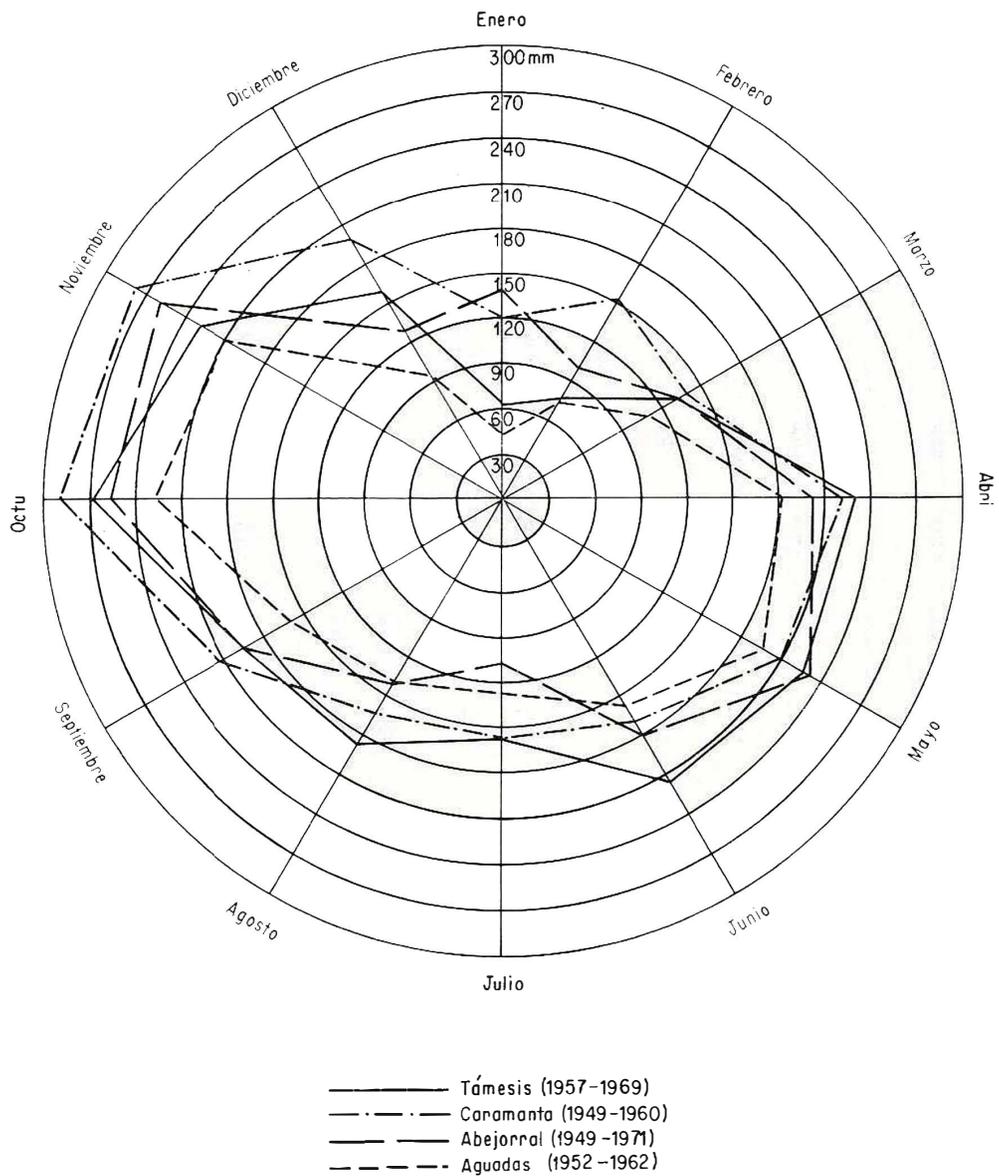


FIG. 2. GRAFICO PLUVIOMETRICO PARA LOS MUNICIPIOS DE TAMESIS, CARAMANTA, ABEJORRAL Y AGUADAS

cuatro factores: estructura de la roca, topografía, clima y vegetación. En el primer factor se incluye tanto la composición mineralógica como las características físicas (THORNBURY, 1969, p. 34-98): diaclasas, fracturas, cavidades, estratificación. En las rocas foliadas o estratificadas, la descomposición se efectúa a lo largo de los planos de foliación o estratificación, de una manera más o menos uniforme cuando la roca es de composición homogénea y en capas alternas cuando hay variaciones en la composición, especialmente en cuarcitas y esquistos bandeados. En las rocas masivas de composición homogénea, como la cuarzodiorita del Batolito de Sonsón y los pórfidos andesíticos, cuando no presentan un fracturamiento muy denso; la descomposición se efectúa a lo largo de diaclasas que controlan los niveles de erosión, dando bloques redondeados de roca relativamente fresca, rodeados por una costra delgada de roca parcialmente meteorizada.

Cuando las diaclasas o fracturas están dispuestas de una manera aproximadamente ortogonal (fig. 3), se facilita el ataque químico de aguas lluvias y la acción de otros agentes externos que ayudan a ensanchar las diaclasas, por donde luego circulan los agentes meteorizantes (fig. 3b); los vértices y aristas de los paralelepípedos, limitados por el conjunto de diaclasas, se alteran más intensamente por tener una mayor superficie expuesta a la meteorización y en consecuencia se van redondeando (fig. 3c). Este proceso se repite lentamente a medida que se separan las capas, observándose una mayor esfericidad hacia el centro (fig. 3d). En conjunto, este proceso recibe el nombre de esfoliación o meteorización esferoidal y es típico sobre el Batolito de Sonsón, y en los pórfidos andesíticos. Localmente estos bloques se acumulan en los lechos de las quebradas y ríos formando organales (BOTERO A, 1963, p. 32 - 35) como los de los ríos Sonsón, Samaná Sur y zonas de talud.

El espesor de la capa de rocas meteorizadas varía con la topografía, siendo más gruesa en las prominencias que en las depresiones donde el fracturamiento y la acción de los agentes de meteorización fueron menores; las fuertes pendientes que predominan en el área, aumentan considerablemente especialmente en las épocas de invierno la cantidad de material que es arrastrado por los ríos y quebradas, haciendo que éstos sean uno de los principales mode-

ladores del paisaje actual.

La región entre Pácora y Salamina está caracterizada por deslizamientos, producidos por movimientos intermitentes de suelo y masas de roca intensamente fracturada a lo largo de la zona de falla de la Falla de Romeral, ayudados por la fuerte pendiente del área y la inestabilidad geológica del terreno.

La meteorización forma una capa de saprolita arcillosa y suelo que cubren las rocas, pero que aún permiten identificar la roca de la cual se derivaron. Así por ejemplo, las diabasas y espilitas producen una saprolita arcillosa de color amarillo-rojizo cruzada por venillas negras debidas a concentración de óxidos de manganeso; los gabros y anfibolitas producen una saprolita de color pardo-oscuro; las cuarzodioritas dan una saprolita de color amarillo pálido con abundantes granos de cuarzo residual. Esto es importante, ya que en muchas áreas, debido a la intensa meteorización, solo es posible hacer la cartografía en base a la saprolita o suelos residuales.

0.3. POBLACION Y VIAS DE COMUNICACION

En el área estudiada, la población está concentrada en las cabeceras de los municipios, muchos de los cuales tienen una tasa negativa de crecimiento debido a la emigración del campesino hacia las grandes poblaciones. Grandes zonas en la parte este del área estudiada se encuentran despobladas, debido a la falta de vías de comunicación y a la mala calidad de las tierras para la agricultura tradicional.

Los principales municipios son: Salamina, Sonsón, Abejorral, La Ceja, Pácora y Pensilvania. El área está cruzada por varias carreteras en su mayor parte sin pavimentar, pero por lo general con buen afirmado que permite el tránsito normal durante todas las épocas del año. Para la gente que vive fuera de las cabeceras municipales, los caminos de herradura son la única vía de acceso a éstas.

0.4 ESTUDIOS ANTERIORES

Aunque ninguno de los trabajos anteriores en esta área discute la geología regional, existen algunos que han tratado de manera más o menos detallada algunas de las

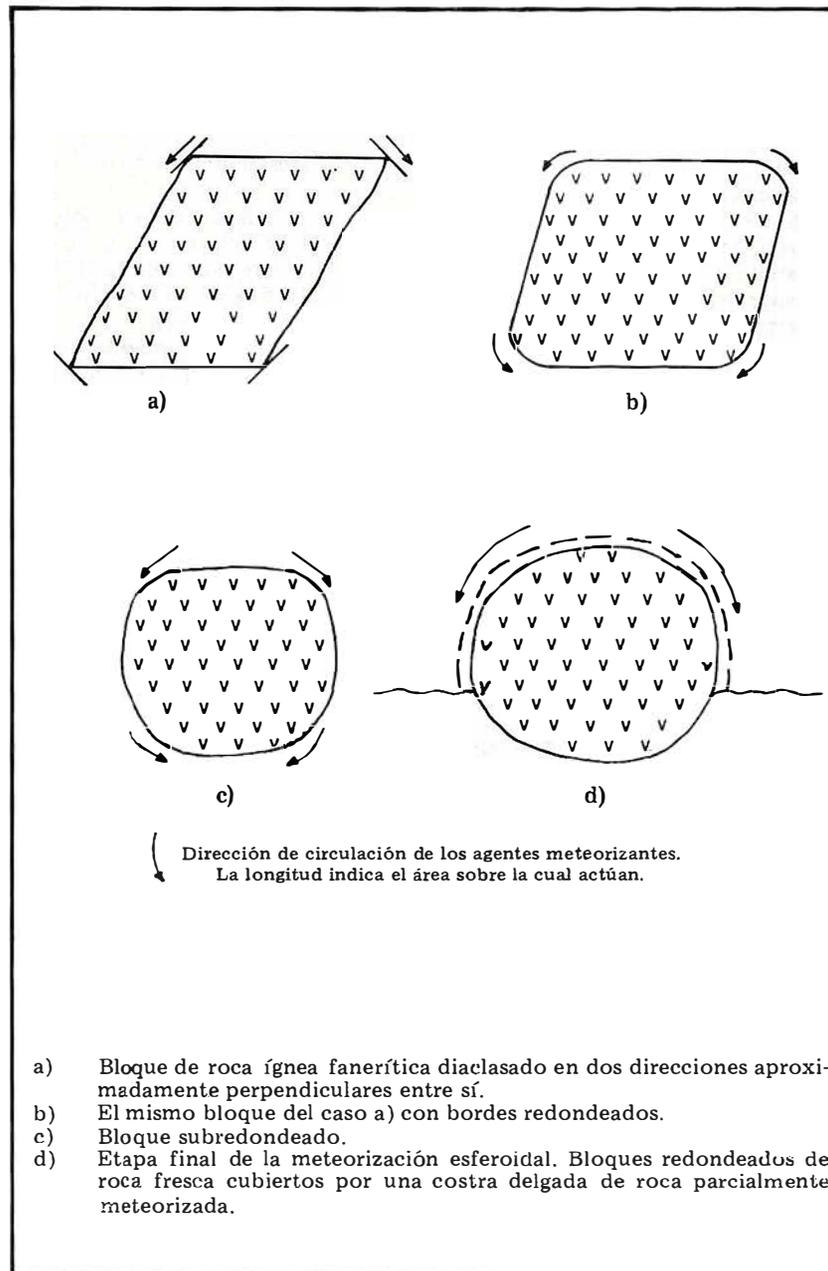


FIG. 3. PROCESO DE METEORIZACION ESFEROIDAL EN LA CUARZODIORITA DEL BATGLITO DE SONSON Y EN PORFIDOS ANDESITICOS-DIACITICOS.

unidades-roca que se encuentran en el área y sus relaciones con las unidades-roca adyacentes.

Karsten (1886) describió las rocas plutónicas del páramo de Sonsón y su prolongación 130 km al norte; Tulio Ospina (1911) resumió la geología del Departamento de Antioquia e hizo el primer intento de clasificar las rocas y depósitos minerales de Antioquia; Robert Scheibe (1919) hizo la clasificación macroscópica de las rocas encontradas en la sección río Arma - Sonsón - Abejorral - Santa Bárbara.

La geología de aproximadamente 100 km² en la parte este de la Plancha 167, fue estudiada y descrita en detalle por Emil Grosse (1926). Juan de la Cruz Posada (1936) hizo una descripción detallada de las anfibolitas y de las capas de cenizas volcánicas que se encuentran entre Sonsón y Abejorral. Gerardo Botero A. (1941, 1942) hizo la descripción geológica detallada de algunas de las unidades-roca que aparecen en este informe, incluyendo algunos análisis modales y normativos de muestras del Batolito de Sonsón (BOTERO, A., 1942). Hans Bürgl y Luigi Radelli (1962) describieron algunos fósiles encontrados en la Formación Abejorral; este último autor en sus trabajos (RADELLI, 1965 a, b, 1967) describe algunas de las unidades roca y sus relaciones.

Robert Hall (1970) hizo un estudio detallado de los depósitos minerales de importancia económica relativa conocidos en el área, dentro de los programas del antiguo Inventario Minero Nacional de la Zona II. Los demás estudios geológicos por lo general, están restringidos a estudios de minas de oro, a los depósitos de caolín de La Unión y al mercurio de Aranzazu, y ninguno de ellos incluye discusiones sobre la geología regional. La mayor parte de estos estudios se encuentran como informes, no publicados, del antiguo Servicio Geológico Nacional.

Algunos mapas geológicos publicados hasta la fecha de este informe, muestran la geología de parte del área (sur del Departamento de Antioquia); entre ellos merecen mencionarse, por el avance que significan en el conocimiento geológico del área, los de Tulio Ospina (1911), Emil Grosse (1926) y el del Servicio Geológico Nacional (1946).

Entre 1965 y 1969 la Facultad Nacional de Minas de Medellín hizo el levantamiento geológico del antiguo Cuadrángulo J-8 pero los resultados de este trabajo no han sido publicados.

Existen además algunos trabajos aislados, en áreas no mayores de 100 km², que han sido desarrollados como tesis de grado por estudiantes de la Facultad de Minas o como programas de investigación de algunos profesores de la misma Facultad.

0.5. METODOS DE TRABAJO

La información geológica, en su mayor parte, se tomó en afloramientos de roca relativamente fresca en los lechos de quebradas y ríos y en los cortes profundos de algunas carreteras y caminos. Debido a la intensa meteorización que afecta parte de las rocas en el área, se prefirió tomar siempre los datos en las quebradas y ríos, ya que allí debido a la erosión se encuentra roca más o menos fresca.

Los datos geológicos se colocaron sobre cartas preliminares del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) escala 1:25.000, pero la escala de trabajo en el campo es menor, ya que las transversas geológicas más próximas están separadas entre sí unos 2 km y solo donde se encontraron problemas geológicos específicos se hicieron más cerca.

Durante el trabajo de campo se describieron afloramientos y se recolectaron 4.650 muestras de roca; a 1.404 de ellas se les hizo posteriormente sección delgada.

Las descripciones de estas secciones delgadas se encuentran en las oficinas del INGEOMINAS Medellín, lo mismo que la descripción macroscópica de todas las muestras de roca colectadas.

La clasificación petrográfica usada en el presente informe se basa en las siguientes normas: las rocas ígneas se clasificaron de acuerdo a Wahlstrom (1947) con algunas modificaciones en el grupo de las rocas porfiríticas para las cuales se siguió la clasificación de Stringham (1966).

Las rocas metamórficas se clasificaron de acuerdo a su estructura, composición mineralógica y textura (TRAVIS, 1965);

la composición mineralógica se da de acuerdo a la abundancia relativa de los distintos minerales, incluyendo los minerales accesorios solo cuando estos tienen algún significado petrológico, especialmente en la definición de la facies de metamorfismo.

Las rocas que han sufrido predominantemente metamorfismo dinámico se clasificaron de acuerdo a la nomenclatura de Higgins (1971).

En las rocas sedimentarias se conserva en gran parte la clasificación de Pettijohn (1949) aunque debido al grano tan fino en muchas de ellas, a pesar de tener la sección delgada, es difícil determinar exactamente su composición mineralógica.

Se hicieron análisis modales de algunas rocas faneríticas y de algunas rocas porfiríticas.

Simultáneamente con la cartografía geológica, excepto en la parte noreste donde predominan rocas metamórficas, se hizo un muestreo geoquímico regional con base en sedimentos finos de corriente, concentrados de batea y algunas muestras de roca; los resultados se consignan en el capítulo sobre prospección geoquímica.

No se hizo un estudio detallado de los depósitos minerales que se encuentran en el área ya que estos habían sido descritos por Hall (1970). Sin embargo, en el capítulo sobre Geología Económica se describen las características principales de éstos.

Debido a su importancia geológica y/o económica y con el fin de que se puedan visualizar más fácilmente, algunos cuerpos de serpentinita y mármol aparecen en las planchas, de mayor tamaño del que en realidad tienen en el campo.

Con base en los análisis de secciones delgadas de las rocas metamórficas, se trazaron las isógradas de metamorfismo uniendo los puntos donde aparecen por primera vez los minerales índices de cada una de las zonas de metamorfismo.

En este informe, las palabras temprano, medio y tardío designan subdivisiones de períodos geológicos y las palabras inferior, medio y superior la posición relativa de estratos en la columna estratigráfica.

0.6 AGRADECIMIENTOS

El autor ante todo quiere manifestar su agradecimiento al grupo de geólogos que realizaron el trabajo de campo y sin cuya ayuda hubiera sido imposible llevar a cabo este trabajo (ver fig. 4).

Las secciones delgadas fueron elaboradas en los laboratorios del INGEOMINAS en Bogotá bajo la dirección del señor Humberto Villegas. Los análisis químicos, tanto de espectrografía como por vía húmeda, fueron elaborados por la Subdirección de Investigaciones Químicas del INGEOMINAS por los químicos D. Monsalve, F. Roa, V. J. García, Y. de Sánchez e I. Coronado. Los fósiles fueron identificados por los geólogos Diana Gutiérrez y Hermann Duque del INGEOMINAS, por el profesor Gerardo Botero A. de la Facultad Nacional de Minas y por el profesor Ives Lemoigne de la Universidad de Lyon-Francia. El geólogo Taissir Kassem hizo la fotointerpretación preliminar de la parte sur del área estudiada, antes del trabajo de campo, y la fotointerpretación tectónica total del área.

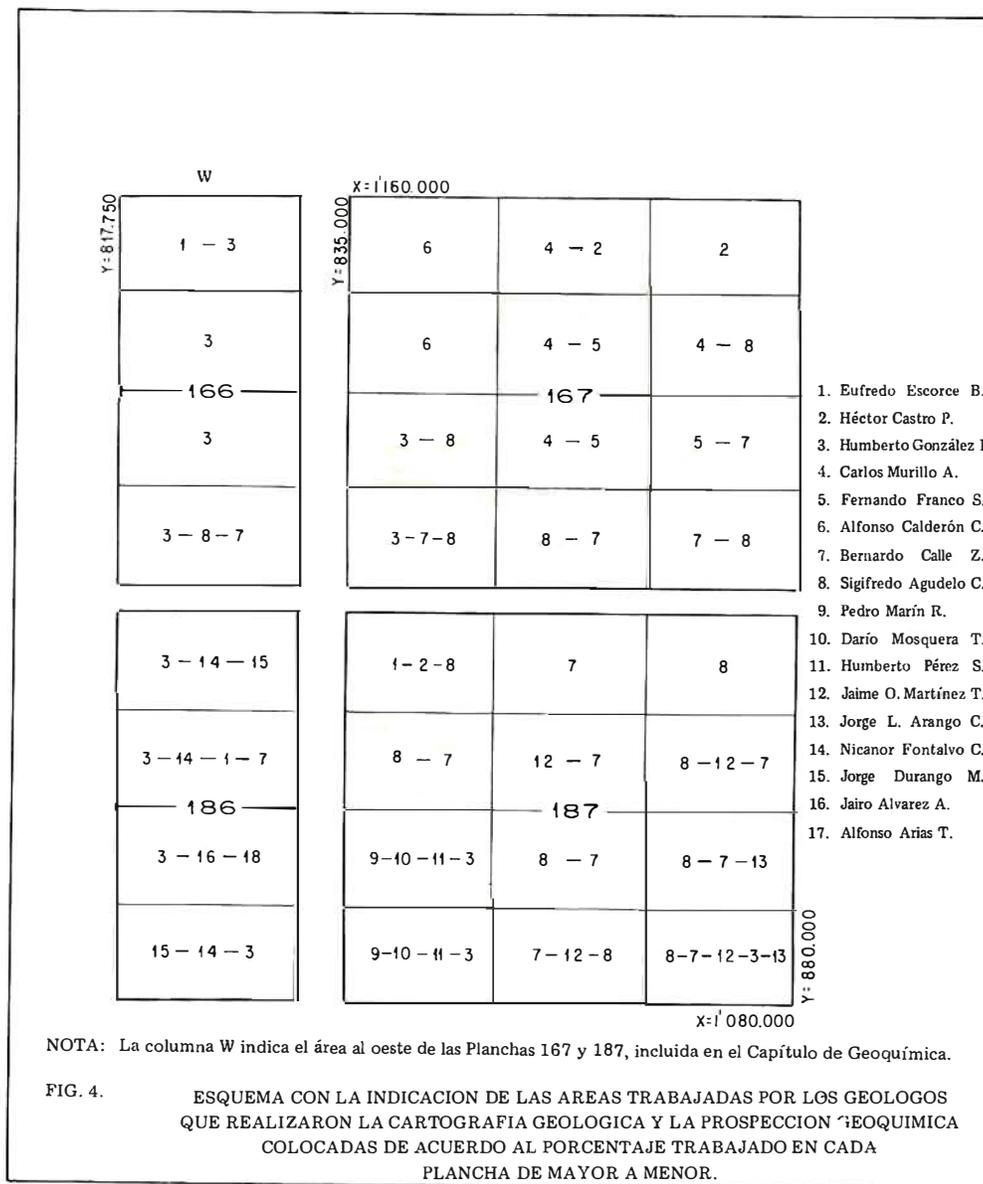
Las determinaciones radiométricas fueron hechas por los laboratorios del Servicio Geológico Americano en Denver, Colorado.

El geólogo Carlos Jairo Vesga colaboró en el trazado de las isógradas de metamorfismo y sus sugerencias fueron de gran utilidad en la elaboración del presente informe.

El geólogo Octavio Ramírez A., antiguo Jefe Regional de INGEOMINAS Medellín, contribuyó con sus sugerencias durante los trabajos de campo y posteriormente con la organización, discusión y primera revisión del informe correspondiente al Cuadrángulo J-8, con base en el cual se elaboró el presente trabajo.

Se agradece al geólogo G. Guarín C. las sugerencias para la elaboración del capítulo sobre geoquímica.

Gran parte del trabajo de campo no hubiese sido posible sin la colaboración de los campesinos y propietarios de fincas, pero son numerosos para poder mencionarlos individualmente.



1. ROCAS METAMORFICAS METAMORFISMO

Rocas metamórficas de diferente grado de metamorfismo afloran aproximadamente en el 50% del área cartografiada y son el producto de metamorfismo regional o de contacto de intensidad muy variable. Rocas similares forman la mayor parte de la Cordillera Central (Servicio Geológico Nacional, 1946 - 1962).

Durante la cartografía se escogieron los siguientes grupos químicos siguiendo el modelo propuesto por Turner (1968):

- Grupo pelítico: esquistos cuarzo-sericíticos, esquistos grafiticos.
- Grupo máfico: anfibolitas, esquistos verdes.
- Grupo calcáreo: esquistos calcáreos, mármoles.
- Grupo cuarzoso: cuarcitas, cuarcitas biotíticas, esquistos cuarzosos, neises cuarzosos.

Sin embargo, en algunas zonas, debido a la mezcla íntima de esquistos sericíticos y verdes fue necesario definir una nueva unidad denominada "esquistos intercalados", con las características químicas de los grupos pelítico y máfico.

El estudio detallado de los distintos grupos muestra las relaciones muy estrechas entre ellos. Los esquistos verdes pasan gradualmente a esquistos grafiticos por la acumulación de grafito, acompañado simultáneamente por la sustitución gradual de albita por cuarzo y la disminución de la epidota hasta desaparecer totalmente. En los esquistos grafiticos, la clorita va siendo reemplazada por sericita.

Los esquistos grafiticos pasan gradualmente a esquistos cuarzosos y a sus equivalentes de más alto grado de metamorfismo como son las cuarcitas biotíticas, debido al aumento en el contenido de cuarzo que va reemplazando los otros componentes.

Es claro que estas alteraciones y cambios graduales se deben a cambios en las condiciones de sedimentación original, que se manifestaron de una manera más evidente después de una fase orogénica, cuyo metamorfismo produjo rocas muy diferentes.

La sedimentación en la cuenca geosinclinal que dió origen a las rocas metamórficas de la Cordillera Central, estuvo determinada por la alternancia o combinación de los siguientes factores:

- a) Sedimentación arcillosa, a veces con abundante materia carbonosa.
- b) Precipitación de material silicoso, con contaminación arcillo-carbonosa.
- c) Derrames tobáceos.

Por lo tanto el bandeo composicional a escala regional de las rocas metamórficas de bajo grado, es heredado en gran parte de la estratificación en las rocas sedimentarias originales, mientras que en el bandeo composicional en pequeña escala, característico de algunas zonas migmatíticas y de las anfibolitas, pudo haberse formado por diferenciación metamórfica.

El espesor de los sedimentos originales es difícil de determinar, pues la secuencia resultante del metamorfismo está intensamente plegada, produciendo cambios en el espesor de las distintas unidades y además carece de unidades guía.

La composición notablemente uniforme de las capas individuales, la estratificación finamente laminada y el tamaño del grano, sugieren una depositación en una gran cuenca de agua profunda (FEININGER et al, 1972), con cambios laterales en las facies sedimentarias, bajo condiciones anaeróbicas como lo indica la abundancia de grafito y piritita en las rocas pelíticas.

La franja de rocas metamórficas que se encuentra al oeste de la Falla de Romeral, presenta un grado de metamorfismo más bajo que el resto de las unidades; aún puede observarse la textura clástica del sedimento original y no tiene una relación directa con las otras rocas del área, por lo cual podría representar una secuencia sedimentaria diferente. Sin embargo, en la franja al oeste de Pensilvania (Pl. 187, G-9, H-9), con las mismas características texturales y de metamorfismo que la anterior, las relaciones de campo indican que corresponde a la parte superior de la secuencia metamórfica y que el cambio en la intensidad del metamorfismo, se debe a la posición estructural más alta dentro de la pila sedimentaria original duran-

te el evento metamórfico y que posteriormente, la diferencia en el nivel de erosión ha dejado al descubierto los dos conjuntos de rocas.

La presencia de dos direcciones de esquistosidad en la mayor parte de las rocas metamórficas, indica que hubo al menos dos períodos de deformación tectónica y además, que el emplazamiento en el Mesozoico medio y superior de grandes masas ígneas, batolitos de Sonsón y Antioqueño, superpuso efectos térmicos sobre los dinamo-térmicos, siendo difícil separar unos de otros.

El metamorfismo que afecta a las rocas más antiguas de la Cordillera Central ha destruido las evidencias fósiles que podrían determinar la edad de estas rocas. Sin embargo, relaciones indirectas indican que el metamorfismo de estas rocas es al menos del Paleozoico tardío. Rocas de bajo grado de metamorfismo son intruidas, al oeste (Pl. 167, B-1) por el stock de Amagá cuya edad fue determinada en 215 ± 7 m.a. (PEREZ A., 1967).

Las rocas metamórficas en el área de este trabajo, pueden correlacionarse con el Grupo Cajamarca (NELSON, 1957), con el Grupo Ayurá - Montebello (BOTERO A., 1963) y con el Grupo Valdivia (HALL, et al, 1972) que han sido considerados por los respectivos autores como del Paleozoico. Con respecto a las rocas metamórficas de la Cordillera Central, descritas por Feininger y otros (1972), las rocas de esta área, exceptuando las migmatitas, presentan un grado de metamorfismo más bajo. Por lo tanto y aunque no existe certeza con respecto a la sedimentación en la Cordillera Central, se puede considerar que las rocas metamórficas son pre-triásicas y que los sedimentos que las originaron son al menos del Paleozoico tardío; es además probable que en algunas localidades, dentro del conjunto migmatítico afloran rocas precámbricas, pero con los datos existentes hasta el momento no es posible determinar esto con exactitud.

1.1. PRECAMBRICO (?) - PALEOZOICO TEMPRANO

1.1.1. MIGMATITAS

Al empezar el trabajo de cartografía, la unidad denominada migmatitas se dividió en dos grupos: neises cuarzo-feldespáti-

cos de características ígneas (ortoneises) y neises aluminicos (paraneises). Sin embargo, debido a las complicaciones estructurales y a la escala de trabajo, no fue posible seguir esta diferenciación y se decidió considerar una sola unidad, denominada migmatitas, que incluye los dos tipos de neises y algunas zonas esquistosas y anfíbolitas cuyo espesor no es mayor de 5 m.

Las migmatitas cubren un área de 170 km^2 en la Plancha 167, cuadrículas A-1 a 6, B-1 a 6, C-1 a 6 y D-1 a 6. Los mejores afloramientos se encuentran en el Río La Miel (A-1, A-2), en la Quebrada Hondita (B-1, B-2), en la carretera que conduce de La Ceja a San José (A-2, B-2, B-3), en el Río Buey cerca a El Zancudo (C-3), en el camino Retiro - Alto de Minas (A-1) y en el carretable La Ceja - El Zancudo (B-3, C-3) arriba del Alto de El Buey.

La mayor parte de las rocas de esta unidad se encuentran intensamente meteorizadas y afloramientos de roca relativamente fresca solo se encuentran en el cauce de quebradas y ríos donde la erosión ha eliminado la cubierta de roca meteorizada. Sin embargo, la saprolita residual conserva en gran parte la estructura de la roca original. El color de la saprolita varía de amarillo rojizo, para los paraneises biotíticos, a crema moteada de rojo para los ortoneis graníticos; las zonas de anfíbolita dan una arcilla de color rojizo ladrillo.

En la descripción de este cuerpo, todos los términos empleados son descriptivos y no implican relaciones genéticas ya que solo un estudio mineralógico y geoquímico muy detallado, podría indicarnos la dirección en que tuvo lugar el reemplazamiento.

Los componentes esenciales de las migmatitas son:

- Paleosoma: constituido por rocas metamórficas de origen pelítico.
- Neosoma: constituido por rocas de fábrica granítica y composición granito y granodiorita con zonas aplíticas y pegmatíticas en el Río Piedras (Pl. 167, C-3).

Cinco estructuras predominan dentro del cuerpo de migmatitas:

- Agmatítica: cuando formas irregulares o fragmentos del paleosoma están rodeados por venas delgadas del neosoma

(Fig.5a); se observa principalmente en el Río La Miel (A-1, A-2) y al oeste del Río Piedras (C-3, C-4).

Dictonítica: cuando el paleosoma está cortado por una red de venas del neosoma (Fig. 5b). Ocurre en la zona de aplitas y pegmatitas en el borde sur del cuerpo y en este caso, la composición del neosoma es aplítica a pegmatítica, mostrando localmente deformación posterior a la cristalización. Esta estructura también se presenta en algunos ortoneises plegados del Río Buey (C-3).

Bandeada: está caracterizada por capas oscuras de anfibolita y capas claras de ortoneis granodiorítico, por lo general paralelas a la estructura del paleosoma (Fig. 5 c).

Se encuentra especialmente en Río La Miel y en los carretables La Ceja - San José y La Ceja - El Zancudo.

Augen: el neosoma está disperso dentro del paleosoma de una manera irregular (Fig. 5d), formando lentes algunas veces orientados con su dimensión mayor paralela a la foliación general del conjunto. Esta estructura aparece especialmente cerca a El Retiro (A-1).

Pliegues ptigmáticos bandas irregulares de leucosoma aparecen intensamente plegadas y replegadas dentro del paleosoma que por lo general no muestra ninguna deformación (Fig. 5e). Esta estructura es común en toda la zona de migmatitas pero su ocurrencia es local.

Debido a las variaciones en la estructura del cuerpo de migmatitas, las características texturales del paleosoma y del neosoma varían considerablemente, aunque por lo general la composición es relativamente homogénea, especialmente en el paleosoma.

En el área cartografiada originalmente como ortoneis, puede hacerse una distinción clara entre el leucosoma y el melanosoma. El leucosoma, parte clara del neosoma, tiene textura hipidioblástica y está compuesto por cuarzo y plagioclasa.

El cuarzo es anhedral y se presenta en varias formas:

Cuarzo anhedral de formas más o menos redondeadas, por lo general incluido en feldespato y a veces en agregados marcando los bordes del leucosoma en el contacto con el paleosoma.

Cuarzo intersticial en agregados irregulares entre megacristales de feldespato. Está caracterizado por la forma cóncava de los granos considerados individualmente.

Cuarzo de reemplazamiento. En este caso los bordes de los cristales son irregulares y curvados.

La plagioclasa, de composición variable entre An_8 y An_{30} (Fig. 6), tiene por lo general formas isométricas hasta tabulares, especialmente en las zonas pegmatíticas; por lo general es ópticamente uniforme y a veces muestra un débil zonamiento inverso, con el núcleo más sódico que los bordes. El feldespato potásico es por lo general más xenoblástico que la plagioclasa y en parte es intersticial entre la plagioclasa y tiene tendencia a formar porfiroblastos, especialmente donde predomina la estructura augen en las migmatitas, y contiene numerosas inclusiones de los otros componentes. La composición varía de ortosa a microclina. En el leucosoma de composición granítica, son abundantes zonas de pertita y mirmequita.

En los lentes de anfibolita, el leucosoma está constituido esencialmente por plagioclasa hipidioblástica equigranular, con algo de cuarzo anhedral como accesorio; en algunos casos, la plagioclasa muestra zonamiento débil.

La composición y la textura del melanosoma son mucho más variables que las del leucosoma y está constituido esencialmente por biotita, granate, sillimanita por lo general sericitizada y variedad fibrolita, andalucita sericitizada, cordierita pinitizada y accesorios tales como zircón, apatito y minerales opacos. Por lo general, el melanosoma contiene algo de cuarzo.

La biotita es generalmente el principal mineral en el melanosoma y se encuentra en láminas subhedrales gruesas, con abundantes inclusiones de zircón con halo pleocroico fuerte y de apatito y los bordes están marcados por cristales elongados de ilmenita. La sillimanita se encuentra íntimamente asociada a la biotita, en tanto que la cordierita

se encuentra hacia el contacto con el leucosoma y la andalucita ocurre en microporfiroblastos.

En algunas áreas, como en el carreteable La Ceja - El Zancudo y el Río Buey, no está bien definida la separación entre el leucosoma y el melanosoma. Macroscópicamente la roca se caracteriza por una estructura difusa, entre porciones de roca que tienen textura y composición similar; la textura por lo general es la de la roca plutónica equivalente, panidiomórfica a hipidiomórfica decreciendo el idiomorfismo según la secuencia de cristalización de Rosenbusch. La plagioclasa es idiomórfica, bien maclada según leyes de albita y albita-carlsbad, de hábito tabular, algunos cristales ligeramente zonados con bordes más sódicos que el núcleo y la composición varía entre An_{24} y An_{34} (Fig.6). El feldespato potásico es por lo general microclina bien maclada, subidiomórfica y en parte xenomórfica cuando es intersticial; el cuarzo es anhedral, parte en agregados y parte intersticial. La biotita se encuentra en láminas subhedrales pleocroicas de $X = \text{amarillo}$, $Y=Z = \text{pardo rojizo}$ con inclusiones de apatito y de zircón con halo pleocroico fuerte. Es común encontrar cristales gris verdosos de pinita pseudomorfa según cordierita.

En la Figura 7 se pueden observar análisis modales de los paraneises, de los ortoneises y de algunas muestras de anfibolita del conjunto migmatítico.

Áreas dispersas de neises, localmente con características migmatíticas, se encuentran en el contacto del neis intrusivo de Abejorral y esquistos cuarzo-sericiticos (Pl. 167, D-4, E-4, F-4, G-4). Estas zonas están formadas por neises, esquistos micáceos de color gris plata, localmente con porfiroblastos de granate y andalucita parcial o totalmente sericitizada.

Los neises feldespáticos y aluminicos que forman en conjunto las migmatitas, por relaciones de campo, subyacen un pequeño cuerpo de cuarcitas de más bajo grado de metamorfismo.

Estas relaciones indican que las migmatitas son las rocas más antiguas en el área y si consideramos el metamorfismo de las cuarcitas como del Paleozoico tardío (FEININGER, et al, 1972), entonces las migmatitas serían del Paleozoico temprano-

Precámbrico, Hall et al. (1972) consideran que el paraneis micáceo, que hace parte del Complejo de Puquí de características muy similares al conjunto migmatítico, puede ser del Paleozoico temprano-Precámbrico (?).

1.2. PALEOZOICO MEDIO - PALEOZOICO TARDIO

1.2.1. ESQUISTOS CUARZO-SERICITICOS

Los esquistos cuarzo - sericiticos, conocidos en el campo con el nombre de esquistos negros debido a su color, se encuentran distribuidos en cuatro grandes áreas así:

Al sur de Montebello en una franja de dirección $N30^{\circ}W$ con 30 km de largo por 4 a 6 km de ancho. Excelentes afloramientos se encuentran en la Plancha 167, en las quebradas Juntas y Balsos, carretera Montebello - El Aguacate (C-2), carretera El Cairo - La Cantera (D-2) y Quebrada El Aguacate (E-2).

Al sur de La Unión se encuentra en su mayor extensión, aflorando casi continuamente en un área de 350 km^2 . Muy buenos afloramientos se encuentran en Río Aures (F-5, G-6), Río Buey (D-4, 5, 6), Quebrada San Antonio (D-8, 9), Quebrada Angostura, carretera Mesopotamia - Abejorral (E-4, 5; F-4), carretera La Unión-Sonsón (E-6; F-6) y Río Sonsón (H-5). (ver Pl.167).

— En el extremo sureste de la Plancha 187 en las cuadrículas C-9; D-9; E-8, 9; F-9; H-9, formando una franja de dirección $N30^{\circ}E$ limitada por cuarcitas en su parte oeste. Excelentes afloramientos se encuentran en Río Pensilvania (G-9), Río Samaná (D-9), Quebrada La Torre (F-9), Quebrada La Cascada (F-9).

— Como un gran techo pendiente de forma elongada en el Ratolito de Sonsón (Pl.187, C-5, 6; D-5, 6). Buenos afloramientos se encuentran en la parte alta del Río Perillo (C-6) y en el Río San Pedro (D-6).

Los esquistos cuarzo-sericiticos son rocas finamente laminadas en capas de 3 a 5 mm de espesor, por lo general replegados y con venas de cuarzo lechoso de 0,1 a 10 cm de espesor paralelas a la foliación y que se acomodan, por lo general, a la forma de los plegamientos, indicando que el plegamiento de los esquistos fue posterior o contemporáneo con el plegamiento regional.

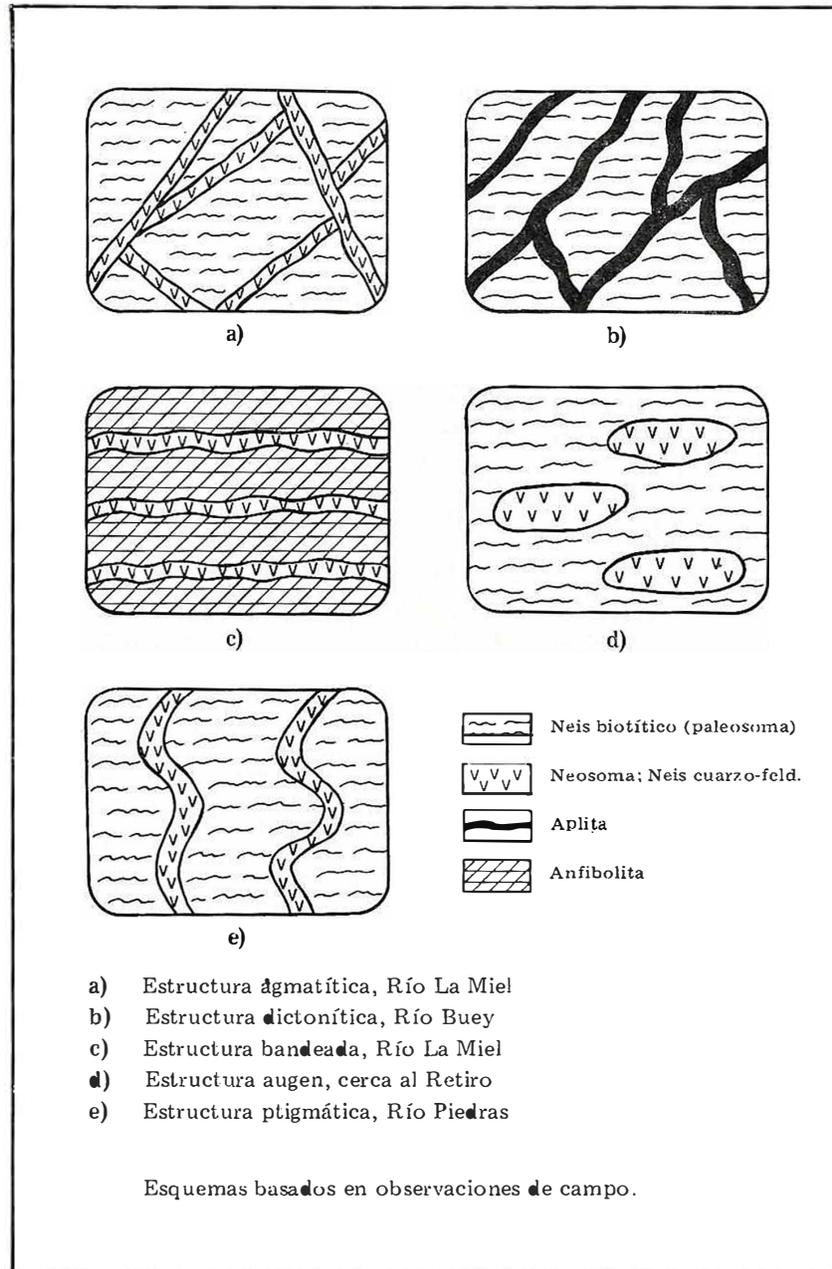


FIG. 5. ESQUEMAS DE ESTRUCTURAS EN LAS MIGMATITAS DE LA PARTE NORTE DE LA PLANCHA 167 (SONSON)

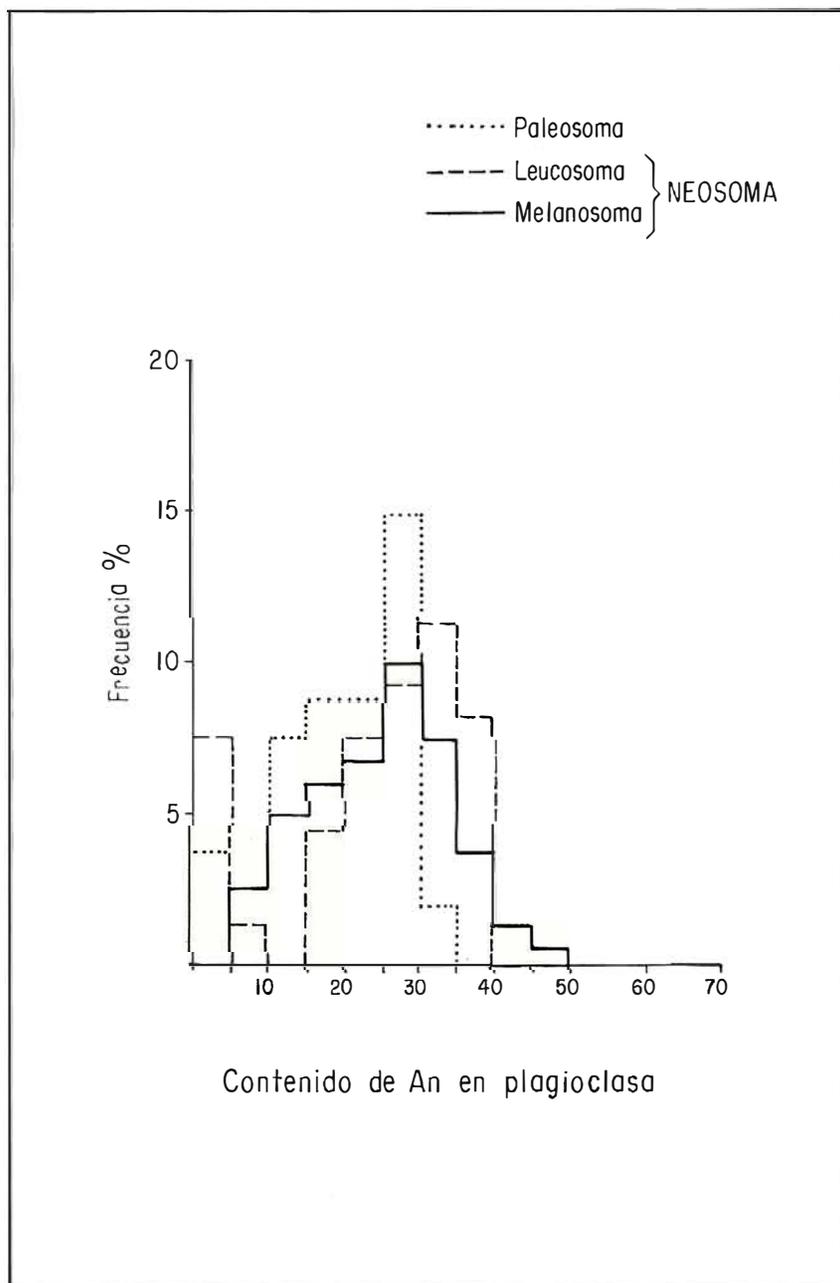


FIG. 6. DIAGRAMA DE DISTRIBUCION DEL CONTENIDO DE An DE LA PLAGIOCLASA EN EL PALEOSOMA COMPARADO CON EL CONTENIDO EN EL NESOMA PARA LAS MIGMATITAS DE LA PLANCHA 167 (SONSON)

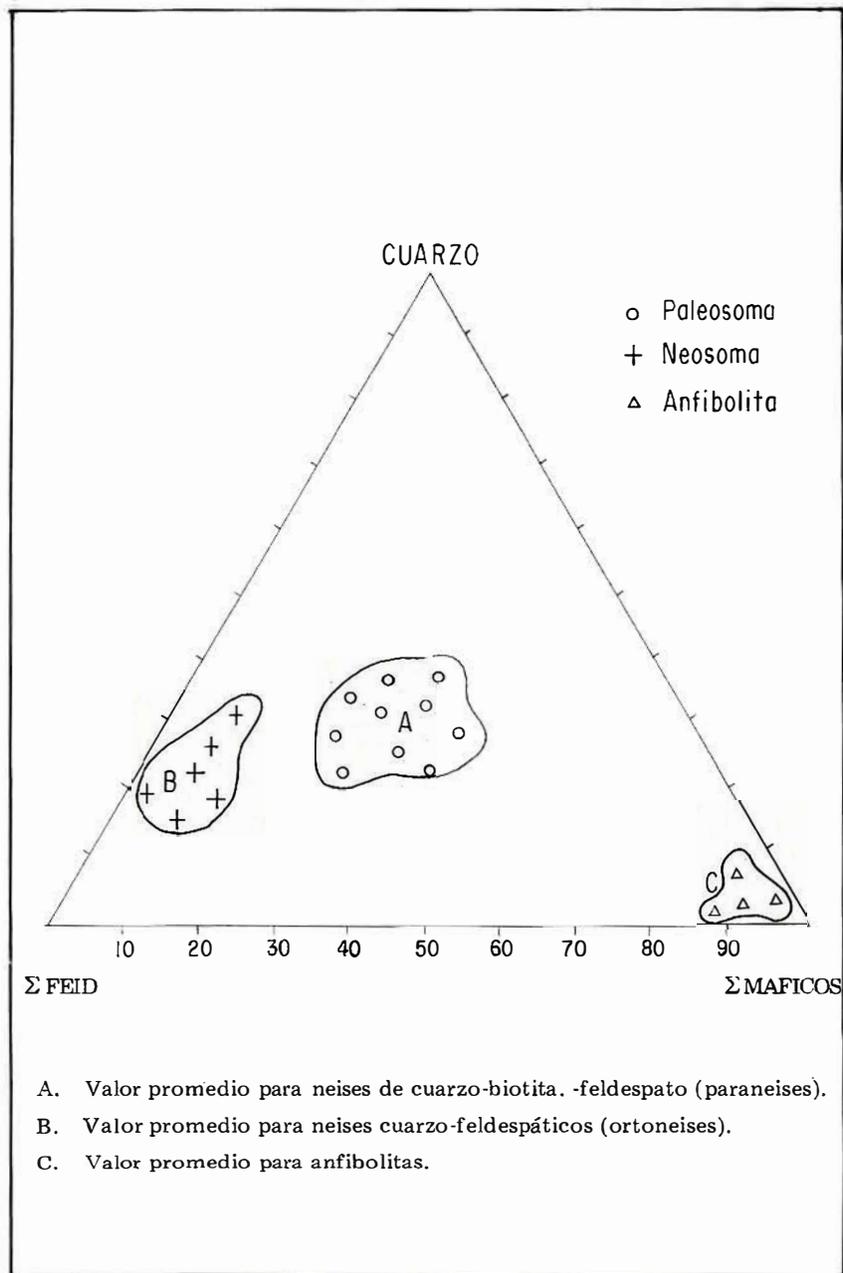


FIG. 7. ANALISIS MINERALOGICOS CUANTITATIVOS DE LAS MIGMATITAS DE LA PLANCHA 167 (SONSON)

La roca está compuesta por cuarzo-sericita, con cantidades menores de clorita, biotita, grafito, plagioclasa (principalmente albita) y como accesorios comunes turmalina, zircón, apatito y minerales opacos. Presenta por lo general una buena segregación metamórfica, definida por capas de 1 a 3 mm de espesor de micas y grafito, separadas por bandas de cuarzo granoblástico.

El porcentaje de sericita es mayor que el del cuarzo, y el grafito que le da el color negro a la roca alcanza hasta un 10% y está siempre asociado a las bandas micáceas.

Aunque no se hizo un estudio detallado de petrofábrica, se pudo observar que, por lo general, el eje de los plegamientos coincide en dirección con los planos de foliación.

Andalucita es un mineral de distribución amplia en este tipo de esquistos aunque probablemente, en su mayor parte, es de metamorfismo de contacto ya que tiende a aparecer relativamente cerca a los cuerpos ígneos en la Plancha 167, A-9, D-9, y en la Plancha 187, B-9. Se encuentra en porfiroblastos parcial o totalmente sericitizados, de tamaño variable y en la mayoría de los casos con sus ejes rotados con respecto a la dirección general de la foliación.

Aunque en el mapa geológico (Plancha 167) se muestran los esquistos cuarzo-sericíticos como una unidad homogénea, en el campo muestra variaciones tanto estructurales como de composición y en algunas áreas, intercalaciones de esquistos verdes. La estructura de esquistos, es localmente néisica, hasta pizarrosa pasando por filitas, mientras que en la composición muestra cambios transicionales a cuarcitas, por aumento en el contenido de cuarzo, a esquistos verdes por aumento en el contenido de clorita, y a esquistos micáceos por el aumento en el contenido de muscovita como en la Quebrada Daza (Pl. 167, E-1, 2).

1.2.2. ESQUISTOS MICACEOS DE LA QUEBRADA DAZA

Estos esquistos, aunque han sido considerados dentro de los esquistos cuarzo-sericíticos, presentan algunas características que los diferencian de éstos. La roca predominante es un micaesquisto granoblástico de grano fino, fuertemente foliado, en algunos

lugares con lineación bien definida y con numerosas venas de cuarzo lechoso. El bandeamiento está definido por la alternancia de capas micáceas de color oscuro y de capas de cuarzo y plagioclasa de tonalidad más clara. La roca tiene un color gris verdoso y las superficies de esfoliación tienen brillo plateado. Nódulos de plagioclasa de 1 a 2 mm son abundantes en algunas capas y faltan en otras.

Microscópicamente son rocas granoblásticas, mientras que el esquisto cuarzo-sericítico típico es heteroblástico; el tamaño medio de los granos de cuarzo (0,2 - 0,3 mm) es mayor que en los esquistos negros y las láminas de muscovita son relativamente grandes (promedio 0,3 mm, alcanzando hasta 1 mm); la clorita se presenta en láminas similares en aspecto y orientación a las de muscovita y se intercala con ésta, aunque en algunas muestras tiende a agruparse en los ejes de los microplegamientos.

Los nódulos de plagioclasa (albita-oligoclasa) tienen forma ovalada y están compuestos por cristales subidiomórficos, algunas veces maclados según carlsbad.

El granate es un accesorio característico de estos esquistos y se encuentra en microporfiroblastos idiomórficos relativamente abundantes; su composición parece corresponder a espesartita.

El tamaño de los minerales accesorios es mayor que en los esquistos negros, aunque presentan una distribución más irregular y el grafito desaparece casi totalmente.

En conjunto, los esquistos cuarzo-sericíticos incluyendo los de la Quebrada Daza, parecen haberse derivado de limolitas y lutitas (shales) por metamorfismo regional de bajo grado, conservándose en algunas de las rocas menos metamorfosadas, restos de la textura clástica original indicando claramente un origen sedimentario y donde la laminación se deriva de la estratificación rítmica original en el sedimento.

Por disminución en el contenido de grafito, los esquistos cuarzo-sericíticos pasan a filitas y por una recristalización más intensa, acompañada por lo general de la formación de biotita, pasan a cuarcitas micáceas.

1.2.3. ESQUISTOS VERDES

Los esquistos verdes se encuentran formando las siguientes franjas o zonas definidas.

- En una banda angosta y alargada al sureste de Santa Bárbara (Pl.167, E-1, 2; F-1) y que se extiende hasta el Río Arma (Pl. 187, A-3), con buenos afloramientos en el camino Pantanillo - El Oro (Pl. 167-G-2; H-1, 2), Río Arma (H-2), Cañada Hornos (H-2), Quebrada El Reposo (G-2), Quebrada Congoja (H-2).
- Como capas intercaladas en esquistos cuarzo-sericíticos. Por lo general tiene dirección N-S. Buenos ejemplos se encuentran en: Río Buey (C-3), Río Aures (G-5), carretera Sonsón - Río Arma (H-5) y en el Río Sonsón (H-5, 6), en la Plancha 167.
- Como una franja en contacto discordante y/o fallado con sedimentos cretáceos al norte de Aguadas (Pl. 187, A-3; B-3) y al este de esta misma población en A-4, 5, 6; B-5, 6 Buenos afloramientos se encuentran en Quebrada La Floresta (Pl. 187, D-4), Río Arma y camino Boquerón - Río Arma.

En conjunto estos esquistos se distinguen por su color verdoso en tonos claros y oscuros; son rocas macizas con esquistosidad bien definida, que se confunde con los planos de diaclasamiento cuando son ricas en anfíbol-epidota y se van haciendo finamente laminadas, con estructura filítica, a medida que estos minerales son reemplazados por clorita. Esto puede observarse claramente sobre el Río Buey, abajo de Mesopotamia (Pl. 167, D-6).

Microscópicamente tienen textura nematoblástica a hipidioblástica con bandeamiento composicional definido por capas de albíta de 1 mm más o menos, separadas por capas de igual espesor de actinolita, epidota y/o clorita.

Como minerales accesorios se encuentran calcita, esfena, cuarzo, magnetita, piritita y ocasionalmente mica blanca.

La actinolita se encuentra en prismas alargados de terminación fibrosa, de color verde pálido con pleocroísmo débil, X = amarillo pálido a incolora, Y = amarillo

verdoso, Z = verde pálido. La epidota por lo general es granoblástica. La plagioclasa varía en composición de albíta a oligoclasa sódica y por lo general no se encuentra maclada. La mica blanca presente tiene por lo general un color verde pálido y se encuentra asociada a las bandas oscuras.

En el Cuadro 2 se pueden observar algunos análisis químicos y modales de rocas de este grupo. Como puede verse, corresponden a típicas prasinitas donde los minerales verdes epidota, clorita, anfíbol están en proporciones similares.

Cerca al contacto con los batolitos Antioqueño y de Sonsón, existen zonas de esquistos verdes porfiroblásticos y de cornubianitas hornbléndicas, ocasionalmente con diópsido y granate, provenientes de estos mismos esquistos. Estas rocas se describen más adelante.

La deficiencia de sílice, el exceso en magnesio y calcio (Cuadro 2) y además su alternancia concordante con esquistos cuarzo sericíticos, cuyo origen es claramente sedimentario, hace pensar que los esquistos verdes se originaron en eventos volcánicos que alternaron con la depositación de sedimentos en una cuenca geosinclinal (NELSON, 1962). Esta secuencia fue sometida a un metamorfismo regional de bajo grado, dando origen a las intercalaciones de esquistos cuarzo-sericíticos provenientes de los sedimentos y de esquistos verdes provenientes de los derrames volcánicos.

Se ha pensado que estos esquistos se pudieran haber originado en flujos submarinos, pero es difícil explicar cómo un metamorfismo dinamo-térmico de bajo grado, como el indicado por la composición actual de estos esquistos, haya podido destruir totalmente la textura y la composición de la roca original y la intercalación, desde microscópica hasta macroscópica, con los esquistos cuarzo-sericíticos.

1.2.4. ESQUISTOS INTERCALADOS

En la parte noreste del área son comunes zonas de esquistos cuarzo-sericíticos y de esquistos verdes intercalados en capas concordantes, cuyo espesor varía entre unos pocos centímetros y varios metros, siendo difícil determinar cual de ellos predomi-

No. IGM	ANALISIS QUIMICO		No. IGM	ANALISIS MODAL		
	80218	80211		80218	80211	80507
%	%	%	%	%	%	
SiO ₂	49,16	43,90	Cuarzo	6,9	1,6	
Al ₂ O ₃	14,24	16,15	Plagioclasa	19,3	21,6	13,5
Fe ₂ O ₃	3,01	2,59	Clorita	19,1	16,0	21,5
FeO	5,19	8,16	Epidota	31,0	23,2	26,0
MgO	8,16	6,59	Anfibol fibroso	33,3	34,2	35,3
MnO	0,05	0,04	Esfena	0,1	0,4	0,1
CaO	13,16	12,19	Opacos	0,3	0,7	3,6
Na ₂ O	2,19	3,15	Zircón	tr.		
K ₂ O	0,20	0,36	Calcita		2,3	tr.
TiO ₂	1,05	1,40	Tipo de plagioclasa	Albita	An ₄₋₁₀	An ₈₋₁₂
P ₂ O ₅	0,01	0,11	tr=trazas			
H ₂ O	0,20	0,53				
H ₂ O ⁺	3,90	4,56				
TOTAL	100,52	99,7		100,7	100,0	100,0

ELEMENTOS TRAZAS (en ppm)

No.IGM	Mn	B	Ba	Bc	Co	Cr	Cu	Ga	Ni	Pb	Sc	Sr	V	Y	Zr
80211	1000		50	1	30	200	30	30	150		15	500	200	20	100
80218	700	10	150	1	30	300	70	20	70	10	20	200	300	15	150

Localización de las muestras:

80218	Esquisto actinolítico, Quebrada Margallo.
80211	Esquisto actinolítico. Camino Roblal - Sonsón.
80507	Esquisto actinolítico, Quebrada Laborina.

Análisis químicos por Laboratorio Químico INGEOMINAS;

Análisis modales por H. González I. basados en el conteo de 1000 ó más puntos en secciones delgadas standard.

CUADRO 2. ANALISIS QUIMICOS Y MODALES DE ESQUISTOS VERDES

na en el área y por ello aparece indicado en el mapa geológico (Plancha 167) como "esquistos intercalados" (Pei).

Excelentes ejemplos de estas intercalaciones se encuentran en: Quebrada Sabaneta, Río Cocorná, Quebrada Rivera (C-7), Quebrada El Salto (G-5), Quebrada Chorro Hondo (G-5), en la Plancha 167.

Estas zonas están caracterizadas en el campo por la alternancia de capas negras finamente laminadas y de capas verdes por lo general macizas; ocasionalmente estas áreas están marcadas por zonas de transición donde va disminuyendo el contenido de grafito en el esquisto cuarzo-sericítico y aumentando el de clorita para dar origen a esquistos de cuarzo-clorita-sericita que no representan ni verdaderos esquistos verdes ni típicos esquistos cuarzo-sericíticos.

Las descripciones anteriores de los tipos litológicos predominantes pueden aplicarse a esta unidad.

1.2.5. ANFIBOLITAS

Aunque parece existir más de una edad y/o origen para los diversos cuerpos de anfibolitas que se encuentran en el área, se consideran en conjunto debido a la falta de edades radiométricas y/o análisis químicos suficientes que permitan hacer una diferenciación.

Los cuerpos de esquistos verdes cerca a Sonsón fueron cartografiados como anfibolitas (OSPINA T., 1911; SCHEIBE R., 1919, HUBACH E., 1955; RADELLI L., 1965a) en trabajos anteriores, pero el estudio detallado de ellos muestra que presentan características de los esquistos verdes y que

fueron transformados en cornubianitas hornbléndicas por la intrusión del Batolito de Sonsón.

Los cuerpos de anfibolita se encuentran en:

- Un cuerpo de forma irregular con 80 km² de extensión que se encuentra entre La Ceja y La Unión (Pl. 167, A-3, 4, 5; B-4, 5). Buenos afloramientos se encuentran en las carreteras La Ceja - La Unión y La Ceja - Río Piedras. Está limitado al este por la Cúpula de La Unión y al oeste por el conjunto migmatítico. Al norte alcanza su mayor desarrollo en la zona central de Antioquia (BOTERO A., 1963).
- Silos dentro del conjunto migmatítico, la mayor parte de los cuales, debido a su espesor no aparecen en el mapa. Buenos ejemplos pueden observarse en el Río La Miel (Pl. 167, A-1, 2) y sus afluentes abajo de Puente Peláez.
- Un cuerpo elongado de 18 km² en la Plancha 167 (D-9, E-9, F-9) limitado al este por el cuerpo de neis intrusivo del Río Verde de los Henaos y al oeste en contacto fallado con esquistos cuarzo sericíticos y esquistos verdes. Los mejores afloramientos se encuentran en las quebradas La Salada (F-9), Los Alumbres (F-9) y en el Río Verde de los Henaos (F-9).
- Un cuerpo ovalado de 1,2 km² en la Plancha 167 (C-9), limitado en todas las direcciones por esquistos cuarzo-sericíticos. Este cuerpo es concordante con la roca encajante y parece corresponder a un gran silo. Los mejores afloramientos se encuentran en la Quebrada La Cascada (C-9).
- Un cuerpo de 1,6 km² limitado al oeste por el neis intrusivo de Abejorral y al este en contacto fallado con esquistos cuarzo-sericíticos. Techos pendientes de esta misma anfibolita se encuentran sobre el neis de Abejorral. Los mejores afloramientos se encuentran en el Río Aures (Pl. 167, G-4) y el camino Abejorral - El Tigre (G-4).

La estructura de la anfibolita varía entre neísica y esquistosa, a veces maciza con intenso diaclasamiento, bandeada por segregación metamórfica diferencial; estructuras migmatíticas se observaron cerca a los

contactos con los cuerpos ígneos (carretera La Ceja - La Unión, y Quebrada la Cristalina).

La roca fresca es de color negro a verde oscuro, tomando colores más claros cuando la plagioclasa está sausuritizada. Es una roca por lo general resistente a la meteorización, dando mejores afloramientos que los otros tipos de rocas y formando salientes topográficas notorias en los alrededores de La Ceja (A-3, 4). Al meteorizarse da una saprolita residual característica de color rojizo.

La textura varía de granoblástica gruesa a fina y algunas veces nematoblástica especialmente en los silos asociados a las migmatitas; el tamaño del grano varía entre 0,3 y 1,5 mm.

Efectos térmicos, debidos a las intrusiones ígneas en el área, produjeron un metamorfismo de contacto en las anfibolitas, caracterizado por la aparición de diópsido y localmente de granate con reagrupación de los minerales, dando una textura hornfésica diferente a la de las anfibolitas producidas por metamorfismo regional, donde predominan texturas nematoblásticas con bandas granoblásticas.

Las anfibolitas están compuestas esencialmente por hornblenda, plagioclasa, con cantidades mejores de accesorios y localmente con diópsido. En el Cuadro 3 pueden verse análisis modales de algunas muestras.

La hornblenda es el constituyente esencial, formando entre 50 y 76 % de la roca, por lo general fresca, poikiloblástica, con inclusiones de plagioclasa y apatito, a veces cataclásticas; el pleocrosimo presenta las siguientes variaciones, aunque por lo general la coloración no es uniforme debido posiblemente a la variación en el contenido de Fe⁺⁺ por blanqueamiento o por su transformación en actinolita:

X = amarillo verdoso

Y = verde oliva

Z = verde azulado

X = amarillo verdoso

Y = verde oliva

Z = verde oscuro

X = verde pálido

Y = verde amarillento

X = verde oscuro

MINERALES	NUMERO IGM								
	95360	7293	80056	80163	80313	80316	7381	7217	7235
	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Plagioclasa	30,00	36,5	27,1	45,3	36,5	41,0	27,6	36,0	29,0
Cuarzo	1,45	—	—	3,6	0,2	0,6	—	—	1,9
Hornblenda	62,18	60,1	66,3	49,9	60,1	51,3	53,2	62,1	67,5
Biotita	1,09	—	2,6	0,5	—	—	—	0,9	—
Diópsido	1,00	—	3,5	—	—	—	8,1	—	—
Epidota	2,90	2,6	0,2	—	—	—	—	0,4	—
Esfena	0,18	0,6	—	0,2	0,3	0,3	0,5	0,1	tr.
Opacos	1,18	0,2	0,3	0,5	0,2	0,4	0,6	0,5	0,1
Apatito	tr.	tr.	tr.	—	—	tr.	tr.	tr.	tr.
Zircón	—	—	tr.	tr.	—	—	—	—	—
Clinzoicita	—	—	—	—	2,6	5,1	0,9	—	—
Calcita	—	—	—	—	—	1,0	1,0	—	—
TOTALES:	99,98	100,0	100,0	100,0	99,9	99,7	91,9	100,0	98,5
An Plagioclasa	44	36	28	30	36	24	36	45-50	48-52

tr=trazas

Localización de las muestras:

95360 Carretera La Ceja - La Unión.

7293 Quebrada Presidio.

80056 Quebrada La Salada.

80163 Río Verde de Los Henaos.

80313 Río Aures.

7381 Quebrada Santa Catalina.

7217 Carretera Retiro - Puente Peláez.

7235 Quebrada El Rincón.

Análisis modales, basados en el conteo de 1000 ó más puntos sobre secciones delgadas standard, por H. González I.

CUADRO 3. ANALISIS MODALES DE ANFIBOLITAS

La plagioclasa, al contrario de la hornblenda, presenta aspecto turbio debido a productos secundarios tales como sausruta, epidota, calcita, prehnita. Estos productos pueden reemplazar todo el feldespato dando anfibolitas sausríticas, zoisíticas, etc. En muestras frescas la composición varía entre An₃₂ y An₄₅.

Diópsido se encuentra en algunas muestras cerca a cuerpos ígneos, alcanzando hasta un 15% de las rocas; este mineral se encuentra en capas bien definidas donde aparece completamente la hornblenda, es incoloro a verde pálido con débil pleocroismo.

Como accesorios aparecen, esfena que llega a formar hasta un 5% de la roca, ilmenita con bordes de alteración a leucoxeno, magnetita, zircón y apatito incluido en hornblenda; cuarzo y epidota son localmente abundantes pero son claramente secundarios y se encuentran rellenando microvenas paralelas a la foliación.

Xenolitos de anfibolita en las rocas intrusivas han sido transformados en cornubianitas con textura hornfésica, constituidas por diópsido e hipersteno y abundante plagioclasa cálcica.

Mucho se ha escrito sobre el origen y edad de las anfibolitas en la Cordillera Central de Colombia. Ospina (1911), Scheibe (1919), Grosse (1926) y Posada (1936) las presentan como las rocas más antiguas del área, de probable edad arqueozoica; posteriormente Botero A. (1963), considera que son posteriores al miembro metasedimentario del Grupo Ayurá - Montebello. Radelli (1967), considera que las anfibolitas representan el frente básico producido por una granitización relacionada con el Batolito Antioqueño. Echeverría (1974), considera que parte de las anfibolitas constituyen la base de la secuencia metasedimentaria y que se derivaron del metamorfismo de la corteza oceánica basáltica que constituía el fondo de la cuenca donde se depositaron los sedimentos que originaron las otras

rocas metamórficas. Las intercalaciones concordantes, las interpreta como silos generados por aportes de material basáltico que alimentaba las erupciones.

Las relaciones de campo indican claramente más de una edad para los cuerpos de anfibolita. En la parte sur del Cuadrángulo I-8, estos cuerpos de anfibolitas forman la parte inferior de la secuencia metamórfica y se intercalan en la parte inferior de ella. Las anfibolitas asociadas a las migmatitas en B-4 son posteriores a éstas y se encuentran como silos y diques. Los cuerpos de anfibolita del Río Verde (E-9) y del Río Arma (G-4; H-4), aunque de composición mineralógica similar a la de los otros cuerpos, están asociados íntimamente a los cuerpos de neises intrusivos del Río Verde y de Abejorral y parecen presentar un metamorfismo térmico posterior que afectó rocas de composición similar a las de los esquistos verdes.

Las anfibolitas en silos y diques tienen claramente un origen ígneo y representan un magma basáltico y/o gabroide intruido en la parte inferior de una secuencia sedimentaria paleozoica (?), que posteriormente fue afectada por metamorfismo regional y/o efectos metasomáticos para formar las anfibolitas actuales.

Las anfibolitas asociadas al Neis de Abejorral y al del Río Verde de Los Henaos se originaron, en su mayor parte por efectos térmicos a partir de esquistos verdes cuyo origen se discutió anteriormente.

El grupo de anfibolitas que se encuentran al norte del área de este informe (parte sur del Cuadrángulo I-8), tal como lo indica Echeverría (1974), puede haberse derivado del metamorfismo de corteza oceánica de composición basáltica, que sirvió de base a la depositación de los sedimentos que originaron las otras rocas metamórficas del área.

Los lentes y capas de anfibolitas de pequeño espesor, asociados a las migmatitas, pudieron haberse formado durante el metamorfismo regional por cambios metasomáticos en el contacto entre bancos calcáreos y sedimentos pelíticos (ORVILLE, 1969) y en este caso, el bandeamiento sería producto de diferenciación, a pequeña escala, dentro del mismo lente (SYEFERT et al, 1967). Este proceso explicaría la ausencia de

anfibolitas en las zonas de esquistos cuarzo-sericíticos y de esquistos verdes, donde la temperatura era muy baja para poder efectuarse las reacciones metasomáticas.

Sin embargo, para estar seguros del origen y de la edad de los distintos cuerpos de anfibolita, tanto en el área de este trabajo como en zonas aledañas, es necesario hacer una gran serie de análisis químicos y determinaciones radiométricas que sirvan como parámetros de comparación.

1.2.6. CUARCITAS

Cuerpos de cuarcita bien definidos se encuentran en la parte inferior del curso de la Quebrada Pácora (Pl. 187, B-2; C-2) a lo largo del Río Samaná (D-8; E-8; F-7) y al oeste de Pensilvania (G-9), donde alcanzan su mayor desarrollo.

Son unas de las rocas más resistentes a la meteorización y cuando se encuentran meteorizadas, dan un suelo arenoso de color crema donde resaltan granos redondeados de cuarzo, lo cual facilita la identificación de la roca original.

Excelentes afloramientos se encuentran en la Plancha 167, Quebrada Sabaletas (D-1) y en la Plancha 187, quebradas Pácora (C-1, C-2), Granizales (E-8) y El Bosque, en los ríos Pensilvania (G-9), Hondo (H-9), San Félix (F-6) y Dulce y camino a la Hacienda San Rafael (G-6).

Aunque las cuarcitas se han cartografiado como una sola unidad en el campo se observan variaciones estructurales desde maciza granoblástica de grano fino, hasta esquistosa heteroblástica lo cual indica variación tanto en la composición del sedimento original, como en las condiciones de depositación. La roca predominante dentro de esta unidad está compuesta por cuarzo sacaroidal en mosaicos, de textura granoblástica poligonal, localmente separados por bandas delgadas de biotita.

El cuarzo forma del 60 al 90% de la roca, el resto está constituido por biotita de color rojizo, feldespato (principalmente como plagioclasa de composición oligoclasaandesina sódico), apatito zircón, turmalina y grafito. En cuarcitas de alto grado de metamorfismo aparecen uno o más de los siguientes minerales: granate, sillimanita, andalucita

y cordierita; sin embargo, estos dos últimos minerales parecen haberse formado por metamorfismo de contacto más bien que por metamorfismo regional.

La composición mineralógica variable de las cuarcitas indica que los sedimentos originales variaron de arena a limo, con un contenido variable de material arcillo-carbonoso, a partir del cual se formaron la biotita y el grafito, que le dan el color oscuro a la roca actual, depositados bajo condiciones reductoras en una cuenca profunda (TURNER, 1968).

Las cuarcitas de la Quebrada Sa-baletas, tienen localmente la apariencia de una lidita recristalizada, pero si se parte de una lidita como origen de las cuarcitas, sería difícil de explicar la presencia de granos redondeados de apatito, turmalina y leucoxeno.

Las variaciones gradacionales y locales de cuarcita a esquisto cuarzo-sericítico indican cambios laterales en la cuenca de deposición, con aumento en el contenido del material arcilloso y orgánico que se estaba depositando en ella.

1.2.7. MARMOLES

Cuerpos de mármol de menos de 1 km² de extensión se encuentran cerca al Cairo (Pl. 167, E-2) y sobre el Río Bucy en la jurisdicción de Montebello (C-2), aunque este último debido a su poca extensión no aparece indicado en la Plancha 167. Otros afloramientos se encuentran al sur de Cocorná.

Todos estos cuerpos se encuentran intercalados concordantemente en esquistos cuarzo-sericíticos y están compuestos por rocas granoblásticas de color gris claro a gris oscuro, variando la coloración de acuerdo al contenido de materia orgánica.

Microscópicamente es una roca de textura granoblástica de grano medio a grueso, mostrando por lo general efectos de deformación mecánica, formada por un 90% de calcita y como minerales accesorios cuarzo, grafito y algo de mica blanca y piritita. El mármol debe su coloración al contenido de grafito finamente diseminado.

Estos mármoles son de bajo grado de metamorfismo y fueron, probablemente originados en lentes de biohermas (HALL,

et al., 1972), que indicarían zonas menos profundas dentro de la cuenca geosinclinal donde se depositaron los sedimentos arcillo-arenosos que dieron origen a los esquistos cuarzo-sericíticos a los cuales se encuentran asociados.

1.2.8. ESQUISTOS CALCAREOS

Esquistos calcáreos se encuentran como lentes ovalados un con ancho máximo de 100 m en la Quebrada Maitamá (Pl. 167, H-4), en la carretera Sonsón-Río Arma (H-5) y cerca a la confluencia del río Aures al Río Arma (H-4). Están asociados a esquistos verdes, que pasan gradual y concordantemente a esquistos calcáreos por reemplazamiento de los minerales verdes por calcita, y a esquistos negros donde la calcita es posterior y ha sido introducida en el esquisto cuarzo-sericítico, a lo largo de los planos de foliación por efectos hidrotermales.

Son rocas de color verde claro, finamente laminadas, formadas por bandas de 0,5 a 1,0 mm de espesor, compuestas de calcita con o sin plagioclasa sódica, separadas por bandas ricas en clorita, epidota, sericita y como accesorios esfena, zircón y piritita. Cuarzo ocurre como accesorio y por lo general, se encuentra asociado a las bandas con calcita.

La proporción de los diferentes componentes es muy variable: la calcita alcanza hasta un 30%; cuarzo es abundante en algunas muestras pero falta totalmente en otras; la plagioclasa (albita-oligoclasa sódica) varía entre 10 y 30%; clorita (clinocloro) es el máfico más abundante y en algunas muestras está en bandas, intercrecida con sericita.

Estos esquistos son relativamente abundantes dentro de los esquistos verdes, pero debido a su tamaño reducido, no todos aparecen indicados en la Plancha 167.

Considerando la composición general de estos esquistos, donde predominan ferromagnesianos y carbonatos y su bandeamiento composicional, el origen más probable sería el de calizas pelágicas depositadas en un período de volcanismo activo, donde las capas o bandas de cuarzo representarían capa silíceas delgadas de origen químico o bioquímico.

1.2.9. ROCAS METAMORFICAS DE BAJO GRADO

Rocas de muy bajo grado de metamorfismo forman un cuerpo de 19 km² localizado al suroeste de Pensilvania (Pl. 187, G-8, H-8). Las relaciones de campo indican que reposa concordantemente sobre esquistos cuarzo-sericíticos y cuarcitas y probablemente representan la parte superior de la misma secuencia geosinclinal que originó las otras rocas metamórficas, pero que al estar sometida a una menor presión, desarrolló un metamorfismo regional de más bajo grado. Este cuerpo, al oeste, está intruido por el Batolito de Sonsón. Buenos afloramientos se encuentran en el camino de Pensilvania a San Félix (G-8), en las cabeceras del Río Hondo (H-8) y en el camino de Pensilvania a Marulanda (H-9).

Rocas similares se encuentran al oeste de la Plancha 167, formando un cuerpo de 36 km² (GONZALEZ, 1976) limitado en parte por la Falla de Romeral y parte por espilitas. Hacia el sur están cubiertas discordantemente por sedimentos de la Formación Amagá.

Las rocas predominantes en estos cuerpos son: argilitas, filitas, metagrauvascas, metaareniscas, cuarcitas de grano fino con textura metaclástica. En estas rocas se puede observar claramente la textura clástica del sedimento original y el metamorfismo está indicado por la formación incipiente de micas, clorita, sericita y localmente biotita, por un ligero aumento en el tamaño del grano en la matriz y por la orientación subparalela de porfiroclastos de cuarzo, feldespato y localmente fragmentos de roca.

En las rocas metaclásticas del Río Hondo (Pl. 187, H-9), aparecen porfiroclastos redondeados e intensamente fracturados de granate cuyo origen no pudo determinarse; Grosse (1926, p.23) reporta en la Quebrada la Cabaña, fuera del área cartografiada, una filita con numerosos porfiroblastos de granate negro los cuales, en sección delgada son incoloros.

La foliación se ha desarrollado débilmente y en muchos casos se confunde con la estratificación del sedimento original, siendo difícil determinar si la actitud media, corresponde en realidad a un evento metamórfico o sedimentario.

Una filita sericítica-clorítica de estructura lenticular fina y de color gris verdoso oscuro, encontrada entre la Quebrada Juntas y Matasano (Pl. 167, G-1), contiene relictos de clinopiroxeno incoloro, albita y cuarzo con bandas de sericita, clorita y escasa materia carbonosa. Estos restos de piroxeno podrían indicar eventos volcánicos, similares a los que produjeron los esquistos verdes intercalados con los esquistos cuarzo-sericíticos en la secuencia típicamente metamórfica.

Aunque en el cuerpo al suroeste de Pensilvania no existe una datación o relación de campo directa con alguna roca cuya edad sea conocida con exactitud, puede correlacionarse con el cuerpo al oeste de la Plancha 167, A-1; B-1, que está intruido por el stock de Amagá del Triásico (PEREZ A. 1967), formando una delgada aureola de contacto compuesta por cornubianitas micáceas en la Quebrada Sinifaná y en la Quebrada Quintú, localizadas fuera del área de estudio.

1.2.10 NEIS CATACLASTICO DE SAN FELIX

Esta roca forma un cuerpo elongado de 6 km en dirección norte-sur por 0,5 a 1 km en dirección este-oeste, que aflora cerca a San Félix (Pl. 187, G-5; H-5) de donde recibe su nombre. Solo se encuentran algunos afloramientos en la carretera de San Félix a Pensilvania y sobre el Río Pocito (H-9) ya que por lo general se encuentra cubierto por una capa densa de cenizas volcánicas.

Este cuerpo de neis está limitado al oeste y este por esquistos cuarzo-sericíticos con abundantes venas de cuarzo; en la zona de contacto entre ambas unidades, aparecen algunas digitaciones del neis en forma de bandas replegadas concordantes con la foliación del esquisto. Aunque el neis muestra una intensa deformación, en el campo no se observaron indicios claros de falla en el contacto entre ambas unidades. La Formación Abejorral reposa sobre el neis pero no se observó, en esta área, ninguna discordancia.

Es una roca de estructura néisica definida por la orientación subparalela de láminas de mica dobladas, de grano medio con textura granoblástica a porfiroblástica. Está compuesta esencialmente por cuarzo, feldespato, muscovita y accesorios.

El cuarzo se presenta en cristales elongados con su dimensión mayor paralela a la dirección de esfuerzo, con bordes suturados y fuerte extinción ondulatoria formando mosaicos inequigranulares.

El feldespato predominante es plagioclasa sódica de composición oligoclasa, con planos de macla según albita, fracturados y en gran parte reemplazada por agregados de sericita y calcita. Microclina no ocurre en todas las muestras, pero localmente es abundante en microporfiroblastos fracturados y rotados con respecto a la orientación de la roca.

La muscovita se encuentra en láminas elongadas orientadas, flexionadas, con fuerte extinción ondulatoria y formando bandas irregulares que definen la estructura de la roca. Sericita se encuentra como agregados que reemplazan parcialmente la plagioclasa y rellenando microfracturas tanto en la plagioclasa como en microclina.

Calcita se encuentra reemplazando plagioclasa y en fracturas.

Como accesorios se encuentran: apatito, zircón en granos redondeados y magnetita finogranular.

La textura de grano medio en una zona de bajo grado de metamorfismo, la composición de la roca muy rica en cuarzo y localmente con microclina y la naturaleza digitada en algunos contactos, son evidencia del origen de este cuerpo por metamorfismo de una intrusión granítica pre-tectónica o sintectónica temprana, emplazada a poca profundidad en la parte superior de la secuencia sedimentaria original.

1.3. MESOZOICO

1.3.1. ESQUISTOS ANFIBOLICOS DEL RIO CAUCA

Forman una franja alargada de 9 km en dirección norte-sur con un ancho máximo de 1 km a lo largo del Río Cauca entre la estación La María y Puente Caná unos 2 km al oeste de la Plancha 187, C-1; D-1; E-1; F-1, con excelentes afloramientos a lo largo de la carretera Pintada - Supía en las quebradas Chiropotó y El Rayo, en los

ríos Arquía y Pozo y a lo largo del Ferrocarril del Pacífico entre las estaciones citadas anteriormente. Cuerpos más pequeños se encuentran asociados, como lentes, a los cuerpos de serpentinita y gabro que se extienden desde el Río Maibá hasta el sur de Filadelfia en la Plancha 187, E-1; F-1; G-1; H-1.

Aunque tienen cierta similitud con los esquistos verdes y anfibolitas, presentan otras características típicas, tanto en composición como de asociación y edad, diferentes a las de los otros tipos de roca (Cuadro 4), por lo cual se describen separadamente de esas unidades.

Estos esquistos hacen parte del Grupo Arquía de Restrepo y Toussaint (1975), pero considerando su probable continuación a lo largo del Río Cauca tanto hacia el norte como hacia el sur, se ha preferido designarlos como esquistos anfibólicos del Río Cauca.

Las rocas características de este cuerpo son macizas a ligeramente esquistosas, por lo general bandeadas y de color gris verdoso con numerosas venillas blancas de unos pocos centímetros de espesor rellenas por calcita y prehnita, microscópicamente presentan bandas de textura granoblástica donde predominan minerales claros, separadas por bandas nematoblásticas definidas por la orientación paralela a subparalela de prismas de hornblenda actinolítica, con microporfiroblastos de granate rosado.

La plagioclasa varía en composición de oligoclasa cálcica a andesina sódica ($An_{26} - An_{34}$) y por lo general está empolvada por agregados de saururita y calcita, rara vez bien maclada. Cuarzo aparece como accesorio secundario.

El anfíbol, por sus propiedades ópticas, es uno de los minerales caracterizantes de las rocas de este cuerpo; tiene forma prismática con bordes fibrosos, pleocróico, de:

- X = verde pálido
- Y = amarillo verdoso;
- Z = verde azulado pálido;
- X = verde pálido;
- Y = verde pálido;
- Z = verde azulado,

CARACTERISTICAS	ESQUISTO VERDE	ESQ. ANF. RIO CAUCA	ANFIBOLITA
Estructura	Esquistosa	Bandeada maciza a ligeramente esquistosa	Bandeada neísica
Textura	Heteroblástica	Nemat o-granoblástica	Nematoblástica
Tamaño del grano	fino	fino	medio
Plagioclasa	Albita (An ₀₋₁₀)	Oligoclasa-andesina (An ₂₆₋₃₄)	Andesina (An ₃₀₋₅₀)
Anfíbol	Actinolita	Hornblenda actinolítica	Hornblenda
Granate	no	Relativamente abundante, almandino	no
Min. grupo epidota	Epidota	Zoisita	Epidota en venas
Alteración			Sausuritización
Min. accesorios	Clorita ± cuarzo	Calcita	Esfena - ilmenita
Facies de metamorfismo	Esquisto verde bajo	Esquisto verde alto	Anfibolita
Presión de metamorfismo	Baja	Media - alta	Baja
Rocas asociadas	Esquisto cuarzo-sericítico	Serp - gabros - sedimentos euxínicos	Esquisto cuarzo-sericíticos, migmatitas.
Edad	Paleozoico medio	Cretáceo temprano	Paleozoico medio
Otras		Localización geográfica restringida	En gran parte aparecen cerca a los intrusivos mesozoicos

CUADRO 4.- COMPARACION DE LAS CARACTERISTICAS DE LOS ESQUISTOS VERDES, ANFIBOLITAS Y ESQUISTOS ANFIBOLICOS DEL RIO CAUCA

con ángulo de extinción entre 6° y 12°, ángulo 2v = 70° - 80°.

Como puede observarse son propiedades ópticas intermedias típicas entre hornblenda y actinolitas y por ello se ha clasificado como hornblenda actinolítica. En conjunto forma del 50 al 70% de la roca.

El granate aparece como microporofiroblastos idiomórficos de color rosado pero no se encuentra uniformemente repartido en todo el cuerpo; la composición predominante parece corresponder a almandino.

Zoisita aparece asociada por lo general a las bandas con anfíbol, es incolora y presenta colores de interferencia anómalos,

biaxial (+) con 2v = 60°. Como minerales accesorios aparecen: calcita y prehnita, en parte secundaria, asociadas a venas, esfena e ilmenita. En algunas muestras cerca al contacto con el cuerpo ultrabásico, la zoisita aparece rodeada por una corona de polvo negro isotrópico producido por alteración, que no fue posible identificar.

Es común encontrar sulfuros diseminados y como acumulaciones en los planos de diaclasamiento; en orden de abundancia aparecen pirita, pirrotina y calcopirita. En la carretera Supía - Pintada, un poco después de la Quebrada Chiropotó, se encuentran películas o costras de malaquita cubriendo planos de diaclasamiento y venas con aragonito.

La presencia aislada de este cuerpo, su composición mineralógica, su asociación con peridotitas serpentinizadas y gabros indican un origen diferente al de las anfibolitas y esquistos verdes y probablemente un emplazamiento tectónico.

Estas rocas se pudieron originar a partir de rocas basálticas por recristalización, al estar sometidas a metamorfismo regional de media a alta presión en la parte alta de las facies de esquistos verde, o haber cristalizado como anfibolitas primarias bajo condiciones de alta presión, de modo que pudieran retener el agua necesaria para tener hornblenda actinolítica como fase primaria.

1.3.1.1. *Edad*. - Restrepo y Toussaint (1975)

dan una edad de 110 ± 5 m.a. en hornblenda para la anfibolita granatífera del Río Arquía que corresponde al Cretáceo Temprano. Sin embargo, es probable que esta edad no indique la edad del metamorfismo dinamo-térmico sino la de un evento térmico posterior al que estuvo sometido esta secuencia.

1.4. METAMORFISMO REGIONAL

El área comprendida en este estudio contiene tres series de metamorfismo progresivo, cada una caracterizada por una sucesión de diferentes facies y zonas minerales. La serie de bajo metamorfismo está localizada al oeste de la Falla Romeral, en parte limitada por ésta, y al suroeste de Pensilvania. Aunque no hay una relación directa entre estos dos cuerpos se consideran en la misma serie debido a su similitud tanto textural como en composición. La segunda serie comprende la mayor parte de las rocas metamórficas dentro de las facies de esquistos verde y de anfibolita. La tercera serie comprende las migmatitas de un grado de metamorfismo relativamente más alto que el de las otras series.

A pesar de las diferencias mineralógicas, los tipos de rocas en las tres series son similares y los contactos entre las dos primeras son esencialmente gradacionales. Las tres series son por su extensión y carácter petrográfico típicas de metamorfismo regional, dinamo-térmico, afectado localmente por efectos térmicos producidos por intrusiones ígneas mesozoicas y cenozoicas.

En este informe, el término serie se refiere a una sucesión de zonas metamórficas, las que en parte pueden ser equivalentes

a las subfacies de Winkler (1974). Una serie puede estar contenida dentro de una facies única, como en la de bajo grado. Además, mientras que una "facies series" representa una sucesión tipo, aquí cada serie corresponde a una sucesión particular independientemente de si ella corresponde o no a las definidas por Miyashiro (1961).

Durante la cartografía se utilizaron zonas limitadas por isógradas minerales y/o por características texturales (Fig. 8) y por lo tanto es posible hacer una correlación entre facies y zonas, ya que estas últimas están definidas no por minerales críticos, sino por una asociación crítica completa.

Las unidades litológicas no están distribuidas uniformemente en las distintas zonas metamórficas; sin embargo, algunas unidades solo existen dentro de un rango restringido de una facies metamórfica debido a que los minerales que definen ésta, son estables solo dentro de este rango; por ejemplo, las anfibolitas solo ocurren en las facies de anfibolita. La distribución de las distintas unidades de rocas metamórficas cartografiadas pueden verse en la Figura 8.

La mayor parte de las facies pertenecen a la "facies series" de baja presión (MIYASHIRO, 1973) exceptuando la facies de esquistos verde en los esquistos anfibólicos del Río Cauca; esta facies pertenece a la "facies series" de media a alta presión, caracterizada por la presencia de zoisita, granate y hornblenda actinolítica en rocas de composición básica.

En la zona de migmatitas (Pl. 167, área noreste) y en la zona de cuarcitas y esquistos cuarzo-sericíticos al suroeste de Pensilvania, se observa una transición brusca de una zona de metamorfismo a otra y aún de una facies a otra, en distancias muy cortas, lo cual indica un gradiente de temperatura muy fuerte durante el metamorfismo. La ocurrencia en las migmatitas, de zonas estrechas de alto metamorfismo, rodeadas de zonas más amplias de bajo metamorfismo, indican la presencia de altos térmicos durante el metamorfismo. Aunque aparentemente estas gradientes parezcan ser excesivas, han sido descritos casos similares en áreas metamórficas de baja presión (ZWART, 1967).

La edad del metamorfismo ha sido muy discutida y su determinación es de gran

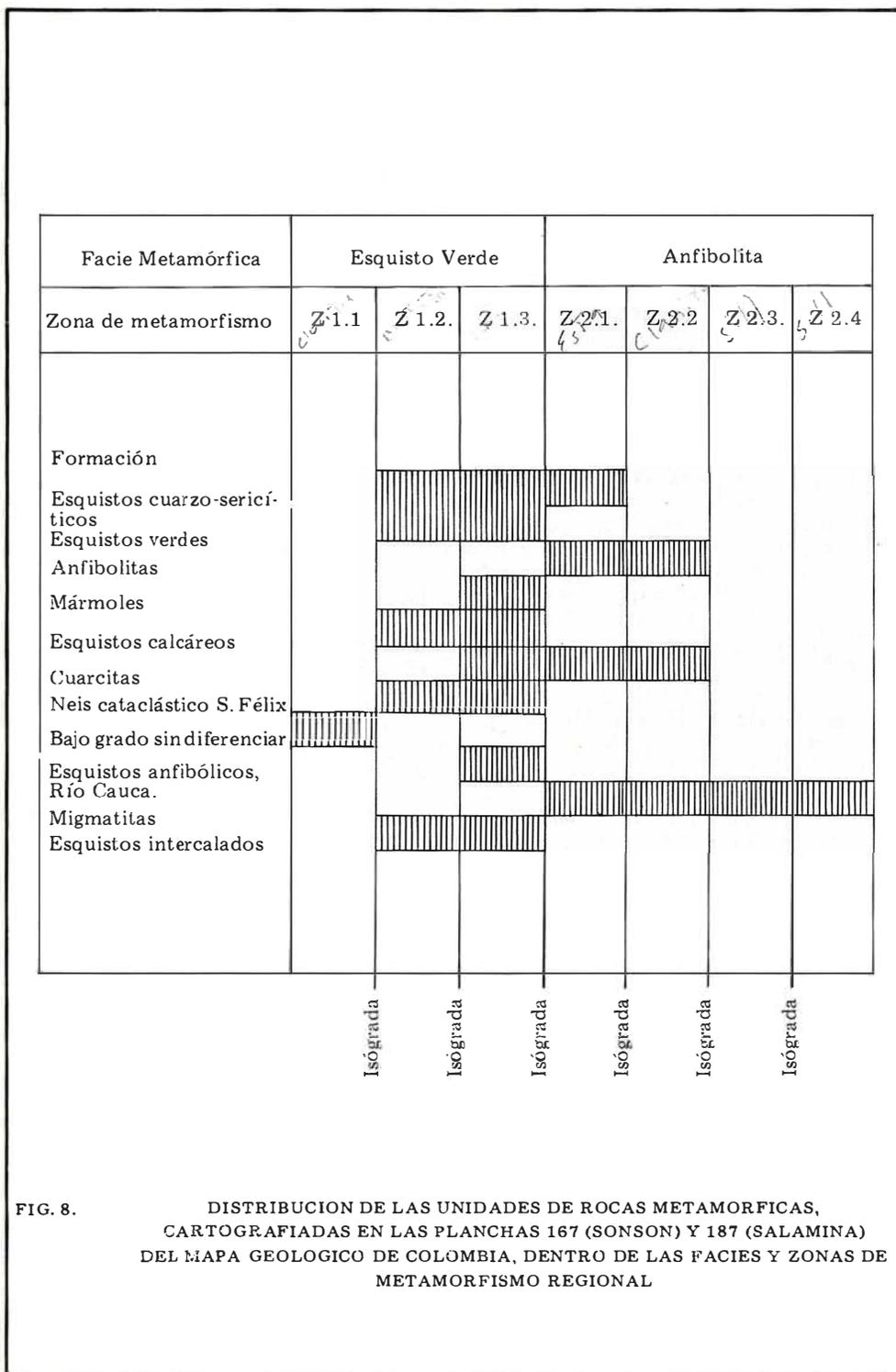


FIG. 8. DISTRIBUCION DE LAS UNIDADES DE ROCAS METAMORFICAS, CARTOGRAFIADAS EN LAS PLANCHAS 167 (SONSON) Y 187 (SALAMINA) DEL MAPA GEOLOGICO DE COLOMBIA, DENTRO DE LAS FACIES Y ZONAS DE METAMORFISMO REGIONAL

importancia para fijar la posición estructural y la evolución de la Cordillera Central. El cuerpo metamórfico de muy bajo grado que aflora cerca a Amagá está intruido por el Stock de Amagá de 215 ± 7 m.a. (PEREZ, 1967) produciendo efectos de contacto, lo que indica, al menos para dicho cuerpo metamórfico, una edad Permo-triásica. Este cuerpo, como se explicó anteriormente, tiene algunas características diferentes a las de las rocas metamórficas típicas de la Cordillera Central; sin embargo, es correlacionable litológicamente y en el grado de metamorfismo con el cuerpo metamórfico localizado al suroeste de Pensilvania, el cual claramente representa la parte superior de la serie metamórfica. Butterlin (1969) indica que los efectos de contacto atribuidos al Plutón de Amagá pueden explicarse por la actividad tectónica de las fallas que limitan este cuerpo.

La edad de 207 ± 5 m.a. obtenida para el Neis intrusivo de Abejorral y las citadas por Hall y otros (1972) para las rocas del complejo de Puquí, similares a las migmatitas, indican una edad mínima Pérmico tardío a Triásico temprano para el metamorfismo de los neises intrusivos sintectónicos.

McDonald (1972) considera que las rocas de la zona metamórfica Medellín, dentro de la cual agrupa las rocas metamórficas de este trabajo, se originaron durante la orogenia colombiana, a la cual asigna una edad Permo-Triásico.

Evidencias indirectas, basadas en la determinación de las edades radiométricas de algunos cuerpos no metamórficos que intruyen las rocas metamórficas y de cuerpos de neises intrusivos, indican una edad para el metamorfismo regional pre-Pérmico, localmente con el desarrollo post-tectónico de minerales metamórficos por efectos térmicos durante el emplazamiento de los batolitos de Sonsón y Antioqueño. Además, el desarrollo local de dos direcciones de esquistosidad, indica la existencia de más de un período de deformación tectónica.

Miyashiro (1961, 1973) ha señalado que en la región circumpacífica, en fosas de subducción, parece ser la regla que las fajas metamórficas estén dispuestas en pares paralelos y que cada uno de estos está formado por una serie de presión baja situada del lado continental y una serie de presión intermedia o alta situada del lado oceánico.

En el Japón, donde este fenómeno es más evidente, el par está constituido por la faja Ryoike-Abukuma al noroeste y la faja Sanbagawa al sureste.

Si consideramos la zona de esquistos anfibólicos del Río Cauca como el remanente de una faja más extensa, que se prolongaba hacia el norte hasta San José de la Montaña, donde aparecen esquistos con cianita (GONZALEZ H., 1974) y hacia el sur hasta la depresión del Quindío donde aparecen granulitas, que originalmente corría más o menos paralela al lado occidental de la Falla de Romeral y separada de esta 10 a 20 km, el par resultante con las rocas metamórficas de la Cordillera Central, tendría las características postuladas por Miyashiro para los pares circumpacíficos. Sin embargo, este par sería más antiguo que el de Abukuma-Sanbagawa y podría correlacionarse con el par Hidagun (MIYASHIRO, 1961) situado al noroeste de aquel.

1.4.1. FACIES

Los cambios progresivos de los minerales a través de las distintas zonas en las dos facies definidas en el área estudiada en rocas de composición química diferente, se indican en la Figura 9 y las asociaciones mineralógicas más comunes se encuentran en el Cuadro 5. Los límites entre las distintas zonas en una facies dada, y aún entre facies diferentes, son difíciles de determinar debido a que los cambios mineralógicos son graduales (especialmente entre las zonas 1.2 y 1.3 de la facies esquistos verde) y la primera aparición (o desaparición) de un mineral es difícil de detectar, ya que dichos cambios han sido oscurecidos por la meteorización y por esfuerzos de cizalladura, posiblemente contemporáneos con el metamorfismo, especialmente en las rocas pelíticas.

La isógrada entre las zonas 1.1 y 1.2 de la facies de esquistos verde ha sido trazada teniendo en cuenta más el cambio textural que la composición mineralógica, ya que las rocas de la zona 1.1 conservan la textura clástica del sedimento original. La isógrada entre las zonas 1.2 y 1.3 se ha trazado teniendo en cuenta la primera aparición de biotita en las pelitas y la desaparición de clorita en las rocas básicas.

La isógrada entre la facies de esquistos verde y la facies de anfibolita baja

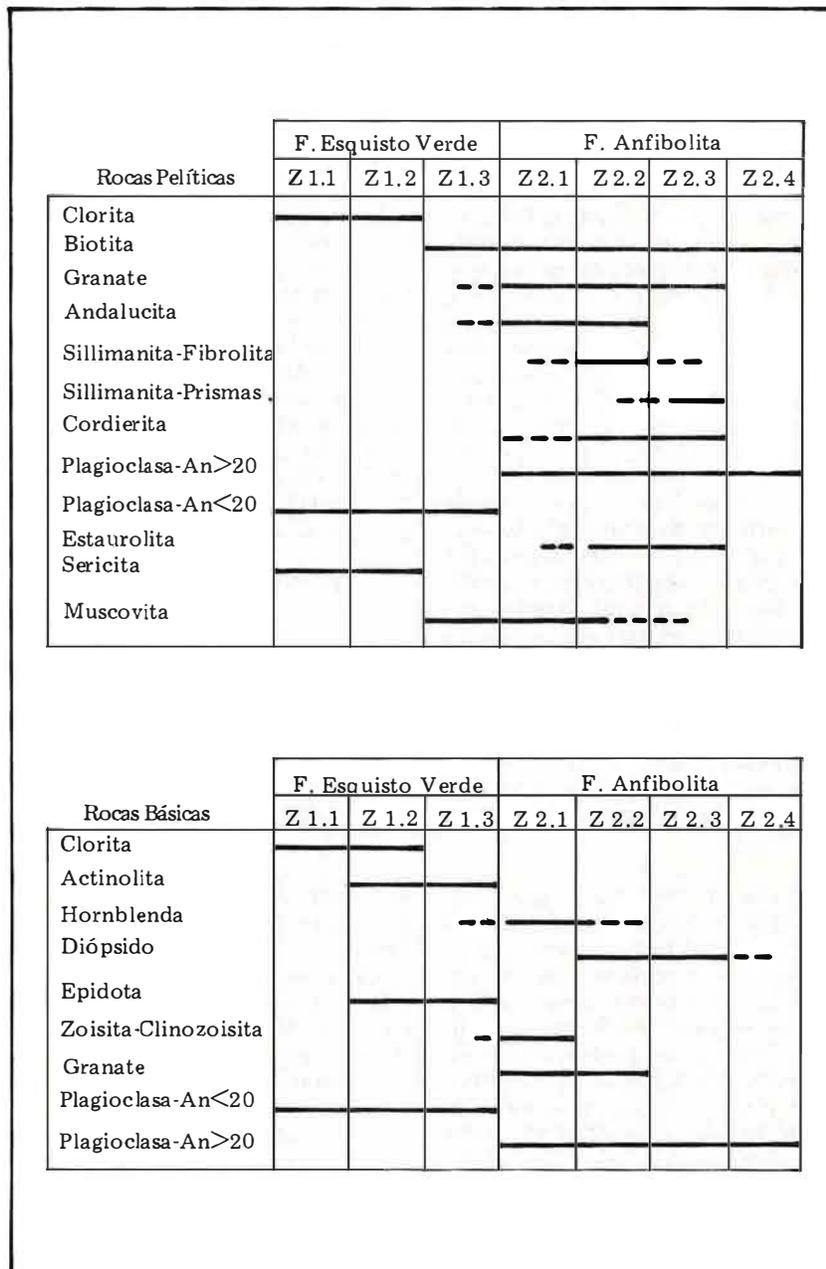


FIG. 9. CAMBIOS MINERALOGICOS A TRAVES DE LAS FACIES Y ZONAS DE METAMORFISMO REGIONAL EN ROCAS METAMORFICAS DE COMPOSICION QUIMICA DIFERENTE. PLANCHAS 167 (SONSON) Y 187 (SALAMINA) DEL MAPA GEOLOGICO DE COLOMBIA.

Tipo de Roca	GRADO DE METAMORFISMO		
	Bajo (f. esquistos verde)	Medio (f. anfibolita Z 2.1 y 2.2)	Alto (f. anfibolita Z 2.3 y 2.4)
esquistos micáceos, cuarcitas y neises cuarzo-feldespáticos	C - cl-musc. C - musc-biot. C - musc-alb. C - musc-biot-alb.	C - plag-biot-musc. C - plag-biot-musc-and. C - plag-biot-sill ₁ . C - plag-musc-biot-gran. C - and-biot-musc-est. C - biot-est-gran-musc.	C - plag-musc-biot-sill ₂ . C - plag-biot. C - plag-biot-musc-kfel. C - plag-biot-sill ₂ . C - plag-biot-musc-cor.
esquistos verdes anfibolitas y esquistos anfibólicos	cl - act - alb. act- epid - alb. cl - alb - C. act- alb - epid - C. act- alb - m blanca	Hb - plag - epid. Hb - plag - zoisita Hb - plag - epid.	Hb - plag - diop. Hb - plag - gran. Hb - plag - biot.
esquistos calcáreos, mármoles	cl - cal - epid - act. cal - C. cal - C - trem.		
ABREVIATURAS			
alb : albita	cl : clorita	est : estaurólita	m : mica
and : andalucita	cor : cordierita	gran : granate	plag: plagioclasa
act : actinolita	cal : calcita	Hb : hornblenda	sill ₁ : sillimanita fibrosa
biot : biotita	diop: diopsido	Kfel : feldespato K	sill ₂ : sillimanita prismática.
C : cuarzo	epid: epidota	musc : muscovita	
trem: tremolita			

CUADRO 5. PARAGENESIS MINERALES MAS COMUNES EN LAS ROCAS METAMORFICAS DE LAS PLANCHAS 167 y 187 DEL MAPA GEOLOGICO DE COLOMBIA

(zonas 2.1 y 2.2 anfíbolita) se ha trazado teniendo en cuenta la aparición de sillimanita fibrosa y/o estauroлита en las pelitas y de horblenda en las rocas básicas. La facies de anfíbolita alta está definida por la aparición de sillimanita prismática en las pelitas.

1.4.2. MINERALES METAMORFICOS

1.4.2.1. *Clorita*.- Rara en las rocas pelíticas de bajo grado pero importante en la definición de la zona de metamorfismo de las rocas básicas, ya que la presencia de este mineral es diagnóstico de bajo grado. Tiene color de interferencia "azul anómalo" y elongación positiva (clorita negativa) y/o color "amarillo dorado anómalo" y elongación negativa (clorita positiva). En algunas muestras ambos tipos de clorita están presentes incluso intercrecidas, lo que indica que su composición oscila ligeramente alrededor del punto de transición (HEY, 1954).

1.4.2.2. *Biotita*.- Biotita detrítica es común en las capas samíticas de la zona de más bajo grado de metamorfismo y en este caso es de color amarillo pálido y débilmente pleocroica. En las series dinamo-térmicas de bajo y medio grado de metamorfismo es menos abundante que la mica blanca pero de mayor tamaño que ésta, con coloración que aumenta con el grado de metamorfismo. Biotita porfiroblástica es común en las zonas de contacto. La aparición temprana de biotita en las pelitas, es característica de la "facies series" de baja presión (WINKLER, 1967).

1.4.2.3. *Mica blanca*.- Bajo este nombre se incluye: sericita, pirofilita, fengita y paragonita ya que debido a sus propiedades ópticas semejantes y a la carencia actual de medios apropiados para su identificación, no se hizo una separación en los análisis. Estos minerales aparecen en zonas de grado muy bajo a bajo de metamorfismo (WINKLER, 1974, p. 200-201) en áreas de baja presión.

1.4.2.4. *Estauroлита*.- La transición del metamorfismo de grado bajo al de grado medio en metapelitas (facies esquisto verde a facies anfíbolita), está caracterizada por la aparición de estauroлита o cordierita (WINKLER, 1974, p. 74 - 80). La posible formación de estauroлита está controlada por la composición original de la roca ya que está restringida a una composición química específica (HOSCHECK, 1969), por lo tanto

su aparición indica variaciones en la composición química de las pelitas. Muchas reacciones se han sugerido para explicar su formación (THOMPSON et al, 1968). Si hay cloritoide en las rocas de bajo grado éste sería la base para la formación de la estauroлита al comienzo del metamorfismo de grado medio. Sin embargo, en el área estudiada, el cloritoide es escaso y cuando aparece es retrógrado y por lo tanto había que buscar otro tipo de reacción como la propuesta por Hoscheck (1969): clorita + muscovita = estauroлита + biotita + cuarzo + H₂O o la de Heffer, 1973 (en WINKLER, 1974) que indicaría condiciones de temperatura más bajas: clorita + cuarzo = estauroлита + clorita de Mg + H₂O dependiendo de la relación Mg/ (Fe+Mg), pues para relaciones mayores de 0,25 se formaría cordierita en lugar de la estauroлита.

Los minerales de las reacciones anteriores aparecen en ellas como soluciones sólidas y por lo tanto la aparición de estauroлита o cordierita no necesariamente implica la desaparición inmediata de los minerales originales sino que pueden coexistir dentro de un rango estrecho de temperatura, marcando una zona de transición entre el metamorfismo de grado bajo y el de grado medio. Esto es de común ocurrencia en el campo, aunque no siempre la transición está marcada por la misma asociación mineralógica.

1.4.2.5. *Andalucita*.- Aunque de distribución amplia en las metapelitas de la Cordillera Central (FEININGER et al., 1972; HALL et al., 1972) atribuidas a metamorfismo regional de baja presión, tipo Abukuma, la ocurrencia de andalucita en el área cartografiada aparentemente está controlada por efectos térmicos posteriores al metamorfismo dinamo-térmico que caracteriza a estas rocas.

La presencia de andalucita en el área estudiada se caracteriza por:

- a) Ocurrencia relativamente cercana a cuerpos ígneos intrusivos como los batolitos Antioqueño y de Sonsón, Cúpula de La Unión y Neis Intrusivo de Abejorral y solo localmente, se encuentra al menos superficialmente, lejos de cuerpos ígneos. En este caso la andalucita se presenta en porfiroblastos de 0,1 a 1,1 cm de largo, con cruces de quiasolita bien definidas, que cortan la foliación dada por la orientación de los minerales micáceos.

- b) Asociación a cordierita, que en esta área es claramente de metamorfismo térmico; además, cuando se encuentra en zonas de esquistos intercalados, el esquisto verde contiene óxido de desarrollo térmico.

La andalucita que se ha considerado como de metamorfismo regional se ha tomado como base para el cambio de metamorfismo de grado bajo al de grado medio. Aunque no existe acuerdo entre los petrólogos sobre su ocurrencia en este tipo de metamorfismo, Miyashiro (1973) la restringe a la facies de anfibolita (metamorfismo de grado medio) mientras que Winkler (1967, 1974) la considera en la parte superior de la facies esquisto verde (metamorfismo de grado bajo) formada a partir de pirofilita a una presión entre 1 y 4 kilobares y a una temperatura entre 400 y $430 \pm 15^\circ\text{C}$ según la siguiente reacción: pirofilita = andalucita + cuarzo + H_2O .

La baja temperatura necesaria para esta reacción explicaría la aparición temprana de andalucita en las metapelitas.

1.4.2.6. *Granate*.- La presencia de granate, de composición predominante almandino (RESTREPO y TOUSSAINT, 1975) en los esquistos anfibólicos y anfibolitas del Río Cauca, es característica de la "facies series" Barrovian, en la facies almandino - anfibolita, e indica una zona de media a alta presión.

En el resto del área, el granate que aparece en algunas zonas pelíticas es de composición espesartita, determinada por rayos X; su aparición está controlada por la composición química de la roca original, más que por las condiciones de metamorfismo. Sin embargo, por lo general marca la zona de transición entre el metamorfismo de grado bajo, facies esquisto verde, y el de grado medio, facies de anfibolita baja. Algunos de estos granates presentan un zonamiento, que indica cambios composicionales, debido probablemente a un aumento en la intensidad del metamorfismo dentro de una roca dada, durante el intervalo de recristalización, ya que el manganeso tiende a concentrarse en la parte central de los cristales de granate.

1.4.2.7. *Cordierita*.- La mayor parte de la cordierita encontrada en este trabajo se presenta relativamente cerca a los ba-

tolitos Antioqueño y de Sonsón. Las muestras más alejadas están 13 km al sur del extremo del Batolito Antioqueño, pero aún en este caso, si se acepta la forma de hoja propuesta por Feininger y otros (1972, p. 97-98) para el batolito, éste podría encontrarse a poca profundidad y explicaría la presencia de cordierita a distancias aparentemente grandes de afloramientos superficiales del batolito.

Por lo general, la cordierita es difícil de separar del feldespato debido a sus propiedades ópticas variables y presenta además una intensa alteración a pinita.

1.4.2.8. *Sillimanita*.- Este mineral aparece tanto en fibrolita como en cristales prismáticos bien definidos; pasa de fibrolita a prismática a medida que aumenta el grado de metamorfismo y por ello se tomó como base para trazar la isógrada que separa la facies de anfibolita baja de la de anfibolita alta.

La sillimanita, variedad fibrolita, aparece en rocas pelíticas de grado medio de metamorfismo, asociada íntimamente a biotita como si se formase la una a partir de la otra y en las rocas migmatíticas. La sillimanita, variedad prismática, aparece restringida a la zona de migmatitas. Para discutir su asociación con otros minerales metamórficos, se emplea el término paragénesis según el criterio de Winckler (1974, p. 28), únicamente para designar aquellos minerales que en la sección delgada están en contacto.

En las rocas migmatíticas con cordierita - granate - biotita, la sillimanita formaría una paragénesis que aparentemente no es estable (ZEN, 1963; MIYASHIRO, 1973); cuando la sillimanita aparece en cristales prismáticos bien desarrollados y dispersos, la roca es pobre en plagioclasa, la cual a veces llega a faltar o muestra un desarrollo incipiente y parece que este mineral es el que controla la distribución de la sillimanita. En las mismas rocas, cuando hay desarrollo de plagioclasa la sillimanita está asociada íntimamente a biotita, siendo esta última aparentemente un mineral retrógrado. En el primer caso, la paragénesis estable sería: cordierita - granate - biotita - sillimanita, mientras que en el segundo sería: cordierita - granate - plagioclasa - sillimanita.

1.4.2.9. *Plagioclasa*.- Como mineral metamórfico, es de importancia para definir el grado de metamorfismo en las metavulcanitas. En las rocas metamórficas de grado bajo la plagioclasa tiene un contenido de An entre 0 y 20 mientras que en las de grado medio es mayor de 20. En los esquistos anfibólicos del Cauca (metamorfismo de media a alta presión), el contenido de An varía entre 25 y 34.

En las metavulcanitas de grado bajo la plagioclasa aparece en tres formas principales: como albita detrítica moderadamente maclada y por lo general empolvada; como albita completamente recristalizada, limpia, poco maclada, en granos finos y a menudo intersticial; y como albita de reemplazamiento caracterizada por su mayor tamaño, a veces poikiloblástica, con macla de albita simple. En todos los casos las propiedades ópticas indican una albita de baja temperatura.

En las anfibolitas, la plagioclasa varía de oligoclasa cálcica a andesina, con alteración parcial a total a sausurita y con restos de maclas de albita-periclina.

1.4.2.10. *Feldespato Potásico*.- Este mineral se encontró solamente en las zonas de más alto grado de metamorfismo en el conjunto migmatítico. El feldespato de grano fino a intersticial es probablemente de origen metamórfico mientras que el de grano grueso se presenta por lo general en augen o porfiroclastos y en este caso podría ser detrítico.

1.4.2.11. *Anfíbol*.- El tipo de anfíbol que se encuentra en las metavulcanitas indica el grado de metamorfismo, ya que según Shido y otros (1959) el anfíbol en la facies de esquistos verde (metamorfismo de grado bajo) es siempre actinolita mientras que en la facies anfibolita (metamorfismo de grado medio) es una hornblenda cuyas propiedades ópticas van variando a medida que aumenta la intensidad del metamorfismo.

En la zona de transición entre ambos grados de metamorfismo se ha encontrado un anfíbol, clasificado como hornblenda actinolítica, cuyas propiedades ópticas son intermedias entre actinolita y hornblenda. Por este motivo se ha utilizado la hornblenda como mineral índice para trazar la isógrada que separa a los dos tipos de metamorfismo.

Este anfíbol presenta un cambio gradual tanto en el ángulo $2V$ como en el índice mayor de refracción (Fig. 10) debido probablemente a un cambio en las condiciones de recristalización, ya que a medida que aumenta el grado de metamorfismo disminuye el ángulo $2V$, mientras que el índice mayor de refracción aumenta. El cambio continuo en las propiedades ópticas refleja el cambio gradual en la composición del anfíbol a medida que se pasa de grado bajo a medio de metamorfismo, o que cambian las condiciones de presión durante el metamorfismo.

En las muestras del Río Cauca, algunos cristales de anfíbol están compuestos por núcleos de hornblenda y bordes fibrosos de actinolita; esta relación textural íntima entre ambos tipos de anfíbol indicaría que la hornblenda originalmente formó una asociación estable con un anfíbol sódico, pumpellita y/o lawsonita, durante un metamorfismo anterior en las facies de los esquistos azules (ERNEST et al., 1970) y que bajo las condiciones actuales de presión y temperatura la actinolita, formada a partir de hornblenda, representaría la fase estable.

La asociación de actinolita talco y/o clorita en los esquistos de serpentina que se encuentran en la zona de La Merced (Pl. 187, E-1; F-1; G-1), representa reacciones metasomáticas locales en la zona de contacto, entre las rocas básicas y ultrabásicas.

1.4.2.12. *Epidota*.- Las metavulcanitas contienen abundantes minerales del grupo de la epidota asociados a albita-anfíbol cálcico-clorita-mica blanca con o sin cuarzo y calcita.

En los esquistos verdes (metamorfismo de baja presión), el mineral predominante es epidota (pistacita), a veces zonada, mostrando un núcleo con fuerte pleocroismo que parece corresponder a piemontita. En las anfibolitas es accesoria y por lo general aparece restringida a venas y como producto de sausuritización de plagioclasa.

En la zona de esquistos anfibólicos del Río Cauca (media a alta presión), el mineral predominante es zoisita por lo general con colores de interferencia anómalos indicando deficiencia en hierro y con ángulo $2V=30-40^\circ$. Algunas veces este mineral está rodeado por una corona formada por gra-

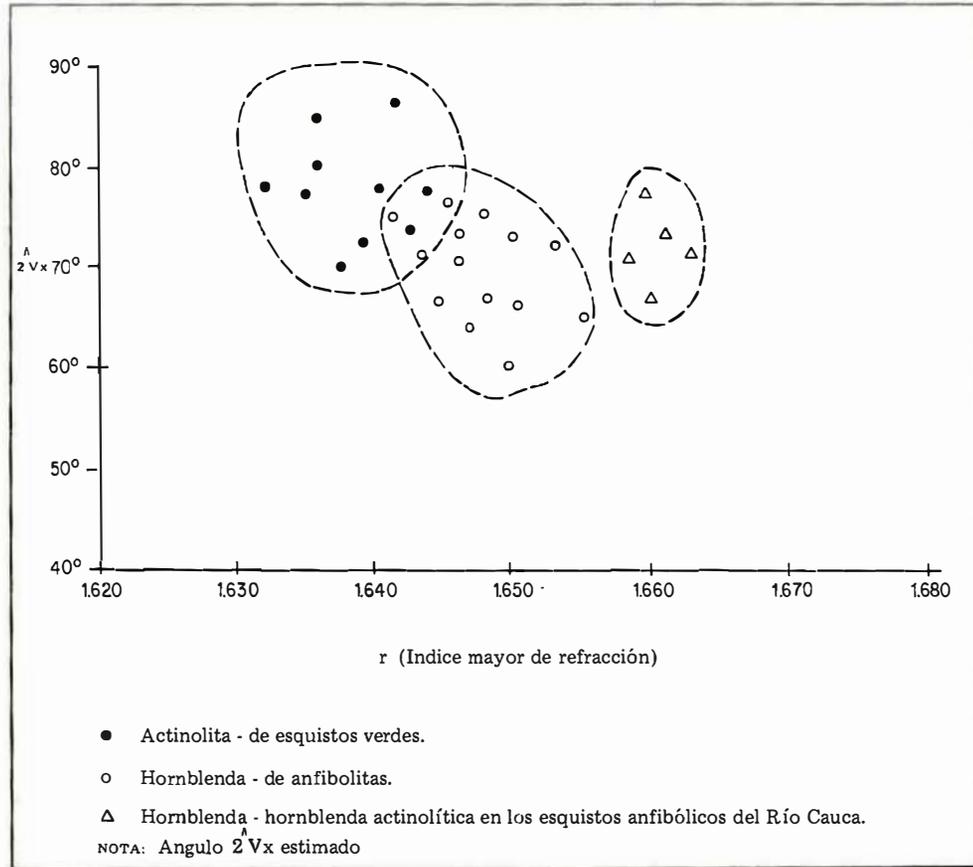


FIG. 10. GRAFICA DE VARIACION EN LAS PROPIEDADES OPTICAS DEL ANFIBOL EN LAS METABASITAS. PLANCHAS 167 (SONSON) Y 187 (SALAMINA) DEL MAPA GEOLOGICO DE COLOMBIA

nos finos de color negro a pardo oscuro y muy baja birrefringencia que parece corresponder a Clinozoisita (?) generada por el metamorfismo dinámico y/o metasomatismo producido por la intrusión tectónica de las rocas ultrabásicas que acompañan a estas rocas.

1.4.3. MIGMATITAS

La zona migmatítica está compuesta aproximadamente por partes iguales de material granítico y esquistoso con algunos diques y silos de anfibolita. El material granítico está compuesto esencialmente por cuarzo, plagioclasa sódica y feldespato potásico, pudiendo este último faltar en algunas áreas, mientras que el material esquistoso está compuesto por biotita - sillimanita - cordierita-granate-cuarzo con o sin plagioclasa, marcando la zona de más alto grado de metamorfismo, facies de anfibolita alta y parte superior de la facies de anfibolita baja.

Aunque la zona en conjunto parece representar la transición entre la facies de anfibolita y la de granulita, la interpretación de su metamorfismo es complicada, pues no es posible determinar la relación exacta entre la parte granítica, los metasedimentos y las anfibolitas asociadas. La parte granítica puede representar un magma granítico intruido a lo largo de los planos de foliación de los sedimentos y luego afectado tectónicamente, o puede ser el producto de anatexis local (WINKLER, 1967); o simplemente el producto de la "granitización" de sedimentos preexistentes por efectos metasomáticos (adición de álcalis) y de recristalización a altas temperaturas. Además, la paragénesis actual puede representar más de un evento metamórfico, pues muchas de ellas son asociaciones metaestables.

En este caso, quizás la teoría más aceptable sobre el origen de las migmatitas es el anatético por fusión parcial durante el metamorfismo regional de alto grado (WINKLER, 1965, 1974). La composición de la parte granítica de las migmatitas es adamélica, localmente con exceso de cuarzo y deficiencia de feldespato potásico, con una textura hipidioblástica remanente de una textura ígnea original, ya que gran parte del feldespato tiende a ser idiomórfico.

La inyección forzada de las capas graníticas así formadas, produjo los plega-

mientos de distinta forma y escala (Fig. 5) que afectan el conjunto migmatítico, la mayoría de las veces sin producir planos de cizalladura.

1.5. METAMORFISMO TERMICO

El metamorfismo térmico cerca a los contactos con los cuerpos ígneos en el área cartografiada, produjo recristalización en las rocas encajantes a temperatura entre moderada y alta, con una presión confinante baja, formando una aureola de contacto bien definida, como puede observarse en la Figura 11. Los movimientos que acompañaron la intrusión del magma granítico produjeron alguna deformación contemporánea con el metamorfismo térmico.

Estos efectos se observan principalmente en áreas adyacentes a los batolitos Antioqueño y de Sonsón, a la Cúpula de La Unión, al Neis Intrusivo de Abejorral y a los stocks de El Buey y La Honda.

La presión y temperatura bajo las cuales se formaron las rocas de grado alto de metamorfismo regional en el área, fueron similares a las desarrolladas en la parte interior de la aureola térmica y por ello los cambios mineralógicos son más evidentes en las rocas de bajo grado de metamorfismo.

1.5.1. FACIES

La isógrada que separa el metamorfismo térmico de grado bajo del de grado medio se trazó teniendo en cuenta la aparición de andalucita en las rocas pelíticas y de hornblenda en las metabasitas. El metamorfismo de grado bajo se presenta en las márgenes exteriores de los batolitos Antioqueño y de Sonsón con una asociación mineralógica (Fig. 12) similar a la de las facies de esquisto verde en el metamorfismo regional (Fig. 9) y diferenciándose solo por su textura.

La isógrada entre la facies de hornblenda-cornubianita (grado medio de metamorfismo) y la de feldespato potásico - cordierita-cornubianita (grado alto de metamorfismo), se trazó considerando la aparición de cordierita y/o sillimanita en las metapelitas y de diópsido en las metabasitas. Por lo general, los xenolitos que se encuentran en cuerpos batolíticos presentan una paragénesis correspondiente a las facies de hornblenda - cornubianita.

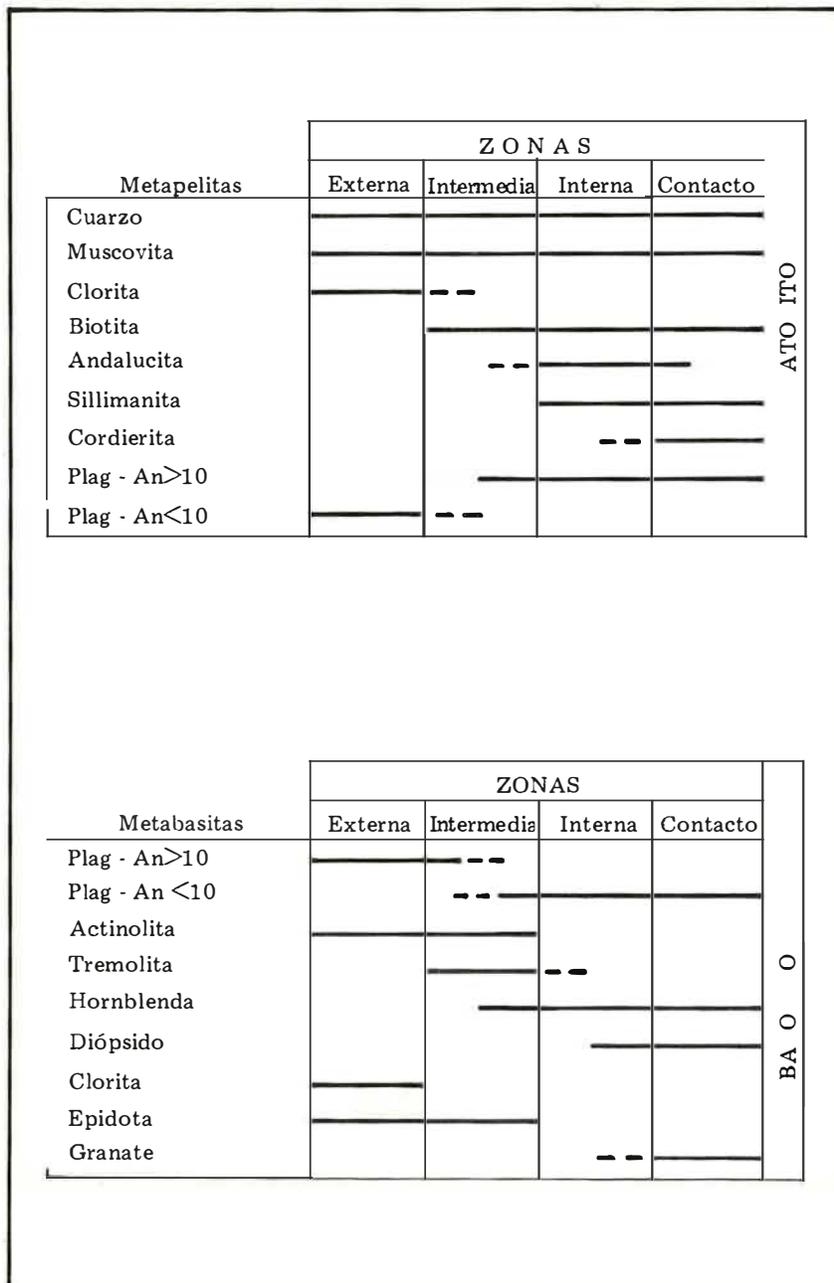


FIG. 11. ZONACION MINERAL EN LAS METAPELITAS Y METABASITAS DE LA AUREOLA DE CONTACTO EN EL EXTREMO SUR DEL BATOLITO ANTIOQUEÑO

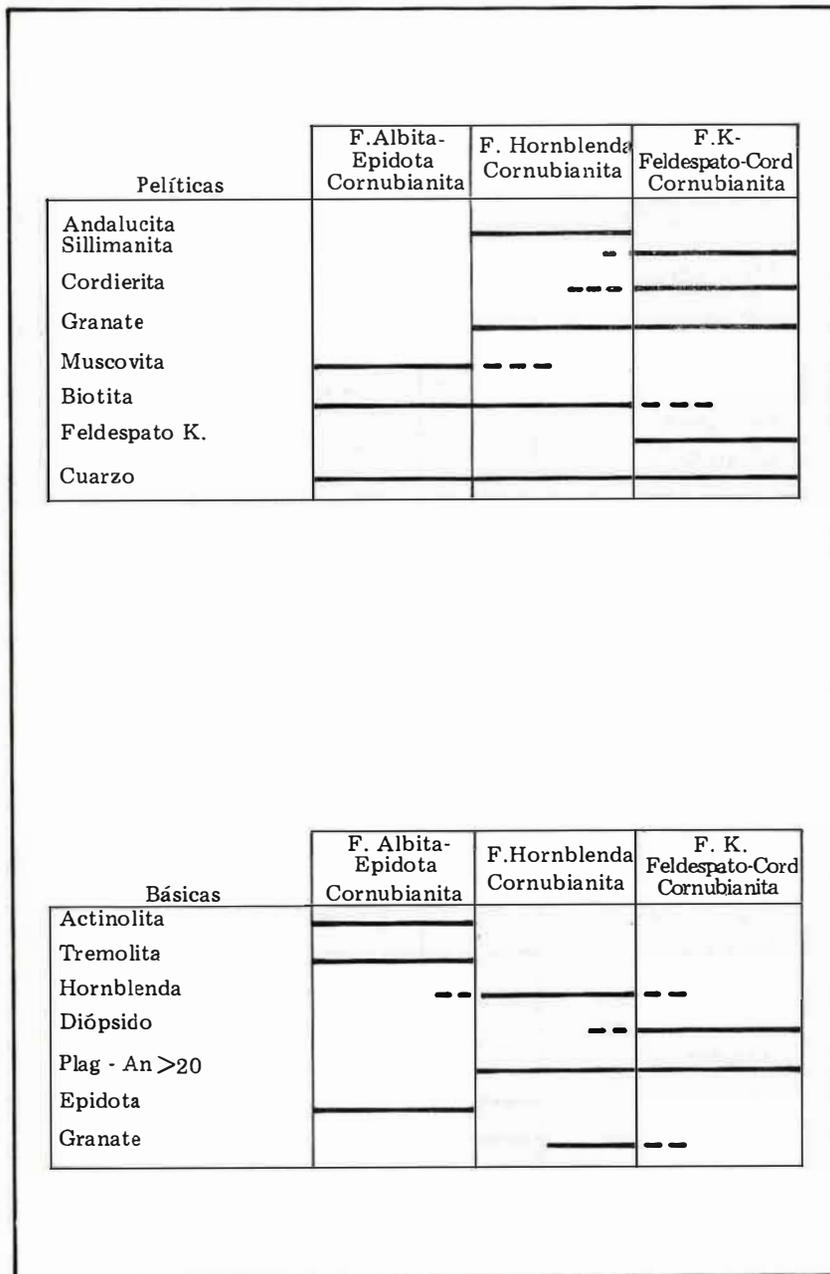


FIG. 12. CAMBIOS MINERALOGICOS A TRAVES DE LAS FACIES DE METAMORFISMO DE CONTACTO EN ROCAS DE COMPOSICION QUIMICA DIFERENTE. PLANCHAS 167 (SONSON) Y 187 (SALAMINA) DEL MAPA GEOLOGICO DE COLOMBIA.

1.5.2. CORNUBIANITAS

Aunque en el mapa geológico (Planchas 167 y 187) no se presentan como unidades diferentes, su aparición está indicada por las isógradas de metamorfismo térmico que marcan la aureola de contacto de los cuerpos ígneos. A continuación se describen de acuerdo a la composición química de la roca original.

1.5.2.1. *Cornubianitas Pelíticas.*- Se caracterizan por su textura hornfelsica variando de granoblástica poligonal hasta porfiroblástica. Su mayor desarrollo se encuentra al sur del Batolito Antioqueño (Pl. 167, zona noreste), y al oeste del Batolito de Sonsón (Pl. 187, zona oriental). En el primer caso se observa en forma clara en la aureola térmica, la zonación mineral indicada en la Figura 11.

La muscovita aparece en cristales grandes poikiloblásticos finos que reemplazan sillimanita y cordierita (?). La presencia de muscovita, que es una fase inestable en la parte interna de la aureola de contacto, caracterizada por la asociación sillimanita - ortoclasa, en este caso puede explicarse por efectos metasomáticos ya que su forma de ocurrencia así parece indicarlo; ambos tipos de mica indican efectos metasomáticos por soluciones ricas en K, donde los cristales grandes se formaron en las últimas etapas del metamorfismo progrado y los agregados serían un producto diaforético.

La coexistencia de sillimanita representa una etapa de desequilibrio. Parte de la sillimanita está íntimamente relacionada a biotita y parece haberse formado a partir de ésta, y parte está asociada a la andalucita.

Esta relación entre los dos silicatos de aluminio sugiere que la sillimanita se formó durante una fase relativamente tardía, pero de alta temperatura, después de haber alcanzado el equilibrio entre la temperatura del cuerpo intrusivo y la gradiente de temperatura existente en ese momento.

La andalucita de origen térmico es poikiloblástica y se encuentra como porfiroblastos que cortan la foliación desarrollada por metamorfismo regional.

La cordierita presente es claramente térmica, pues si ésta hubiese sido de ori-

gen regional indicaría un alto grado de metamorfismo y, posteriormente al ser afectada por efectos térmicos se desdoblaría en espinela verde y cuarzo (FEININGER, et al., 1972).

En la zona de contacto adyacente al Stock de Amagá al oeste del área cartografiada, aunque no se encontraron minerales aluminicos de contacto en las metapelitas de muy bajo grado de metamorfismo regional, se pueden observar cornubianitas de cuarzo-biotita con textura granoblástica poligonal típica, donde la biotita tiende a encontrarse en nidos y se observan además pizarras moteadas, donde las manchas corresponden a agregados de biotita de color pardo-amarillento y muscovita en láminas grandes, poikiloblástica, con cristales dispersos de turmalina,

Aunque existe una gran discrepancia en las edades hasta ahora obtenidas para el Batolito de Sonsón, Jurásico medio a Cretáceo tardío, las evidencias de campo en el contacto de este batolito con la Formación Abejorral (Albiano-Aptiano), parecen reforzar una edad Jurásica.

A pesar de que los sedimentos de la Formación Abejorral tienen una composición química adecuada para la formación de aluminosilicatos, no se observó en ninguna parte del contacto oeste, minerales que pudiesen indicar efectos térmicos producidos por la intrusión del Batolito de Sonsón.

1.5.2.2. *Cornubianitas Básicas.*- Existe una relación directa entre algunos cuerpos de anfibolita y los cuerpos intrusivos tanto en estas planchas como en el Cuadrángulo I-8 (INVENTARIO MINERO NACIONAL, 1965), y es claro que, al menos los que se encuentran cerca al Batolito de Sonsón y al Neis Intrusivo de Abejorral, representan eventos térmicos debidos a la intrusión de estos cuerpos sobre esquistos verdes producidos por metamorfismo regional, más bien que rocas producidas por metamorfismo dinamotérmico.

Al oeste de Sonsón existe un cuerpo de cornubianitas anfibólicas, definido en trabajos anteriores como anfibolitas (SCHEIBE, 1919; HUBACH, 1955, FAC. MINAS, 1968) donde se puede observar la transición entre la cornubianita con diópsido de textura decusada en la zona interna de contacto,

hasta una cornubianita actinolítica en la zona externa, en la cual aún se puede observar la textura nematoblástica del esquistos verde original.

En las zonas de contacto con diópsido y hornblenda estos dos minerales nunca se encuentran en contacto; el diópsido se encuentra asociado a las bandas con plagioclasa.

Desarrollo de diópsido por efectos térmicos también se observó con las anfíbolitas cerca al contacto con la Cúpula de La Unión y en el contacto del Neis Intrusivo de Abejorral con esquistos actinolíticos transformados en cornubianitas hornbléndicas sobre el Río Aures.

La hornblenda característica del metamorfismo térmico de grado medio o alto presenta por lo general una coloración parda, mientras que en la formada por metamorfismo regional predominan colores verdes.

La facies de hornblenda-cornubianita se diferencia de la de albita-epidota por el desarrollo de hornblenda-plagioclasa en lugar de albita-epidota-actinolita y de la de feldespato potásico-cordierita-cornubianita por el predominio en ésta del diópsido (Fig. 12).

1.6. METAMORFISMO DINAMICO

Aunque muchas de las unidades-roca en esta área están afectadas por varios períodos de metamorfismo dinámico, éstos no fueron estudiados en detalle y sólo se hizo un estudio detallado, basado en las secciones delgadas de muestras recolectadas por geólogos del INGEOMINAS, a lo largo de la zona de Falla de Romeral (GONZALEZ, H., 1974a, 1975) donde los efectos dinámicos son más espectaculares.

La zona de Falla de Romeral se caracteriza en toda su extensión por presentar una zona de rocas cataclásticas de espesor variable entre unos pocos metros y varios kilómetros.

El metamorfismo dinámico, de edad Cretáceo medio - Terciario temprano, que afecta estas rocas incluye: brechiación, cataclasis, granulación, milonitización y localmente recrystalización con aparición de nuevos minerales. Las rocas observadas se

agrupan en las siguientes series: protocataclasita - cataclasita; protomilonita - milonita-ultramilonita y neis (esquistos) milonítico-blastomilonita.

Por lo general la textura de las rocas afectadas por el metamorfismo dinámico es compleja y no homogénea y muestra que el grado de deformación especialmente en los porfiroclastos, no depende directamente de la distancia a la traza de la falla, sino de las características de la roca original. Las serpentinitas, rocas pelíticas y calizas aparecen plegadas y a veces ligeramente recrystalizadas, mientras que las rocas cristalinas han sufrido cataclasis y/o milonitización.

Las rocas más afectadas aparecen cortadas en varias direcciones por microfracturas con relleno de calcita-cuarzo, que son posteriores al cizallamiento ya que no presentan deformación. A medida que se acerca a la traza de la falla principal, aumenta la fracturación y la brechiación y disminuye el tamaño del grano por granulación en los bordes de los cristales.

Al aumentar la deformación aparecen cristales doblados (micas, anfíboles), o con planos de macla deformados (feldespatos, calcita), minerales con propiedades ópticas anómalas (cuarzo, mica, calcita) y a veces cambios por exolución o hidratación.

Los porfiroblastos en las rocas menos deformadas son irregulares y en las de más severa deformación son más finos, redondeados, formando a veces agregados lenticulares, dando a las rocas estructura augen y con ligera recrystalización en la matriz. Los efectos dinámicos sobre las distintas rocas que se encuentran a lo largo de la zona de Falla de Romeral se describen a continuación:

1.6.1. ROCAS PELITICAS

Las rocas pelíticas finogranulares ricas en material arcilloso de la Formación Quebradagrande, son estructuralmente débiles y tienden a fluir en forma plástica cuando son sometidas a deformación, produciendo diferentes tipos de clivaje y convirtiendo las rocas originales, arcillolitas y shales en pizarras. Éstos efectos se observan claramente entre Aguadas y Salamina (Plancha 187).

Efectos de brechiación, milonitización y cataclasis son raros en estas rocas y por lo general el único efecto visible, producido por la deformación, es una ligera recristalización con aumento en el tamaño de los granos de cuarzo y la orientación de láminas de sericita formadas a partir del material arcilloso.

1.6.2. ROCAS ARENO-ARCILLOSAS

El plegamiento en areniscas, gravacas y argilitas interestratificadas de la Formación Quebradagrande, a lo largo de la Falla de Romeral, ha producido varios tipos de clivaje acompañado de cambios texturales y localmente de neomineralización. El clivaje es similar a la foliación producida por metamorfismo de bajo grado y por ello la dificultad de separar las unidades sedimentarias y metamórficas cuando ellas se encuentran en contacto.

La textura resultante de la deformación en esta roca depende esencialmente de la proporción relativa de granos-matriz y de la diferencia en el tamaño del grano entre los fragmentos y la matriz. Se observa que en rocas con mayor proporción de matriz, los esfuerzos se han concentrado en la matriz por ser más débil mecánicamente.

Las rocas de bajo grado de metamorfismo regional (bsd), en las zona de falla, presentan granulación en los bordes de los porfiroclastos, con fuerte extinción ondulatoria en el cuarzo y feldespato; las micas (sericita-clorita) forman capas delgadas y lentes a lo largo de las fracturas. Son abundantes las venas de cuarzo y calcita que cortan la roca en varias direcciones, mientras que las venas de cuarzo comunes en las rocas metamórficas pelíticas, tienden a ser concordantes con la foliación regional.

1.6.3. ROCAS MAFICAS Y ULTRAMAFICAS

Estas rocas adquieren en la zona de Falla de Romeral una estructura esquistosa (Fig. 13a), a néisica con textura augen y en las zonas de más intensa deformación, milonítica. La textura milonítica, prominente en sección delgada, es diferente a la esquistosidad y no está relacionada a la orientación de los minerales presentes.

Las rocas diabásicas, originalmente macizas, aparecen como milonitas bandea-

das (Quebrada Piedra Azul) compuesta por capas alternas de plagioclasa sausuritizada y de epidota - clorita - anfíbol. Estas rocas estaban compuestas originalmente por minerales de propiedades mecánicas diferentes esencialmente plagioclasa y piroxeno (pigeonita-augita). El feldespato muestra poca deformación aunque está muy alterado, mientras que el piroxeno está granulado y se ha alterado a anfíbol uralítico-epidota-clorita que forman las capas más oscuras.

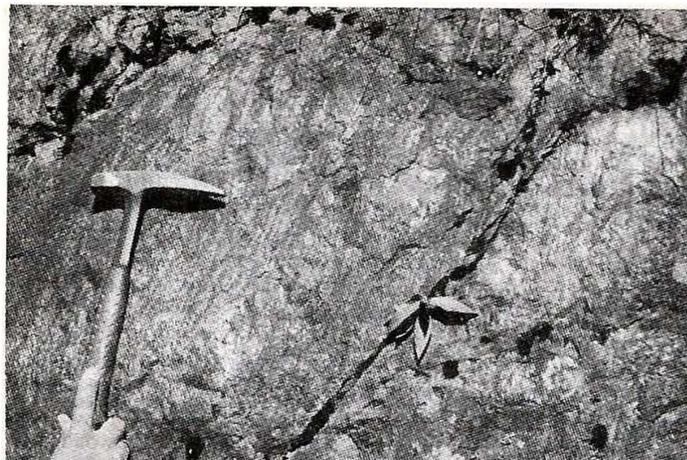
En las rocas máficas de textura porfírica, la matriz ha sido transformada a agregados, de acuarzo - sericita - clorita que fluyen alrededor de porfiroclastos elongados de feldespato - piroxeno, dando una roca de estructura esquistosa. En estas rocas es donde por lo general, se conservan mejor las características ígneas de la roca original.

En los gabros, el feldespato original, labradorita, es el primer mineral que muestra los efectos de la deformación mostrando un ligero curvamiento, extinción ondulatoria y abundantes microfracturas en algunas de las cuales es claro el desplazamiento. El piroxeno puede presentar microfracturas y extinción ondulatoria, pero por lo general su deformación está enmascarada por una intensa uralitización. Los gabros, a lo largo de toda la zona de falla presentan estructura néisica, producida por efectos dinámicos localmente por protoclasis.

La mayor parte de los cuerpos de serpentinita tienen formas alargadas de dirección norte - sur y están relacionadas a la zona de Falla de Romeral, tanto en el área cartografiada en este trabajo como en toda la Cordillera Central.

Algunos de estos cuerpos presentan una esquistosidad bien definida con la formación de típicos esquistos de serpentinita (La Merced, Pl. 187, F-1; G-1, Pácora, D-3), desarrollando una foliación de dirección norte-sur. Además, en algunos cuerpos son comunes poliedros de cizalladura (Fig. 13,b); estos poliedros están formados por núcleos de serpentinita maciza rodeados por serpentinita esquistosa.

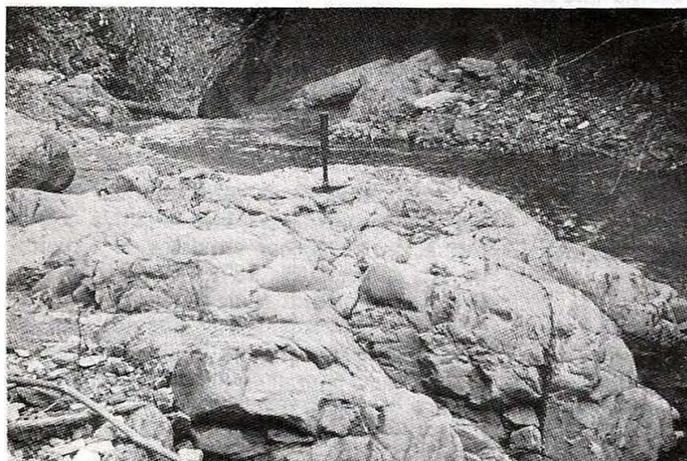
Otros rasgos característicos en estos cuerpos son el alto grado de fracturamiento y milonitización, borrando casi totalmente las características texturales de la roca original.



a)



b)



c)

- a) Estructura esquistosa en rocas diabásicas en la zona de Falla de Romeral. Alto de Minas.
b) Poliedros de cizalladura en serpentinitas. Carretera Pácora - San Bartolomé.
c) Lavas almohadilladas. Afluente Río Chambery (Fotos por C.J. Vesga O.).

FIG. 13.

ESTRUCTURAS EN ROCAS MAFICAS Y ULTRAMAFICAS

En las zonas de borde, donde los efectos dinámicos fueron más intensos, el grado de serpentización es más fuerte debido a que el esfuerzo de cizallamiento aumenta la rata de reacción química de las soluciones acuosas calientes (COLEMAN, 1971) formando localmente picrolita, por recristalización de serpentina fina a lo largo de las superficies de cizalladura. Además, la serpentización produce un intenso microfracturamiento en los cristales de olivino, microfracturas que son rellenadas por agregados finos de magnetita - cromita.

1.6.4. NEOMINERALIZACION

La presencia de nuevos minerales como prehnita, pumpellita y crossita en grauvacas y rocas verdes, observadas a lo largo de la zona de Falla de Romeral, puede indicar un área de sobrepresión tectónica (COLEMAN, 1972) a lo largo de ésta. Las condiciones físicas necesarias para la formación de estos minerales son una presión alta y temperaturas relativamente bajas, las cuales pudieron haberse alcanzado por esfuerzos de compresión local producidos por el tectonismo y en este caso, es claro que las rocas donde se encuentra la asociación pumpellita-prehnita están relacionadas a una fuerte deformación, producida por esfuerzos diferenciales a lo largo de la zona de falla.

Para Ernest (1973, p. 262) la sobrepresión tectónica es de poca magnitud (menor de 1 kbar) y no es suficiente para formar estos minerales.

La asociación pumpellita - prehnita es característica de la facies de los esquistos de glaucófano y representa el metamorfismo de bajo grado en el "metamorfismo de esquistos azules" (ERNEST, 1973), caracterizado por altas presiones y baja temperatura. En este caso, las rocas que contienen estos minerales serían las rocas metamórficas más jóvenes y débilmente recristalizadas y estarían localizadas cerca al margen oceánico, mientras que las rocas de más alto grado de metamorfismo y mayor edad de recristalización se encontrarían sobre el lado continental, y representarían segmentos de la corteza oceánica que fueron tectónicamente incorporados al continente en una zona de subducción (ERNEST, 1965; MIYASHIRO, 1972, 1973a).

Sin embargo, hasta ahora no se han encontrado en esta área otros minerales típicos de los esquistos azules tales como glaucófano, lawsonita, y solo en una muestra aparece aragonito restringido a una vena y sobre el cual no hay certeza de que sea un mineral metamórfico típico. Por lo tanto, es necesario un estudio más detallado del área para determinar el verdadero significado de la presencia de estos minerales, en rocas de la Formación Quebradagrande afectadas por metamorfismo dinámico.

1.7. METAMORFISMO RETROGRADO

Muchas de las rocas metamórficas que afloran en el área cartografiada muestran evidencias de cambios retrógrados en la paragénesis original de alto a medio grado de metamorfismo, dando asociaciones que son estables en rocas de bajo grado de metamorfismo.

Varios de estos cambios indican hidratación y pueden considerarse como el resultado de una disminución en la temperatura, un aumento en la presión de H₂O o ambas (WINKLER, 1974, p. 17) que tuvieron lugar durante las distintas etapas del metamorfismo regional.

Etapas incipientes de metamorfismo retrógrado se observan en algunas anfíbolitas, las cuales posiblemente tuvieron lugar en condiciones de temperatura y presión diferentes a aquellas bajo las cuales se formaron, mucho tiempo después del metamorfismo regional.

Los cambios principales durante el metamorfismo retrógrado o diaféresis fueron:

Sericitización: ocurre en aluminosilicatos y en feldespatos, indica una presión de vapor de agua relativamente alta.

Cloritización: ocurre en biotita y granate; en este último mineral se encuentra restringida a zonas de fractura. Este proceso ocurre simultáneamente con la sericitización de los aluminosilicatos.

Sausuritización: ocurre en la plagioclasa con la sericitización de las anfíbolitas produciendo agregados pardos de minerales del grupo de la epidota y de albita.

Pinitización: ocurre en la cordillera.

En algunos lugares, efectos dinámicos han acentuado la diaftóresis, ya que producen fracturamiento y zonas de cizalladura, a lo largo de las cuales penetran fácilmente soluciones gaseosas ricas en vapor de agua y/o CO₂, que producen paragénesis minerales estables a bajas temperaturas por desdoblamiento de las reacciones que originaron los minerales metamórficos de alto a medio grado.

2. ROCAS SEDIMENTARIAS

2.1. MESOZOICO

En las rocas sedimentarias mesozoicas se distinguen dos secuencias completamente diferentes: una, la occidental donde predominan rocas cretáceas cuya deposición estuvo acompañada por un intenso volcanismo y la otra, la oriental, en la que el volcanismo tiene mucho menos importancia y donde se encuentran rocas jurásicas y cretáceas. El límite entre ambas secuencias está marcado en parte por la Falla de San Jerónimo y de acuerdo a Auboin (1965) constituye un dominio eugeosinclinal y un dominio miogeosinclinal respectivamente.

El primer dominio está compuesto por una formación volcano-sedimentaria con dos miembros bien definidos: uno volcánico que constituye la base y en parte el techo del grupo y un miembro sedimentario intercalado en el anterior. Los dos miembros son correlacionables en conjunto con la Formación Quebradagrande de Botero A. (1963). Los sedimentos son de origen marino, depositados en la plataforma continental en un medio nerítico localmente euxínico.

El segundo dominio está constituido por las formaciones Valle Alto y Abejorral, la primera de ellas con abundantes restos de plantas del Jurásico tardío (LEMOIGNE, I., comunicación escrita, 1975) y la segunda con algunos amonites y pelecípodos del Aptiano - Albiano (BURGL y RADELLI, 1962).

La relación exacta entre estas formaciones no pudo determinarse, ya que en el área cartografiada el límite está marcado por la Falla de Samaná Sur (Fig. 14).

Ambas formaciones se depositaron en la plataforma continental en un medio nerítico, localmente euxínico, donde existían algunas islas con vegetación durante el Jurásico. El volcanismo está casi totalmente ausente de estas formaciones y solo en la parte superior de la Formación Abejorral (carretera Abejorral-Pantanillo) (Pl. 167, F-3; G-3) encuentran algunas rocas diabásicas porfíricas.

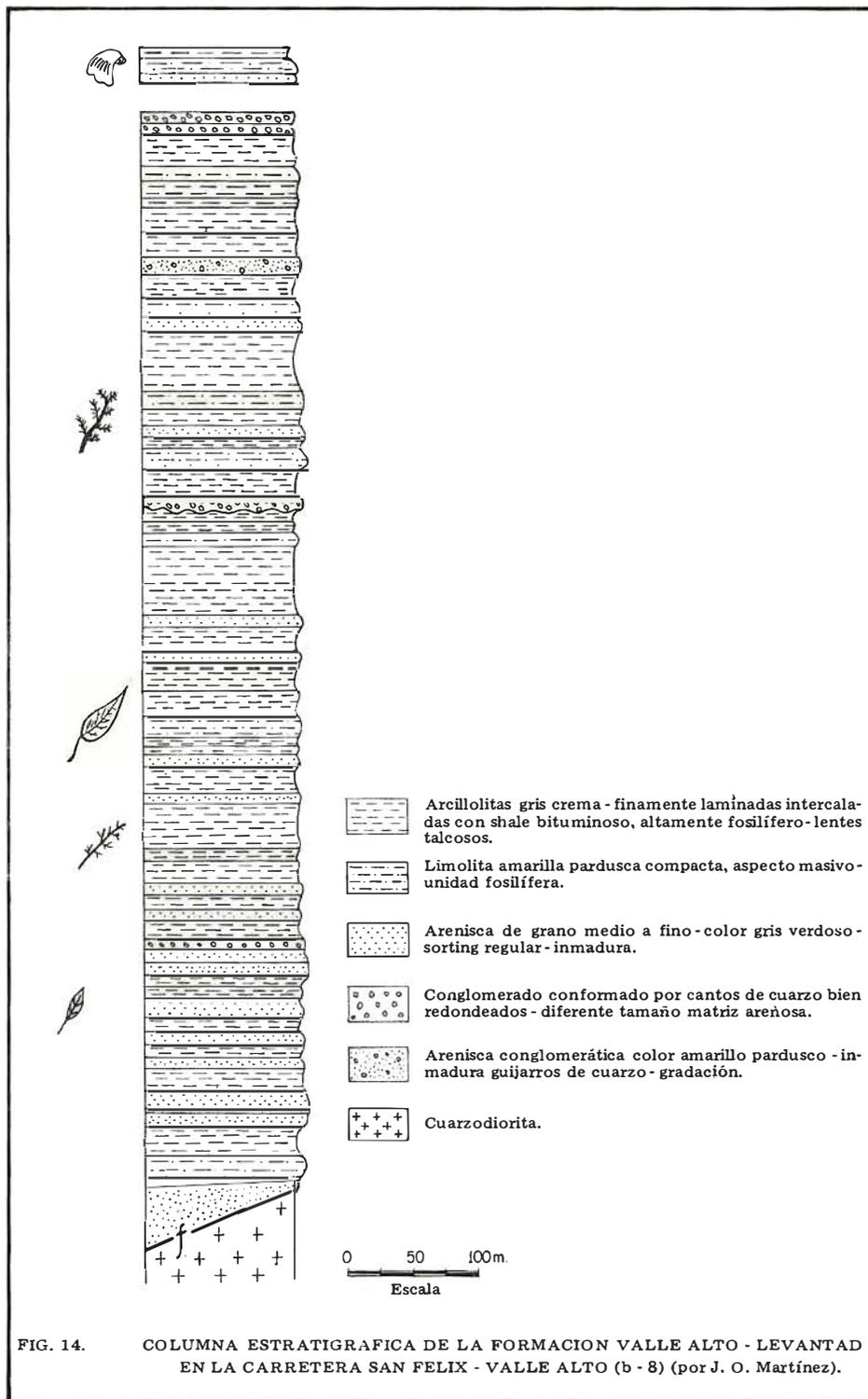
En la zona de intercalaciones puede predominar cualquiera de los dos tipos de roca, indicando períodos de diferente actividad volcánica proveniente del oeste y de deposición de material erodado de superficies emergidas al este. Sin embargo, puede considerarse que los sedimentos están subordinados al material volcánico. Datos paleontológicos obtenidos en los sedimentos intercalados indican una edad Cretáceo tardío, aunque más hacia el norte en Loma Hermosa, (Cuadrángulo I-7), Grosse (1926) reporta fósiles del Barremiano en pizarras y calizas de color negro intercaladas en rocas diabásicas y en las zonas de Arma (Pl. 167, H-1), Botero y otros (1974) reportan una fauna del Albiano-Aptiano. Aunque en el último caso Toussaint y Restrepo (1974a) consideran que los fósiles se encuentran en un bloque alóctono, es probable que se hayan presentado varios períodos de actividad volcánica a lo largo del Cretáceo.

2.1.1. FORMACION VALLE ALTO

Se da el nombre de Formación Valle Alto al conjunto sedimentario que aflora principalmente a lo largo de la carretera San Félix - Valle Alto (Pl. 187, G-6; H-6) de donde recibe el nombre, en la parte alta de la Cordillera Central.

La Formación Valle Alto es la primera secuencia sedimentaria del Jurásico conocida en la Cordillera Central. La flora encontrada en ella fue estudiada por el profesor Ives Lemoigne de la Universidad de Lyon, Francia, mientras que la fauna fue estudiada por el profesor Gerardo Botero A.

En su parte este, la secuencia sedimentaria está en contacto fallado y/o discordante con el Batolito de Sonsón, mientras que al oeste está separada de la Formación Abejorral por la Falla de Samaná Sur. Al norte reposa, en discordancia angular, sobre cuarcitas biotíticas y al sur está cubierta por tobas volcánicas recientes.



La secuencia sedimentaria en la sección tipo es la siguiente (Fig. 15): en la base se encuentran areniscas de grano fino a medio, color verde a pardo-amarillento, de cantos subangulares mal seleccionados con capas delgadas intercaladas de shale negro finamente laminado; luego aparece un nivel de arcillolitas de color gris, finamente estratificadas, cubiertas por óxidos de hierro, seguido de un nivel de conglomerado formado por cantos de cuarzo redondeados, de 2 cm de diámetro en promedio, dentro de una matriz arenosa; encima de este conglomerado se presenta una secuencia de bancos de arenisca de grano medio, color gris y arcillolita finamente laminada con restos de vegetales y de color gris a negro.

Encima del paquete anterior se encuentra una secuencia de lutitas de color gris verdoso con capas intercaladas de arenisca blanca de grano medio a fino y encima, separado por una discordancia erosional aparece un banco de conglomerado, notándose el relieve fósil entre ambas unidades. Suprayaciendo este conglomerado, aparece una secuencia formada por intercalaciones de lutitas grises con restos de plantas y areniscas ferruginosas de grano medio. Hacia el tope se hacen más persistentes los niveles de conglomerado entre capas pelíticas con restos de plantas.

El espesor medido de la Formación Valle Alto en esta sección es de 860 m (MARTINEZ, J. O., comunicación escrita, 1974).

La Dirección de los estratos varía entre N10° E y N40° E con buzamientos suaves, hasta 45°, predominantemente hacia el oeste.

Separado de esta secuencia por la Falla de Samaná Sur, aparece un nivel de arcillolitas cremas a grises y arcillolitas arenosas de color crema con abundantes restos de bivalvos. Desafortunadamente, una capa gruesa de tobas, que cubre en parte este región, no permitió definir con exactitud la relación exacta entre ambas secuencias sedimentarias.

2.1.1.1. Relación con la Formación Abejorral.- La Formación Valle Alto está separada de la Formación Abejorral por la Falla de Samaná Sur (Fig. 14), aunque desafortunadamente, debido a la cubierta de tobas que se encuentran en el área, ésta no se

pudo seguir en toda su extensión. Litológicamente son difíciles de separar pero por lo general, la Formación Valle Alto presenta un mayor desarrollo de sericita que le da un lustre micáceo, especialmente en las capas de arcillolita.

2.1.1.2. Edad.- La edad de esta formación fue definida con base en las determinaciones efectuadas por el profesor Yves Lemoigne de la Universidad de Lyon, Francia (comunicaciones escritas 1974, 1975). La flora estudiada indica una edad Jurásico medio y comprende los siguientes géneros:

<i>Caytonia,</i>	<i>Cladophlebis,</i>
<i>Desmiophyllum,</i>	<i>Otozamites,</i>
<i>Coniopteris,</i>	<i>Neocolamites,</i>
<i>Ptilophyllum</i> (?),	<i>Ctenozamites,</i>
<i>Otozamites,</i> nev. spec.	

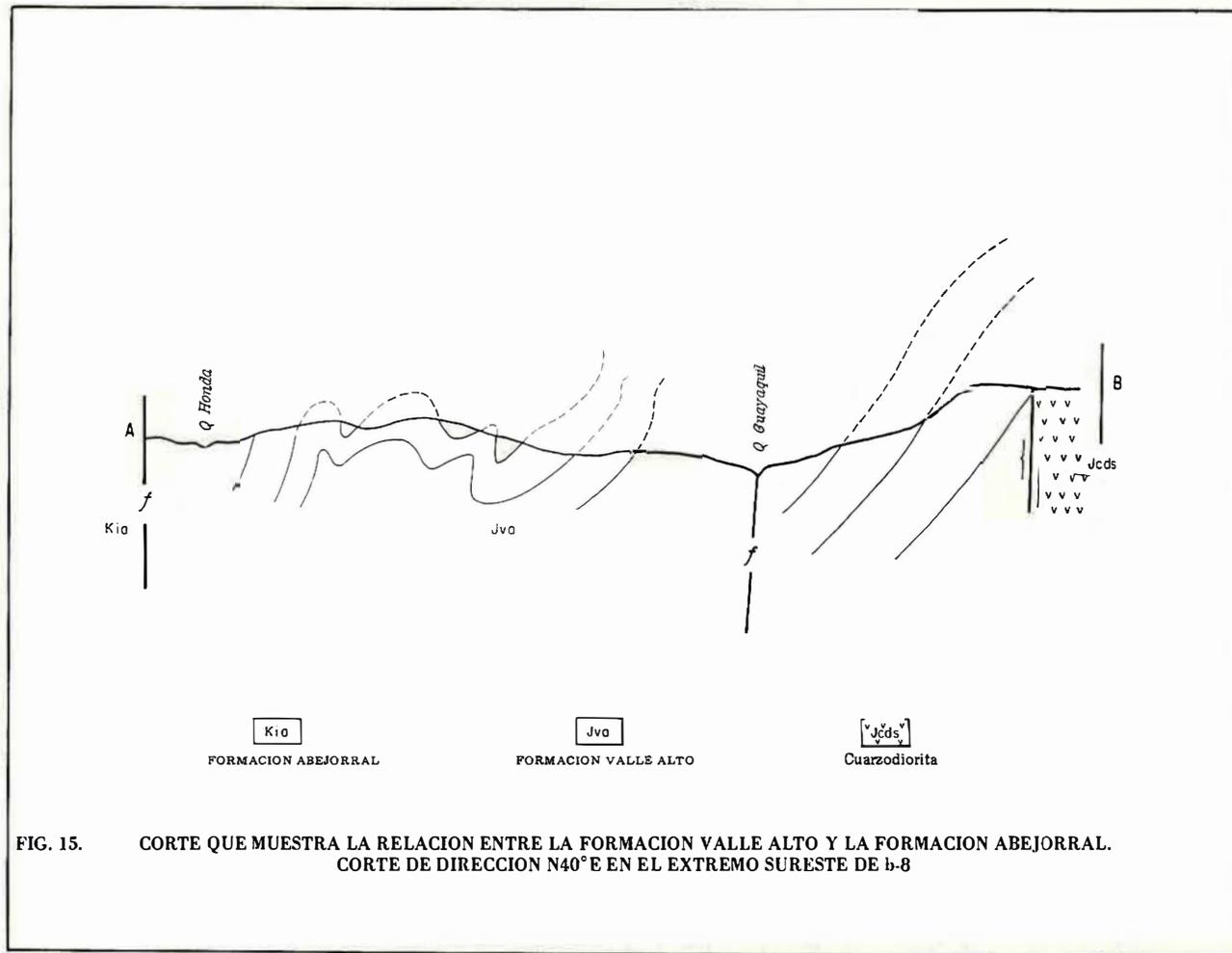
Posteriormente se encontraron en la misma región algunos niveles con amonitas que parecen confirmar esta edad. Esta fauna está siendo estudiada con la colaboración del profesor G. Botero A.

2.1.2. FORMACION ABEJORRAL

H. Bürgl y L. Radelli (1962) dieron este nombre al conjunto de rocas sedimentarias clásticas que afloran al oeste de la población de Abejorral (Pl. 167, F-3). Los levantamientos geológicos realizados indican que esta formación se extiende como una franja continua desde Abejorral (Pl. 167) hasta el sur de San Félix (Pl. 187) y sigue hacia el sur fuera de los límites del área cartografiada.

Los mejores afloramientos se encuentran en la carretera Abejorral - Pantanillo, donde fue definida la sección tipo (JARAMILLO y RAMIREZ, 1968), en la carretera Aguadas - Encimadas (Pl. 187, B-3; C-3, 4), en los alrededores de San Félix (Pl. 187, G-4, 5; H-4, 5), en el Río San Félix (Pl. 187, F-6; G-5, 6) y en la carretera San Félix - Marulanda.

En esta formación se han encontrado varios niveles fosilíferos (Cuadro 6), aunque solo dos de ellos, el de Abejorral y el de Arma, han sido descritos con algún detalle (BURGL, 1962; BOTERO, A., 1974). Con base en estas faunas (Cuadro 6) se ha asignado una edad Aptiano - Albiano a esta formación.



LOCALIZACION Y COORDINACION	FOSILES	EDAD	FORMACION	IDENTIFICADOS POR
Arma X = 1.123.910 Y = 837.750	Gastrópodos, lamelibranquios	Albiano- Aptiano	Quebradagrande	G. Botero A.
Quebrada Campanas X = 1.123.500 Y = 838.650	Gastrópodos, lamelibranquios, amonitas	Albiano- Aptiano	Quebradagrande	G. Botero A.
Quebrada Guargurubú X = 1.103.630 Y = 839.920	Gastrópodos, lamelibranquios	Albiano- Aptiano	Quebradagrande	G. Botero A.
Carretera Abejorral Pantanillo X = 1.131.350 Y = 846.800	Amonitas	Albiano- Aptiano	Abejorral	H. Bürgl
Carretera San Félix- Arma X = 1.088.630 Y = 858.820	Amonitas	Hauteriviano- Valanginiano	Abejorral	G. Botero A.
Carretera Valle Alto X = 1.083.380 Y = 863.340	Plantas	Jurásico medio	Valle Alto	I. Lemoigne
Carretera Valle Alto X = 1.080.100 Y = 859.350	Bivalvos	Jurásico	Valle Alto	G. Botero A.
Camino Santa Rosa- El Salado X = 1.104.600 Y = 857.900	Amonitas	Albiano- Aptiano	Abejorral	D. Gutiérrez P.
SW de La Virginia X = 1.091.180 Y = 854.250	Pelecípodos	Cretáceo	Abejorral	D. Gutiérrez P.

CUADRO 6. LOCALIDADES FOSILIFERAS EN LAS PLANCHAS
167 Y 187 DEL MAPA
GEOLOGICO DE COLOMBIA

La discordancia angular entre esta formación y las rocas metamórficas no es clara en muchos lugares y cuando los sedimentos están bien laminados y con brillo filítico en los planos de estratificación, son muy difíciles de diferenciar de los esquistos y filitas del conjunto metamórfico. Solo al oeste de Abejorral es clara una discordancia angular entre ambas unidades.

En su mayor parte la formación Abejorral ha estado sometida a distintos períodos de deformación tectónica, posteriores a la sedimentación. Especialmente las arcillolitas, lutitas y liditas se encuentran intensamente plegadas, fracturadas y cizalladas; la estratificación localmente es vertical a subvertical, siendo abundantes los pliegues menores y de arrastre con planos de estratificación microplegados o estriados, desarrollándose en ellos un brillo sedoso débil; excelentes afloramientos de estas rocas deformadas se encuentran en la carretera Abejorral - Pantanillo.

2.1.2.1. Litología.- La parte basal de esta formación está compuesta por un conglomerado oligomítico cuarzoso, que descansa discordantemente sobre esquistos sericíticos. El conglomerado está compuesto por fragmentos bien redondeados de cuarzo lechoso, cuyo diámetro varía de 1 a 3 cm, cementados en una matriz de cuarzo microcristalino intercrecido con los cantos; el color gris oscuro, que localmente tiene la matriz, es debido a la presencia de piritita y materia orgánica. Ocasionalmente el conglomerado contiene fragmentos de esquistos micáceos.

Este conglomerado fue depositado en un ambiente de playa el cual fue avanzado a medida que la transgresión cubría el basamento metamórfico.

Encima del conglomerado se encuentra una serie de arenisca de grano medio a fino, mal seleccionadas y de color gris claro a crema, indicando depositación contigua a la zona de playa, por debajo del nivel del oleaje.

Encima de estas areniscas, y localmente sobre el conglomerado basal, se encuentra una secuencia gruesa de arcillolitas y lutitas con bancos delgados de arenisca intercalados; por lo general las arcillolitas presentan una amplia variación en cuanto a color y

composición se refiere, una laminación fina y buena estratificación y ocasionalmente desarrollo de sericita a lo largo de los planos de estratificación, pero sin llegar a dar el lustre micáceo típico de las rocas metamórficas y de la Formación Valle Alto. Por lo general los fósiles se han encontrado relacionados a estos niveles arcillosos e indican un ambiente de plataforma continental relativamente poco profunda.

Sobre las capas arcillosas se encuentra una arenisca conglomerática con fragmentos de cuarzo y liditas negras bien seleccionadas y que ha sido interpretada como la base de una discordancia erosiva que marcaría el límite entre el Aptiano superior y el Albiano medio (BURGL, 1972; JARAMILLO y RAMIREZ, 1968; TOUSSAINT y RESTREPO, 1974a). Encima de esta arenisca se encuentran varios niveles lidítico-arcillosos (Fig. 16), en los cuales las capas de lidita de 10 a 20 cm de espesor se intercalan y alternan con capas arcillosas de varios metros de espesor y luego aparece nuevamente la secuencia arcillosa plegada, localmente con fósiles del Albiano medio.

Esta secuencia arcillosa representaría una segunda transgresión en la cual las delgadas capas de lidita y los fósiles representarían interrupciones en el suministro de materiales detríticos.

2.1.2.2. Espesor.- El espesor total de la formación en la carretera Abejorral-Pantanillo es de aproximadamente 2.000 m (JARAMILLO y RAMIREZ, 1968); en la Quebrada Honda, donde se midió una nueva sección durante el presente trabajo (Fig. 16), es de 1.700 m. En el área de San Félix, aunque no se midió ninguna sección, aparentemente el espesor es mayor de 2.500 m.

Estas variaciones en el espesor de la formación de una localidad a otra, indican un carácter transgresivo.

2.1.2.3. Edad.- Aunque son varias las localidades fosilíferas que se han encontrado en esta formación (Cuadro 6), solo ha sido publicada la siguiente identificación de los fósiles de Abejorral (BURGL, H., 1962): *Oxitropidoceras Carbonarium* (Gabb) *Oxitropidoceras* ef. *peruvianum* (von Buch) *Venezoliceras karsteni* (Stieler) *Inoceramus* sp. *Dipolaceras?* sp.

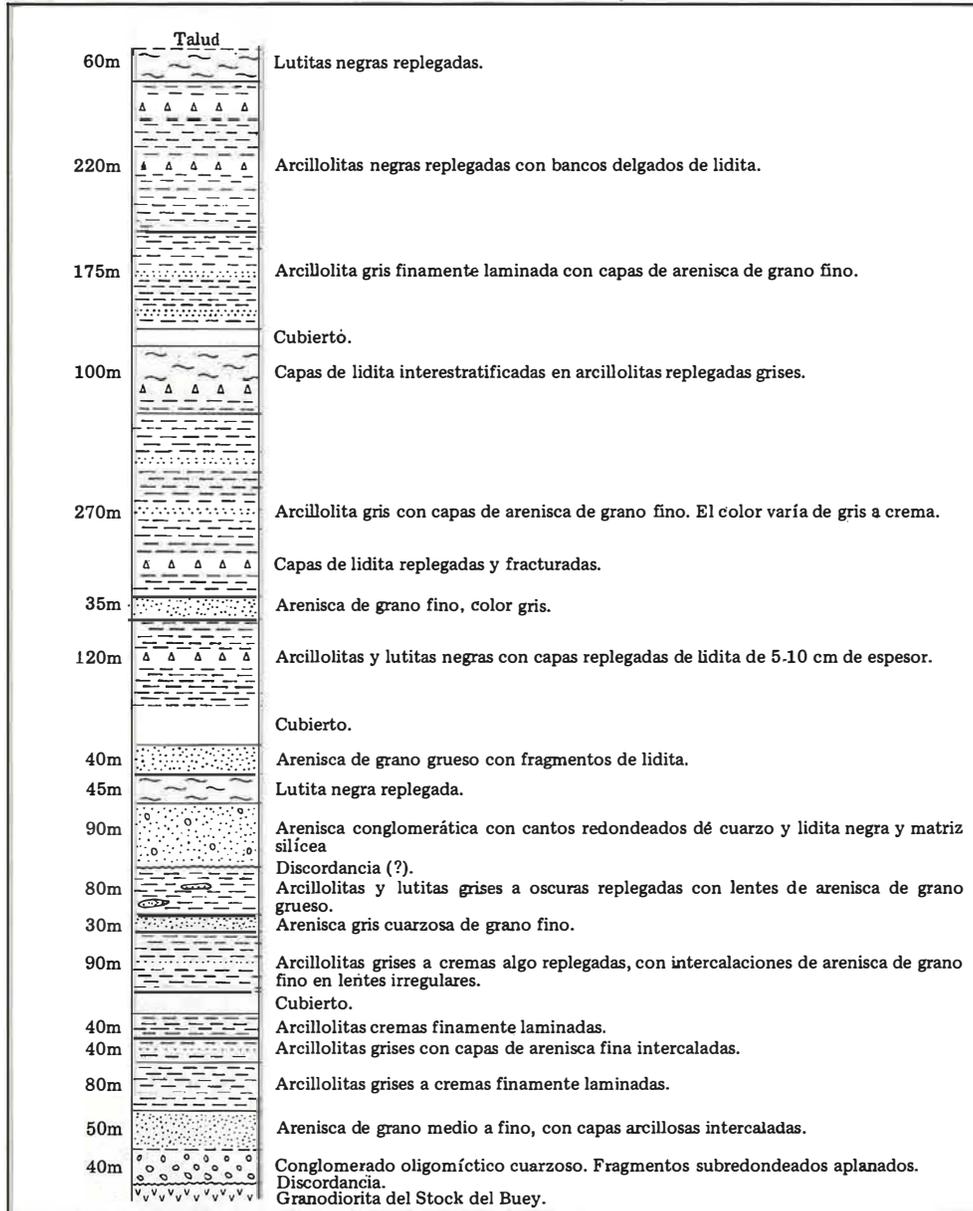


FIG. 16. COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA FORMACION ABEJORRAL. SECCION QUEBRADA HONDA (b-3), (LEVANTADA POR: H. GONZALEZ).

y que corresponden al Albiano medio. En conjunto esta formación corresponde al Aptiano superior - Albiano medio, y estos dos pisos están separados por una discordancia erosiva (BURGL, H., 1962; JARAMILLO y RAMIREZ, 1968), depositada en una plataforma continental de ambiente somero y localmente bajo condiciones euxínicas. Al este de San Félix se encuentran algunos restos de plantas lo que indicaría que en la plataforma continental existieron algunas islas con vegetación.

En la carretera San Félix - Río Arma se encontraron algunos fósiles que indican que posiblemente esta formación se extiende hasta la base del Cretáceo. Estos fósiles están siendo estudiados por el profesor Gerardo Botero A. (comunicación escrita, 1976) y los géneros hasta ahora determinados son los siguientes:

Carretera San Félix - Río Arma - La Samaria, Municipio de San Félix, Departamento de Caldas.

Cephalopoda:

Neocomites
Thuermanniceras
Pseudoosterella
Substeueroceras

Edad tentativa: Berriasiano - Valanginiano

La descripción de otras rocas cretáceas en la Cordillera Central (GROSSE, 1926; BURGL, 1962; FEININGER, et al., 1972; NELSON, 1957; BOTERO, et al., 1974), indica sedimentos depositados en ambientes similares al ambiente en el cual se depositó la Formación Abejorral, lo cual sugiere que la transgresión del Aptiano - Albiano cubrió gran parte de la actual Cordillera Central en su parte centro-norte y depositó sedimentos en una extensa plataforma continental bajo condiciones neríticas (TOUSSAINT y RESTREPO, 1974a, b).

2.1.3. FORMACION QUEBRADAGRANDE - MIEMBRO SEDIMENTARIO

La Formación Quebradagrande, tal como fue definida por Botero A. (1963, p. 44) está compuesta por rocas "verdes" y sedimentos intercalados en la base del conjunto volcánico. Según Restrepo y Toussaint (1973), el nombre de Formación Quebradagrande debe dársele solo a la parte sedimen-

taria, mientras que las rocas volcánicas harían parte del Complejo Ofiolítico del Cauca. En este trabajo se conserva el término Formación Quebradagrande, diferenciando en ella dos miembros: uno esencialmente sedimentario y otros volcánico.

En el área cartografiada existe una serie de sedimentos clásticos y de rocas espilíticas y piroclásticas relacionadas íntimamente, pero las relaciones entre ambas unidades aparentemente no son tan simples como las definidas por Botero (1963) en la sección tipo de la Formación Quebradagrande.

Los mejores afloramientos de la secuencia sedimentaria se encuentran en la Quebrada Campanas (Pl. 167, H-1), cerca a Arma (Pl. 187, B-1, 2), en las carreteras Arma - Aguadas (Pl. 187, B-2), Pácora - Castilla (Pl. 187, D-1, 2), Salamina - La Merced (Pl. 187, F-1, 2; G-1, 2), Salamina - La Quiebra (Pl. 187, G-2, 3) y en los ríos San Lorenzo (Pl. 187, F-2) y Pocito (Pl. 187, H-3).

En algunas de estas secciones, como las de Arma y Quebrada Campanas, es claro que los sedimentos se encuentran intercalados en las rocas diabásicas o sus derivados, mientras que en el resto del área las relaciones originales se encuentran oscurecidas por efectos tectónicos a lo largo de la zona de Falla de Romeral.

2.1.3.1. *Litología.* - Existen marcadas diferencias, tanto en la litología como en sus relaciones con otras unidades, entre los sedimentos de la Formación Abejorral.

Los sedimentos de la Formación Quebradagrande son en su mayor parte lutitas carbonosas arcillosas y en menor proporción grauvacas, areniscas feldespáticas, limolitas, liditas y localmente bancos de caliza negra, con venas de cuarzo paralelas a la estratificación o a los planos de cizalladura cuando están relacionados a zonas de falla donde, además por efectos dinámicos se han desarrollado minerales de alta presión como pumpellita, prehnita y ocasionalmente crosita.

Las lutitas son ricas en materia orgánica y el cizallamiento ha producido superficies de abrasión de color negro brillante sin una dirección definida.

Las grauvacas y areniscas feldespáticas son más comunes en la parte suroeste de la Plancha 187 y presentan las siguientes características (Fig. 17).

- a) Los fragmentos son en su mayor parte de rocas volcánicas efusivas y en menor proporción la plagioclasa tabular.
- b) La relación P/F (plagioclasa/feldespato total) es alta ya que solo ocasionalmente se encuentran fragmentos de feldespato alcalino.
- c) Fragmentos de cuarzo son relativamente escasos y están subordinados a otros fragmentos en la roca. El cuarzo, como sílice microcristalina a criptocristalina, está en gran parte restringido a la matriz.
- d) Presencia de fragmentos dispersos de lidita y limolitas silíceas.
- e) Fragmentos subredondeados a subangulares, bien seleccionados.

De acuerdo a las características anteriores y teniendo en cuenta los parámetros definidos por Dickinson (1970) se observa que las grauvacas y areniscas feldespáticas de esta área son una mezcla de material proveniente de cadenas volcánicas y de zonas tectónicas sedimentarias y tienen características de turbiditas (Cuadro 7).

PARAMETRO	VALORES
Q	20 - 33
F	20 - 40
L	40 - 60
C/Q	0.1 - 0.3
P/F	variable
V/L	0.5 - 1.5
Número de muestras analizadas:	25
Q = fragmentos de cuarzo y chert.	
F = fragmentos monocristalinos de feldespato. $Q + FL = 100$	
L = fragmentos de roca.	
C = fragmentos de chert y rocas silíceas micro a criptocristalinas.	
P = fragmentos monocristalinos de plagioclasa	
V = fragmentos de rocas volcánicas	

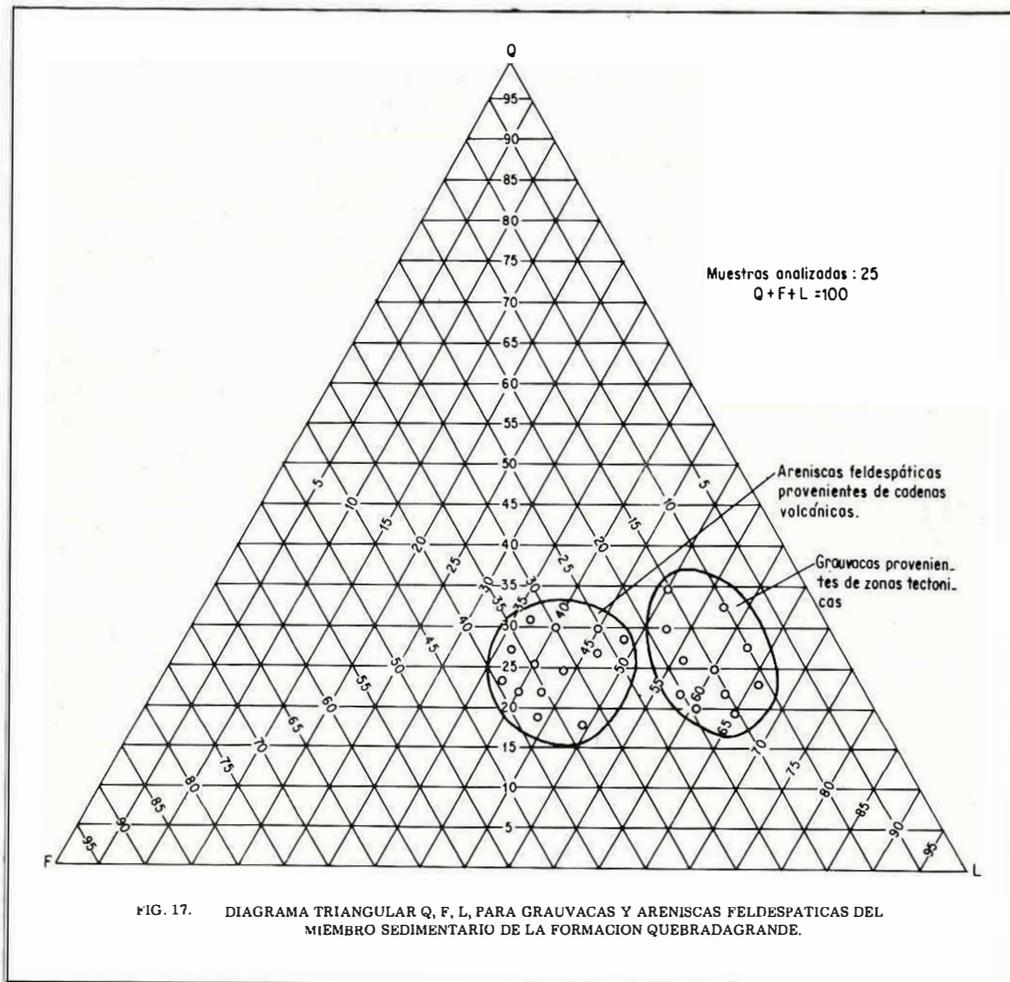
Cuadro 7. Parámetros de las grauvacas y areniscas feldespáticas del miembro sedimentario de la Formación Quebradagrande

En la carretera Versalles - Montebello y en el Río Pocito, se encuentran capas delgadas de 10 a 30 cm de espesor de calizas clásticas de color negro. En Cañada Honda al oeste de A-1, B-1, (Pl. 167), se encuentran restos de fósiles marinos (BOTERO, A., 1963, p. 44 y 53).

Capas de lidita de unos pocos centímetros de espesor se encuentran intercaladas concordantemente en rocas diabásicas esplitizadas. Esta roca es microcristalina a criptocristalina, cuyo color negro es debido a materia carbonosa y óxidos de hierro finamente diseminados en toda la roca; localmente muestra reemplazamiento por carbonatos. En algunas muestras se encuentran formas ovaladas reemplazadas por sílice o calcita que corresponden a conchas de radiolarios y foraminíferos mal conservados. La asociación íntima de las capas de liditas y las rocas volcánicas, está relacionada con el desarrollo del geosinclinal mesozoico del occidente andino y es una característica especial de las cuencas eugeosinclinales (ABOIN, 1965, p. 156-157). Las capas de lidita relacionadas con las rocas volcánicas pueden tener un origen poligenético; Davis (1918) considera que la sílice que originó las liditas se derivó de fuentes submarinas relacionadas con volcanismo mientras que para Kanmera (en DOTT H., edit., 1974) la sílice proviene de microorganismos cuya precipitación fue contemporánea y causada por la actividad volcánica submarina a profundidades menores de 500 m. Las liditas no relacionadas con rocas volcánicas, tales como las que se encuentran en la parte superior de la Formación Abejorral y en el miembro calcáreo-lidítico del Grupo Cañasgordas (Cuadrángulo I-7) tienen probablemente un origen bioquímico.

2.1.3.2. *Localidades Fosilíferas.*- Algunas de las secuencias sedimentarias intercaladas concordantemente en las rocas volcánicas contienen fósiles relativamente bien conservados. Debido a su importancia en la interpretación de la historia geológica del área se describen a continuación.

De estos yacimientos el mejor estudiado es el de Arma (BOTERO A., et al., 1974). En este sitio, intercalados en las rocas esplitizadas, se encuentran algunos bancos de sedimentos fosilíferos compuestos por arcillolitas calcáreas de color pardo. Las ro-



cas espilíticas están separadas de los sedimentos terciarios de la Formación Amagá por la Falla de Piedecuesta.

Es claro que las rocas volcánicas se depositaron normalmente, sin ningún efecto tectónico, sobre los sedimentos en el fondo del mar, ya que en la roca volcánica se encuentran moldes muy bien conservados de *Trigonia* (Fig. 18) indicando la época de actividad del rift. La identificación de los fósiles hallados hasta el momento (BOTERO A., et al, 1974) es:

Pseudoglauconia aff. *Strombiformia* Sehloth
Cucullea brevis d'Orb.
Cardita sp?
Trigonia abrupta, Lea
Trigonia hondaana, Lea
Trigonia tocaimaana, Lea

Además se han encontrado algunos fragmentos de amonitas mal conservados.

La edad de esta paleofauna se extiende desde el Hauteriviano medio hasta el Albiano inferior y es de tipo epinerítico hasta salobre.

Durante el presente estudio se encontraron otros dos yacimientos fosilíferos, de características similares al de Arma por sus relaciones con las rocas volcánicas, en las quebradas Campanas (Pl. 167, H-1) y Guargurubú (Pl. 187, D-1, 2). La paleofauna encontrada en estos dos sitios está en estudio. Según Botero A. (comunicación escrita, 1976), es similar a la descrita en Arma y contiene los siguientes géneros:

Quebrada Campanas, Municipio de Arma, Departamento de Caldas,

Lamellibranchia:

Trigonia (Yaadia) hondaana Lea
Idonearca brevis d'Orb.
Cardita dietrichi Royo
Protocardia of. *peregrinorsum* d'Orb
Cyprina (Venilicardia) sp?
Edad tentativa: Aptiano - Albiano

Quebrada Guargurubú Municipio de Pácora, Departamento de Caldas,

Lamellibranchia:

Trigonia (Yaadia) hondaana Lea
Trigonia (Notoscabrotrigonia) tocaimaana Lea
Idonearca brevis d'Orb.
Protocardia sp?

Gastropoda:

Glauconia (Paraglauconia) aff. lujani Vermeuil
Turritella aff. *Vibrayeana* d'Orb.
Acteon vibrayeana d'Orb.
Cerithium sp?
Edad tentativa: Aptiano - Albiano

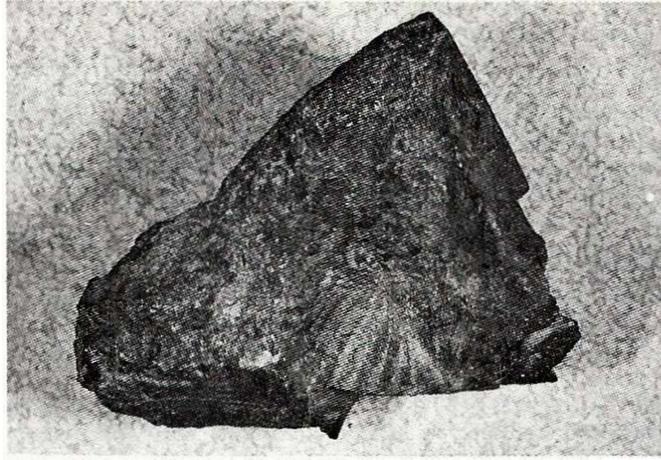
En algunos bancos de lidita aparecen ocasionalmente restos de radiolarios y foraminíferos; las faunas hasta ahora determinadas indican un Cretáceo tardío (HALL, et al., 1972; RADELLI, 1967).

Pero es de anotar que estas edades no son absolutas debido al estado de conservación de la microfauna, ya que ésta por lo general tiene un rango amplio de edades. Muestras provenientes de una cantera cerca a Neira, fuera del área cartografiada al suroeste de la Plancha 187, con algunos restos de Siphogenerinoides relativamente bien conservados, indican un Cretáceo tardío.

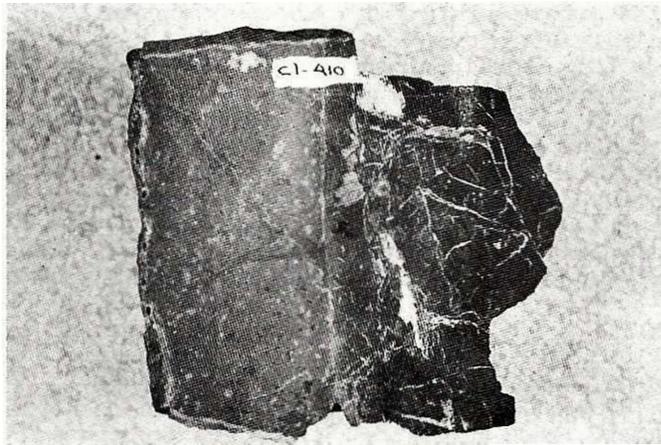
2.1.3.3. *Edad.*- Las edades obtenidas hasta ahora en fósiles de la Formación Quebradagrande varían desde el Cretáceo inferior (GROSSE, 1926) hasta el Cretáceo superior (HALL, et al., 1972; RADELLI, 1967). Estas faunas son importantes ya que permiten de una manera indirecta datar la edad de las rocas volcánicas en las cuales están intercalados los sedimentos que las contienen.

Esta diferencia de edades sugiere que las erupciones básicas se extendieron intermitentemente a lo largo de todo el Cretáceo, separadas entre sí por períodos más o menos prolongados durante los cuales tuvo lugar la sedimentación. La sedimentación, en parte detrítica, sugiere la existencia de zonas sometidas a erosión en la margen occidental de la actual Cordillera Central.

Una investigación paleontológica detallada a lo largo de todo este miembro podría mostrar las tendencias deposicionales y la edad del mismo.



a)



b)

- a) Molde de trigonia en roca diabásica espilitizada.
- b) Contacto concordante entre rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Quebradagrande.

FIG. 18. MUESTRAS COLECTADAS POR LA FACULTAD NACIONAL DE MINAS EN EL YACIMIENTO FOSILIFERO DE ARMA (a-4)

2.1.3.4. *Relaciones.*- La relación más importante es la que estos sedimentos presentan con las rocas volcánicas, en las cuales se encuentran intercalados concordantemente, ya que permiten definir, en parte, la edad de las erupciones. En muchas áreas, la relación entre ambos tipos de roca es tectónica, pero es probable que sea debido a la diferencia de propiedades mecánicas entre ambos tipos de roca, ya que el contacto sería una zona de debilidad, a lo largo de la cual actuaron las numerosas fallas que se encuentran en el área, afectando más intensamente a las rocas sedimentarias por su menor competencia.

Toussaint y Restrepo (1974, a-b), consideran el yacimiento fosilífero de Arma como un alóctono. Sin embargo, es poco probable que todo el miembro, de edades similares en las distintas localidades hasta ahora conocidas, sea un alóctono y además, las condiciones de conservación en que se encuentran estos fósiles, son similares a los que se han encontrado en otros sitios en formaciones autóctonas como Abejorral y Valle Alto; según los mismos autores, los sedimentos de Quebrada La Loma, al oeste de la plancha 167, con características litológicas y de asociación similares a los de Arma, son autóctonos y es de anotar que en la parte inferior de esta quebrada se encontraron algunos fósiles similares a los de Arma, que no pueden provenir sino de estos sedimentos; desafortunadamente hasta ahora no se han encontrado estos fósiles in situ.

2.2. CENOZOICO

Durante el Cenozoico medio (Oligoceno-Mioceno) se produjeron zonas de hundimiento a lo largo de la margen occidental de la Cordillera Central, donde se depositaron gruesas secuencias de sedimentos continentales, que dieron origen a la Formación Amagá la cual se encuentra hoy en una serie de cuencas menores limitadas por fallas y por intrusiones del Cenozoico tardío.

Butterlin (1969) considera estas cuencas como parte de la molasa continental de los Andes.

La Formación Amagá, en parte, está cubierta discordantemente por la Formación Combia de origen fluvio-volcánico, en la cual el material volcánico se originó durante la intensa actividad volcánica que ca-

racterizó el período comprendido entre el Mioceno medio y el Plioceno temprano.

La sedimentación terciaria está fuertemente afectada por movimientos tectónico-orogénicos de intensidad variable, lo que hace que esta sedimentación sea considerada como sinorogénica (VAN DER HAMMEN, 1960).

2.2.1. FORMACION AMAGA

Con este nombre se describe el conjunto sedimentario continental descrito por Grosse (1926) como Terciario Carbonífero de Antioquia y posteriormente por Van der Hammen (1960) como Formación Antioquia. Se utiliza el nombre de Formación Amagá en consideración a que las secciones tipo y las explotaciones de carbón, que caracterizan uno de los miembros en los cuales se ha subdividido, se encuentran en las cercanías de la población de Amagá, al oeste de la plancha 167 y que Antioquia es un nombre muy general y no describe ninguna sección tipo.

En el antiguo Cuadrángulo J-8 (GONZALEZ, 1976) esta formación cubre un área de aproximadamente 700 km², en una cuenca continua desde Amagá hasta el sur de Valparaiso (al oeste de la Plancha 167) y cuencas menores cerca a Supía y Riosucio, pero en el área de este informe solo cubre unos 75 km². Está constituida por sedimentos lacustres y continentales depositados en cuencas de tamaño variable y ahora conservados en sinclinatorios y sinclinales de zonas de plegamiento.

Siguiendo el concepto de Grosse (1926), esta formación se ha dividido en tres miembros (pisos de Grosse): inferior, medio y superior, caracterizados esencialmente por la presencia o ausencia de mantos de carbón y el espesor de éstos. Hacia el sur el miembro superior está cubierto discordantemente por rocas volcánicas recientes de la Formación Combia.

2.2.1.1. *Miembro Inferior.*- Aflora en cuencas pequeñas y cerradas reposando discordantemente sobre rocas metamórficas de bajo grado. Cuerpos pequeños arrastrados a lo largo de la Falla de Romeral afloran en el área sur de la Plancha 167.

Las rocas características son conglomerados polimícticos con cantos de rocas metamórficas, dioritas y chert cuyo tamaño varía desde fino hasta grueso, areniscas conglomeráticas de color crema a blanco en las cuales el tamaño del grano se va haciendo más fino hacia la parte superior y algunas capas de arcillolita arenosa o arenisca arcillosa intercaladas con los bancos de areniscas. Aunque Grosse (1926, p. 106-111) menciona bancos delgados de carbón en las distintas secciones del miembro inferior, en las levantadas en esta área, no se encontraron (Fig.19).

El espesor promedio es de unos 200 m (GROSSE, 1926, p. 115), pero efectos tectónicos han dislocado algunos de los estratos y por ello el espesor rara vez excede de 100 m en el área cartografiada y en la Quebrada Sinifaná, al oeste de la Plancha 167 el espesor es de 65,5 m.

Fuera del conglomerado basal se encuentran otras capas de conglomerado limitadas a la parte inferior, ya que más hacia arriba en la secuencia se encuentran solo areniscas conglomeráticas.

En las areniscas predominan cantos de cuarzo en una matriz sílico-arcillosa con algunas láminas de mica blanca detrítica; son por lo general de grano grueso, color crema a gris y en estas últimas predomina el material arcilloso sobre el silíceo en la matriz.

Las areniscas arcillosas y arcillolitas arenosas están también estratificadas, son de color gris a verdoso, predominan en la parte superior del miembro y a veces presentan concreciones calcáreas.

Los lentes de sedimentos terciarios que se encuentran a lo largo de la Falla de Romeral (Pl.167, F-1; G-1 y Pl. 187, F-1; G-1, están compuestos esencialmente por conglomerados polimícticos de fragmentos mal seleccionados y por areniscas conglomeráticas de color gris oscuro. Debido a la similitud, en composición, con las rocas descritas anteriormente de la Formación Amagá, los lentes se han correlacionado con el miembro inferior de ésta.

2.2.1.2 Miembro Medio.- Aflora principalmente en la Cuenca de Amagá al oeste del área cartografiada donde se encuentran buenas exposiciones en las quebradas Sinifaná, El Salado, Piedra Verde y Sucia.

Debido a dislocaciones, las secciones no son uniformes y por ello es difícil determinar la secuencia completa. Se hizo el levantamiento a brújula y cinta de la sección de Quebrada Sinifaná (Fig.20), por presentar buenos afloramientos, más o menos continuos. Sin embargo, en esta sección faltan algunos de los mantos de carbón reconocidos por Grosse más al noroeste.

El miembro medio se caracteriza por la presencia de mantos de carbón de espesor variable y la ausencia de conglomerados. La mayor parte está compuesta por areniscas y arcillolitas de estratificación fina.

Las areniscas son similares a las del miembro inferior y el tamaño del grano varía de grueso hasta fino con cemento silíceo-arcilloso; éstas van pasando a areniscas arcillosas y arcillolitas a medida que el material silíceo es reemplazado por material arcilloso.

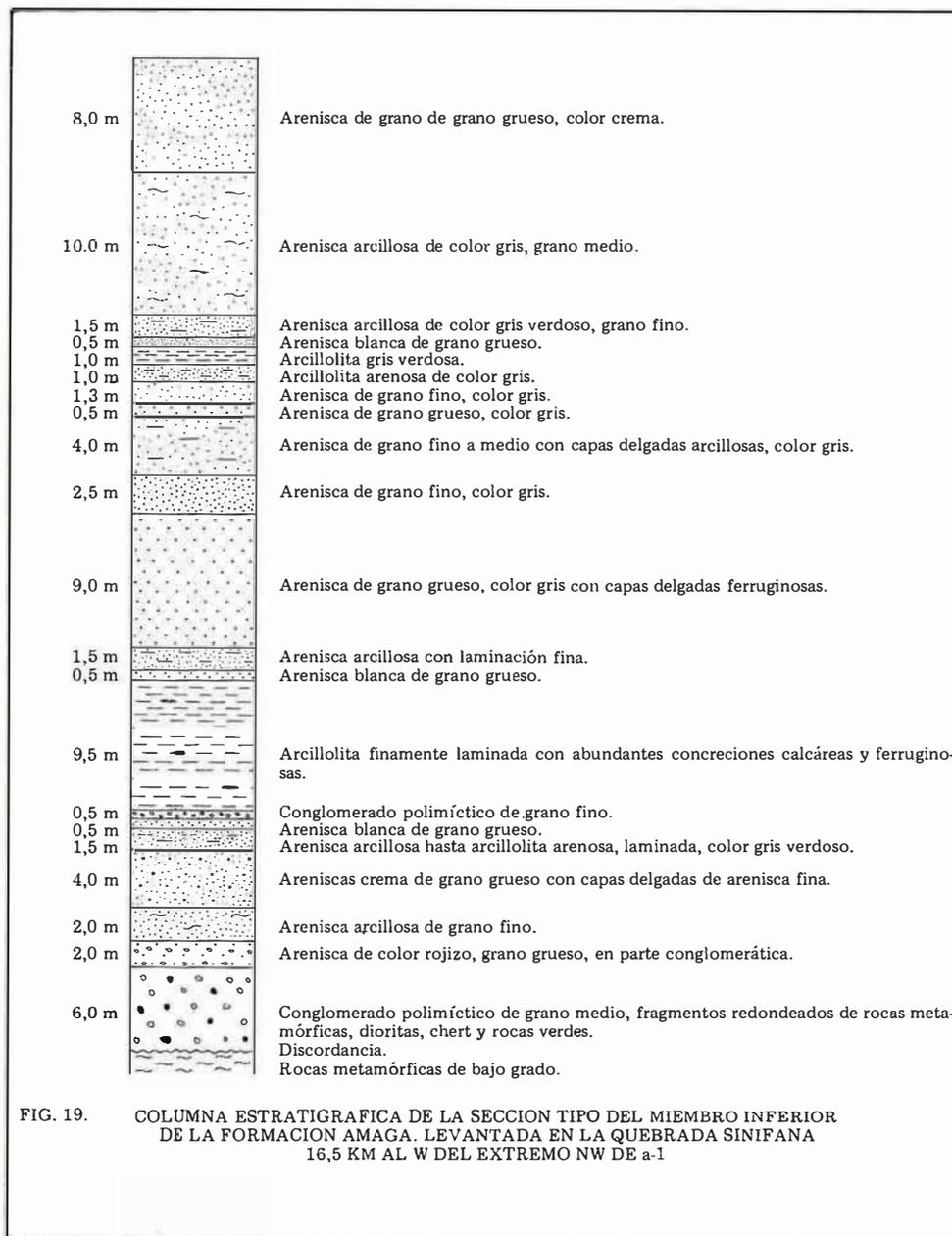
Las arcillolitas presentan una buena estratificación, son de color gris a gris verdoso con concreciones de siderita. En estas arcillolitas se encuentran ocasionalmente restos de plantas fósiles.

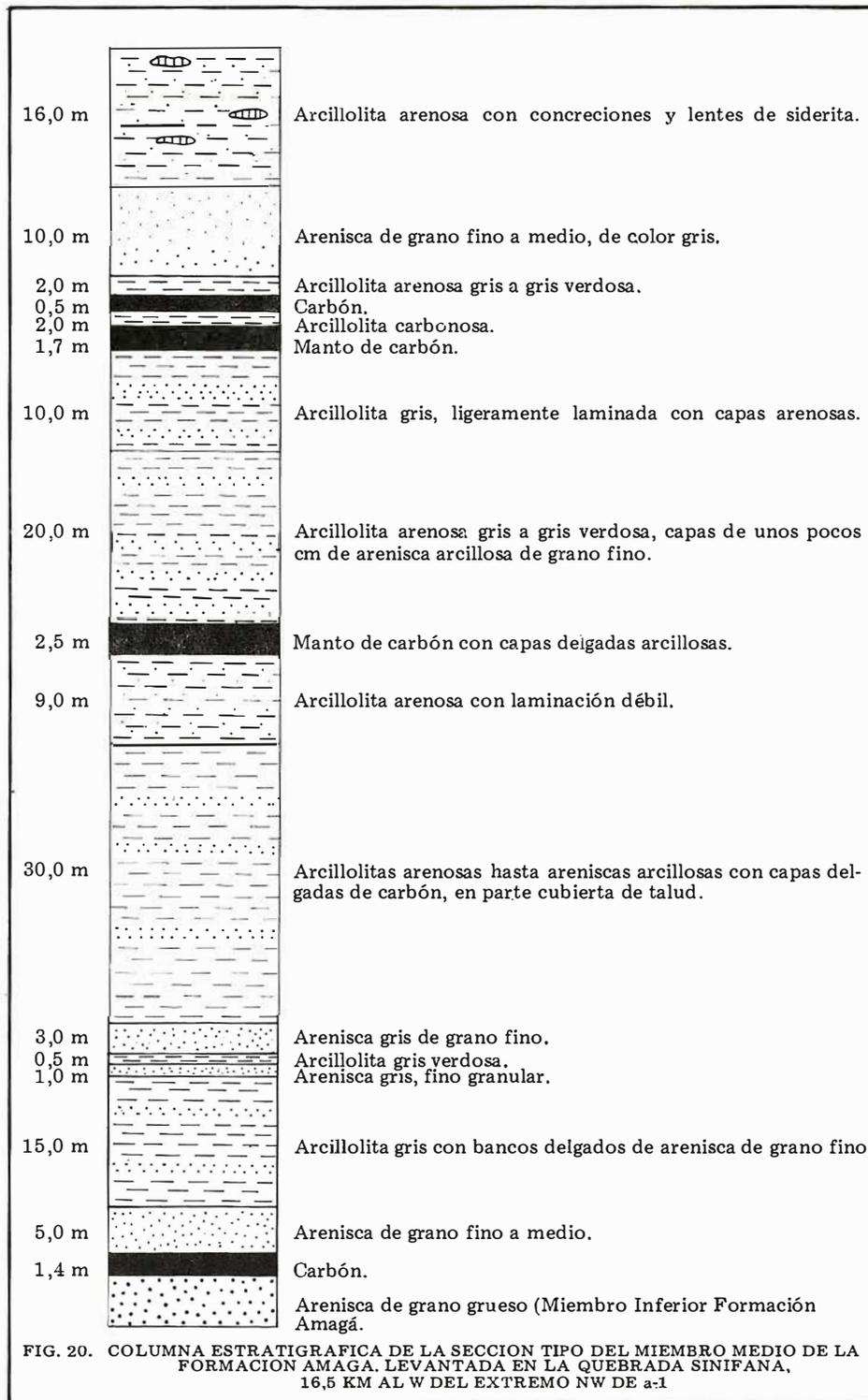
Arcillolitas de color negro en capas de unos pocos centímetros de espesor se encuentran asociadas a los mantos de carbón ya sea en el techo, en el piso o como interposiciones dentro de éstos.

En la Cuenca de Amagá se conocen 6 mantos de carbón explotables en el miembro medio, pero en la sección de la Quebrada Sinifaná (Fig. 20) solo aparecen tres de ellos; el espesor es variable y debido a complicaciones tectónicas se adelgazan y en algunos lugares se interrumpen bruscamente. Grosse (1926) hizo un estudio detallado de los distintos mantos y de su posición dentro de las cuencas de la región.

El espesor del miembro medio y el de los mantos explotables de carbón es variable, pero parece no ser mayor de 200 m para el piso en total y de 5 a 7 m para los mantos de carbón en el área estudiada. Sin embargo, Grosse (1926) encontró algunos valores mayores que pueden ser debidos a ensanchamientos locales de las cuencas sinclinales.

Según los datos obtenidos en las distintas minas actualmente en explotación





en la Cuenca de Amagá, los mantos explotables se encuentran en dos grupos bien definidos: uno, el más grueso, en la parte superior y el otro en la parte inferior del miembro, separados entre sí por arcillolitas y areniscas arcillosas; sin embargo, es difícil hacer una correlación de los distintos mantos en toda la región.

Cuerpos menores del miembro medio, con mantos de carbón, se encuentran al suroeste de Salamina en la Plancha 187, G-1, H-1. En estas regiones el espesor de los mantos de carbón es de aproximadamente 1 m y el del piso en conjunto, es menor de 100 m.

2.2.1.3. *Miembro Superior*.- El miembro superior constituye en el área cartografiada más del 90 % de la Formación Amagá.

Este piso está caracterizado por la ausencia de mantos de carbón y de conglomerados y por el predominio de areniscas de color oscuro y de arcillolitas de color ocre, deleznable (Fig. 21).

Las areniscas son de grano fino a medio, poco duras, de color gris oscuro a gris verdoso con fragmentos redondeados de cuarzo en matriz arcillosa; ocasionalmente el cemento es ferruginoso y contiene concreciones calcáreas esferoidales (Pl. 167, G-1; H-1) En el contacto con el miembro medio, algunas capas de arenisca son finamente conglomeráticas y contienen fragmentos de carbón.

Las arcillolitas de la parte inferior son de color gris y compactas mientras que hacia la parte superior son de color ocre, deleznable y con pequeñas concreciones calcáreas.

En gran parte, el miembro superior está cubierto discordantemente por la Formación Combia y localmente está intruido por cuerpos de pórfidos andesíticos y dacíticos que producen débiles efectos de contacto en las arcillolitas y areniscas.

El contacto con el miembro inferior es normal y está marcado por capas de areniscas grises, localmente conglomeráticas.

El espesor de las capas en la sección Fredonia - El Plan (Fig. 21) es de 360 m pero el espesor total, cerca a Fredonia, es ma-

yor de 1000 m (GROSSE, 1926, p. 160; idem Pl. 4).

2.2.1.4. *Edad y Correlaciones*.- La edad de la Formación Amagá fue establecida por Van der Hammen (1960, p. 113) como del Oligoceno superior; la parte más alta del miembro superior corresponde al Mioceno inferior (VAN DER HAMMEN, 1957).

La sedimentación terciaria que dió origen a esta formación, estuvo fuertemente influida por movimientos tectónico-orogénicos de intensidad variable, que produjeron los sinclinos y sinclinales de zonas de plegamiento en los cuales se encuentran actualmente.

Según la estratigrafía del Terciario definida por Van der Hammen (1960), la Formación Amagá corresponde a la Formación Cauca superior en la parte sur del país, departamentos del Valle y Cauca, entre las cordilleras Central y Occidental y sus miembros inferior, medio y superior corresponderían a los miembros Suárez, Patía y Cinta de Piedra, respectivamente.

2.2.2. FORMACION COMBIA

Nombre dado por Grosse (1926) al conjunto de rocas volcánicas recientes que afloran principalmente al oeste del Río Cauca y cuya sección tipo fue definida por el mismo autor en el Alto de Combia, 1 km al oeste de Fredonia. Esta formación puede subdividirse en dos miembros: uno inferior, esencialmente volcánico y otro superior donde predominan rocas sedimentarias mal consolidadas y capas de cenizas volcánicas recientes. Sin embargo, en el mapa geológico (Plancha 167), aparece como una sola unidad debido a que su separación requiere un trabajo de cartografía mucho más detallado que el que se hizo durante el levantamiento de las planchas 167 y 187.

2.2.2.1. *Miembro Volcánico*.- Corresponde al Neoterciario Volcánico o estratos de Combia de Grosse (1926) y se compone esencialmente de conglomerados con matriz tobácea, areniscas tobáceas, tobas soldadas, tobas de cristales, tobas de cenizas, aglomerados, brechas volcánicas y derrames de basaltos y andesitas.

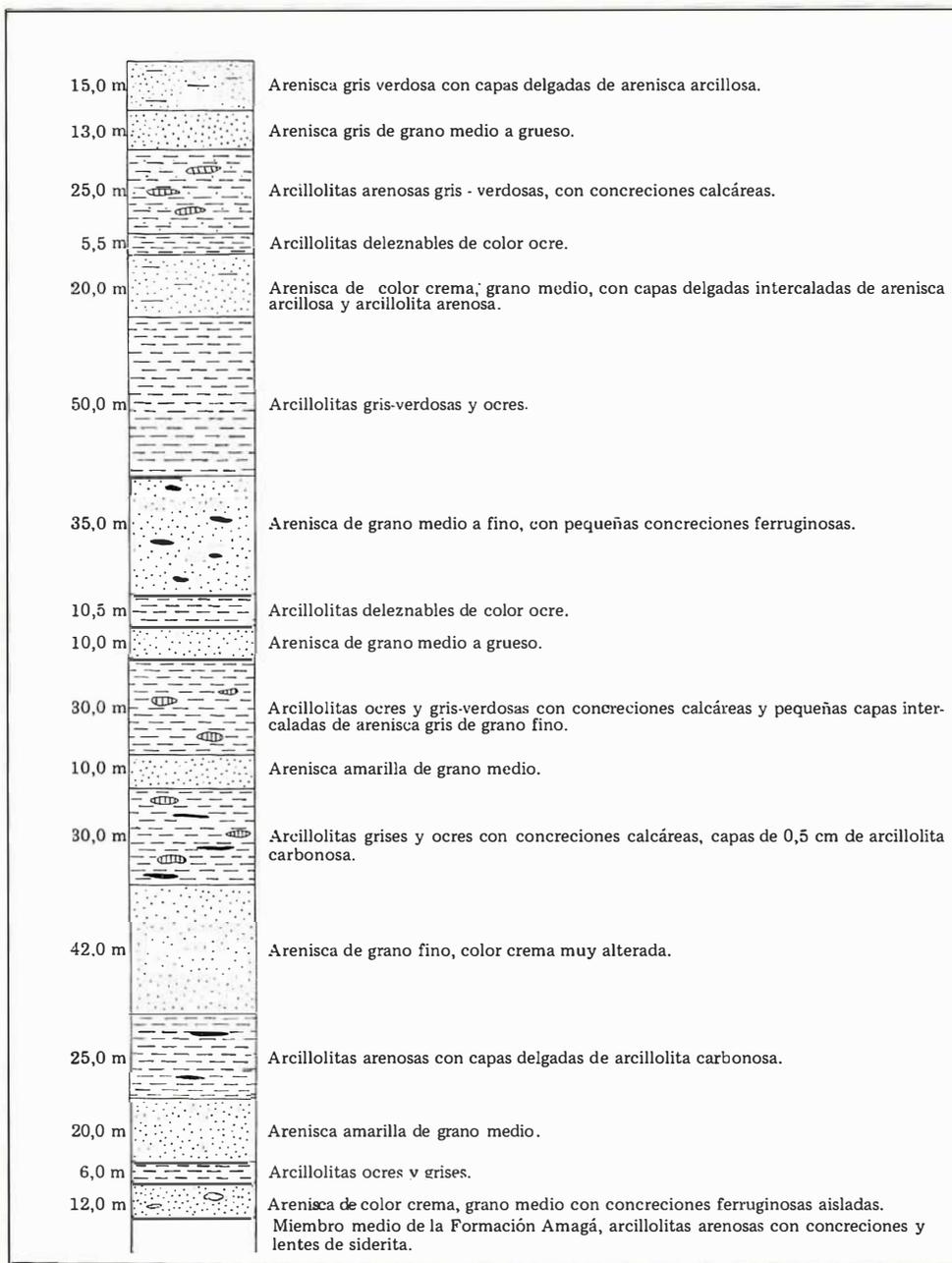


FIG. 21. COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA SECCION TIPO DEL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACION AMAGA. LEVANTADA ENTRE FREDONIA Y EL PLAN AL OESTE DE a-1.

Los principales afloramientos se encuentran en el flanco oriental de Cerro Amarillo (Pl. 167, G-1). Por lo general los afloramientos al oeste del área cartografiada se encuentran en cuencas aisladas que descansan en discordancia sobre el miembro superior de la Formación Amagá y allí alcanzan su mayor desarrollo (GONZALEZ, 1976).

En la ladera este del Alto Combia, al oeste de A-1 y B-1, Plancha 167, aparece la secuencia casi completa y de allí que este miembro se conozca como estratos de Combia (GROSSE, 1926).

Los aglomerados están compuestos por cantos angulares a subangulares de rocas volcánicas hasta de 40 cm en su mayor dimensión, en una pasta vítrea hipocristalina de color verdoso y de composición andesítica.

Las brechas tienen composición y características semejantes a las de los aglomerados y se diferencian de éstos por el tamaño menor y forma de los cantos.

Las tobas son de color gris amarillento a crema y están compuestas por fragmentos cristalinos de augita, hornblenda, biotita, cuarzo y feldespatos caolinizados con proporción variable de vidrio volcánico y de fragmentos de rocas volcánicas (Fig.22).

En las capas de conglomerados, la matriz arenosa está compuesta por cuarzo con algo de feldespato caolinizado, augita, hornblenda, biotita y correspondería por lo tanto a una arenisca tobácea, similar a la que se encuentra formando capas definidas dentro de la secuencia.

La mayor parte de los derrames eruptivos corresponde a basaltos feldespáticos ocasionalmente con olivino como accesorio primario; andesitas solo se encontraron como pequeños diques cortando la Formación Amagá.

Las andesitas son rocas porfíricas con fenocristales de hornblenda hasta de 0,5 cm, de plagioclasa tabular hasta de 1,0 cm; ocasionalmente se encuentran microfocristales augita junto con la hornblenda. La plagioclasa es andesina cálcica a labradorita sódica (An_{46-60}), maclada según albita-carlsbad y por lo general zonada. La pasta es de textura intersecetal y está compuesta por plagioclasa de composición intermedia,

prismas de augita, abundante magnetita y algo de vidrio volcánico.

Los basaltos son por lo general masivos, a veces vesiculares porfíricos, con una pasta densa homogénea de color negro. Aunque la composición es por lo general homogénea, dentro del grupo de los basaltos feldespáticos se encuentra una serie de variaciones texturales en base a las cuales es posible subdividirlos en:

- a) Basaltos feldespáticos porfíricos con fenocristales de plagioclasa de tamaño variable entre 1 y 10 mm. El ferromagnesiano predominante es augita asociada a la matriz.
- b) Basaltos feldespáticos con textura glomeroporfídica.
- c) Basaltos feldespáticos-augíticos con fenocristales de plagioclasa hasta de 0,5 cm y de augita y matriz pilotaxítica.
- d) Basaltos vesiculares con abundantes cavidades rellenas con zeolitas, principalmente heylandita y chabacita; ocasionalmente con sílice amorfa, clorita y calcita. En este tipo de basalto la matriz por lo general contienen más de 90 % de vidrio volcánico.

La plagioclasa es euhedral maclada según albita y por lo general con orientación fluidal, de composición variable entre An_{54} y An_{91} . La augita es de color verde pálido ligeramente pleocróica. Hipersteno se encontró en muestras provenientes de Cerro Amarillo (Pl. 167, G-1) y muestra pleocroismo bien definido de verde pálido a rosado pálido; en este caso aparecen algunos cristales de olivino alterados a antigorita y magnesita. El piroxeno por la general se altera a clorita y carbonatos. Como accesorios comunes se encuentran apatito y granos anhedrales de magnetita-ilmenita con alteración parcial a leucocoxeno.

La pasta o matriz por lo general tiene textura intersecetal y varía de holocristalina a hipocristalina y está compuesta por microlitos de plagioclasa, a veces con textura pilotaxítica, augita y abundantes óxidos de hierro.

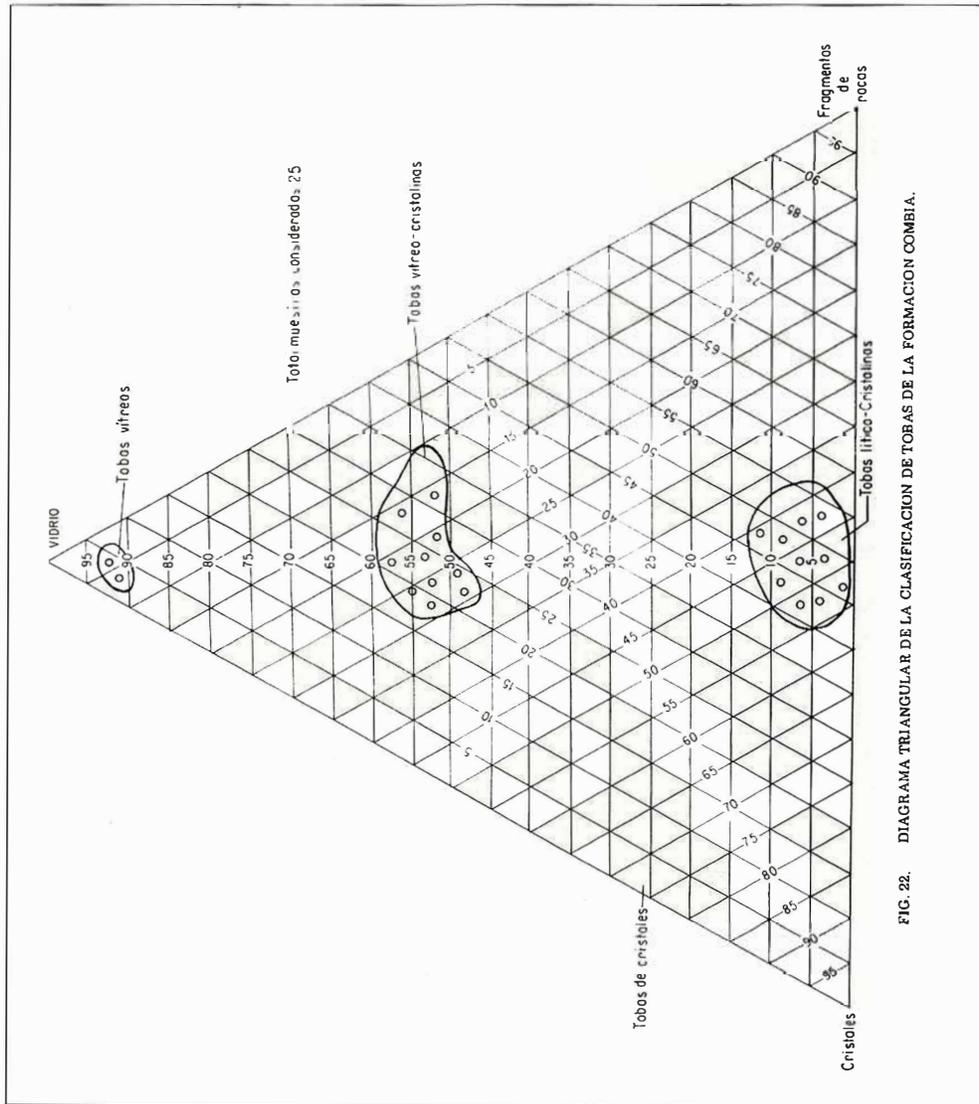


FIG. 22. DIAGRAMA TRIANGULAR DE LA CLASIFICACION DE TOBAS DE LA FORMACION COMBIA.

2.2.2.2. *Miembro Sedimentario.*- Sedimentos con aporte de material volcánico reciente se superponen a los distintos miembros de la Formación Amagá y están separados de ésta por una discordancia erosiva.

Afloramientos de este miembro se hallan a lo largo del Río Cauca entre la estación El Pintado y la Estación Irra, al oeste inferior de la Plancha 187.

La secuencia completa está constituida por conglomerados mal cementados, areniscas de grano fino a medio y arcillolitas de color crema - rojizo (GONZALEZ, 1976).

2.2.2.3. *Edad y Correlaciones.*- La Formación Combia en Antioquia y Caldas corresponde al Grupo Combia del Valle Caucaño (VAN DER HAMMEN, 1960). La parte superior de la Formación Honda (HETTNER, 1892) contiene cantos de andesitas similares a los que se encuentran en el miembro sedimentario de la Formación Combia. La Formación Mesa (WEISKE, 1926), presenta características litológicas muy similares a las de la Formación Combia, especialmente en el miembro sedimentario, y por la presencia de tobas andesíticas. Aunque hasta ahora la edad de esta formación no ha sido determinada directamente, las relaciones de campo y la correlación con otras formaciones, cuyas edades han sido determinadas por métodos palinológicos y/o paleozoológicos, indican una edad Mioceno superior - Plioceno.

Las rocas de estas formación parecen haberse originado en erupciones de gran magnitud, en el mismo terreno donde hoy aflora, con centros de los cuerpos bosiiformes que se encuentran en el área y que podrían ser considerados como antiguos cuellos volcánicos (GROSSE, 1926).

El hecho de que estos cuerpos bosiiformes tengan composición predominante andesítica, mientras que los derrames eruptivos tienen composición basáltica, y de que por lo general falten fragmentos de andesita en el miembro volcánico, indica que probablemente durante la actividad volcánica, que se prolongó desde el Mioceno hasta el Cuaternario, los productos de erupción más antiguos dieron origen al miembro volcánico.

El magma original tenía una composición basáltica toleítica que por procesos de cristalización fraccionada y localmente de asimilación o fusión diferencial, dió origen a los cuerpos andesíticos.

Las capas de conglomerado que se encuentran asociadas a los derrames y a las tobas, deben considerarse como un producto de destrucción de estas mismas pues el tamaño y forma de los cantos indican una formación local.

2.3. PLEISTOCENO - HOLOCENO

Depósitos no consolidados de material aluvial y coluvial de poco espesor en los cañones de algunos ríos y quebradas, cubren las rocas más antiguas en el área cartografiada.

Capas de cenizas volcánicas que siguen claramente la topografía del terreno, son comunes en la parte sur del área. Sin embargo, en la Plancha 167 solo están indicadas en aquellos sitios donde su espesor y extensión son considerables; en el resto del área, aunque comunes, no aparecen indicadas por haberse considerado como suelo cubierto y en su lugar aparece la unidad roca que aflora en los ríos o quebradas por debajo de las cenizas.

El centro volcánico más cercano conocido en el Nevado del Ruiz, en el Departamento de Caldas, unos 65 km al sureste del extremo sur del área, que estuvo en actividad hasta hace poco (RAMIREZ, 1969) y por lo tanto es posible que estas capas de cenizas sean relativamente recientes.

Las capas de cenizas se describen en detalle en el aparte sobre rocas piroclásticas.

2.3.1. ALUVIONES - COLUVIONES

Aunque en la Plancha 167 solo aparecen marcados los aluviones, existe dentro de estas zonas material coluvial, que por su ocurrencia muy local y poca extensión no se separan de los aluviones.

Amplias zonas aluviales se encuentran en la parte inferior de los cursos de la mayor parte de los ríos que drenan el área.

En las cabeceras de los ríos Piedras (Pl. 167, B-5, 6) y Pereira (Pl. 167, A-3,

4) se encuentran amplias zonas aluviales, sobre las cuales están edificadas las poblaciones de La Unión y La Ceja.

Aluviones de menor extensión se encuentran en muchos ríos y quebradas, pero por su magnitud no están indicados en la Plancha 167.

El espesor de las zonas aluviales es muy variable, pero por lo general puede decirse que es menor de 20 m. Estos depósitos son una mezcla de material aluvial y coluvial, este último producido por deslizamientos, y están compuestos por fragmentos de diversos tipos de roca mal seleccionados y sin estratificación. Sin embargo, en algunos aluviones elevados con respecto al nivel actual de los ríos, se observan horizontes bien seleccionados.

La mayor parte de los depósitos aluviales-coluviales son del Holoceno y su espesor está en aumento debido a la deposición actual.

En algunos lugares estos depósitos están relativamente altos con respecto al nivel actual de las corrientes, mejor cementados y localmente pueden clasificarse como terrazas; su existencia podría tomarse como evidencia del rejuvenecimiento de estas corrientes producido por el levantamiento de las cordilleras en las últimas etapas del ciclo orogénico andino y su edad sería probablemente Pleistoceno. Sin embargo, conviene anotar que el Río Cauca tiene una tasa de erosión muy alta y por lo tanto sus tributarios, al tratar de acomodarse al nivel actual del río principal, excavan cañones profundos en un período de tiempo relativamente corto y durante este proceso pueden dejar aluviones relativamente altos con respecto al curso actual.

2.3.2. DERRUBIOS DE PENDIENTE

Es común encontrar en las riberas, y especialmente cerca a la desembocadura de los diversos ríos y quebradas, acumulaciones de bloques de distintos tipos de roca y de diferente tamaño. Estas acumulaciones han invadido el cauce original del río y lo han obligado a socavar la orilla contraria formando grandes entrantes en ella.

Este es un proceso reciente, al cual ha colaborado en parte la actividad humana

durante la construcción de carreteras y caminos, ya que el arrojar al cauce todo el material proveniente de estas construcciones y de los numerosos derrumbes que ocurren a lo largo de ellos, ha disminuido la capacidad de arrastre del río principal y por lo tanto el material arrastrado por los tributarios se va acumulando en su desembocadura.

2.3.3. DEPOSITOS DE TALUD

Aunque los depósitos de talud tienen una distribución más amplia que la que aparece indicada en la Plancha 167, solo se cartografiaron los que tienen mayor extensión. El espesor de los depósitos de talud y material deslizado es variable entre menos de 1 m en las riberas de algunos ríos y quebradas y varios metros en los cortes de algunas carreteras.

Los taludes están formados por bloques de tamaño variable y de distintos tipos de roca con diversos grados de meteorización; algunos de estos bloques tienen varios metros de diámetro. En parte se encuentran como bloques sueltos y aislados, mientras que otros están empotrados en una matriz ferrosa en parte proveniente de la descomposición química que convierte la roca en suelo.

2.3.4. FLUJOS DE LODO

Esta unidad es de origen volcánico y aparece al sur de Salamina (Pl. 187, H-2, 3) donde empiezan a ser más notorios los efectos volcánicos en el área. Está conformada por flujos de lodo con intercalaciones de derrames andesíticos, todo en posición horizontal, formando fuertes escarpes con espesores que varían entre 30 y 50 metros.

Las relaciones de campo indican que estos depósitos están relacionados al volcanismo reciente de la Cordillera Central y por ello se han asignado al Pleistoceno superior - Holoceno.

Los flujos piroclásticos están compuestos esencialmente por piedra pómez con plagioclasa, piroxeno, hornblenda basáltica y biotita. Ocasionalmente se encuentran bloques angulares de andesita y de algunas rocas de origen no volcánico.

3. ROCAS IGNEAS

3.1. NEISES INTRUSIVOS

Durante la cartografía geológica se definieron cuatro unidades de neis intrusivo (Plancha 167), diferenciados entre sí por sus características tanto texturales como de composición mineralógica.

Aunque por lo general se ha perdido la textura ígnea original, en la mayor parte de los cuerpos las evidencias de un origen ígneo son notables. Son claramente intrusivos en las rocas metamórficas más antiguas produciendo efectos de contacto, con formación de andalucita-sillimanita y con numerosas inclusiones de esquistos cuarzo-sericíticos y verdes transformados en cornubianitas biotíticas y anfibolitas respectivamente.

Las texturas protoclásticas que se observan en varias muestras parecen haber sido adquiridas durante la intrusión, cuando el magma estaba parcialmente cristalizado, y por lo tanto podrían considerarse como neises intrusivos sintectónicos, pero es necesario un estudio de petrofábrica más detallado para separar estos efectos de los efectos cataclásticos posteriores. Regionalmente son concordantes con las rocas metamórficas, aunque localmente muestran digitaciones formando zonas migmatíticas de espesor variable como las que se observan en la Quebrada Palmas (Pl.167, E-3; F-3).

3.1.1. NEIS INTRUSIVO DE ABEJORRAL

Este cuerpo recibe su nombre de la población de Abejorral (Pl. 167, F-4) cerca a la cual se encuentran los mejores afloramientos. Es un cuerpo de forma elongada, con su dimensión mayor en dirección nortesur; cubre un área de 41 km², considerando los cuerpos de Alto La Cruz (Pl. 187, A-4), que aunque no está conectado directamente al cuerpo principal tiene las mismas características de él y el cuerpo de neis de composición adamelítica (Pl. 187, D-4; E-4) asociado a esquistos verdes.

Los mejores afloramientos se encuentran en la carretera de Abejorral a El Cairo (Pl. 167, E-3; D-2), Quebrada Yeguas, Río Aures (Pl. 167, G-4), Quebrada Palmas (Pl. 167, E-3; F-3), camino El Tigre - Abejorral (Pl. 167, G-4; H-4) y Quebrada Dantas (Pl. 167, D-4; E-4).

Este cuerpo está limitado al este y al norte por rocas metamórficas las cuales, cerca al contacto, muestran efectos térmicos; además el neis contiene inclusiones de metapelitas en las cuales se ha desarrollado andalucita y sillimanita, variedad fibrolita, que son escasos en la parte central del cuerpo. Al sur y al occidente, está limitado por la Formación Abejorral que reposa discordantemente sobre él.

Macroscópicamente es una roca de estructura néisica, producida en gran parte por efectos protoclásticos, definida por la orientación paralela a subparalela de láminas de mica; la textura es hipidioblástica, mostrando evidencias de un origen ígneo, con feldespatos y micas euhedrales a subhedrales mientras que el cuarzo tiende a ser anhedral e intersticial. Texturas granoblásticas por lo general se han desarrollado en áreas afectadas por efectos dinámicos y está indicada por la extinción ondulatoria en el cuarzo, fracturamiento del feldespato y el flexionamiento de las láminas de mica.

En el Cuadro 8 se pueden ver algunos análisis modales de rocas de este cuerpo; su composición varía entre cuarzomonzonita y cuarzodiorita. Los minerales esenciales son: cuarzo, plagioclasa, biotita y/o muscovita y hacia los bordes algunos minerales metamórficos tales como sillimanita, granate y andalucita. El cuarzo es anhedral inequigranular y se encuentra formando mosaicos, o intersticial.

La plagioclasa es euhedral a subhedral, tabular y solo cuando está deformada muestra redondeamiento, desarrollando una textura de mortero alrededor de cristales de cuarzo y feldespato potásico; por lo general maclada según albita y con alteración intensa a caolín, sericita y saurita. Su composición varía entre oligoclasa cálcica y andesina cálcica. El feldespato potásico es por lo general microclina y su porcentaje es muy variable (0 - 30%).

La biotita presenta intensa coloración y fuerte pleocroísmo de X = amarillo parduzco a Y = Z = pardo rojizo intenso. Contiene abundantes inclusiones de zircón, con halo pleocroico fuerte de apatito y de rutilo con textura sagenítica. Se altera a clorita a lo largo de los planos de clivaje.

MINERALES	94363	8816	NUMERO IGM		80376	80361	9753	9767
			8769	8774				
Cuarzo	20,46	19,6	21,5	31,1	23,4	17,8	28,0	23,1
Plagioclasa	33,64	36,5	44,5	40,4	49,6	53,8	41,8	46,6
Biotita	29,43	13,0	—	—	19,6	17,6	0,6	10,5
Muscovita	10,84	5,8	10,5	8,3	3,5	4,2	1,5	3,1
Granate	2,71	—	—	—	—	—	—	—
Clorita	1,30	3,9	—	—	1,8	2,9	11,9	tr
Opacos	1,21	1,6	0,5	0,6	0,9	0,7	0,3	0,4
Zircón	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Esfena	0,18	tr	tr	—	tr	—	01,	tr
Calcita	0,18	—	—	—	1,5	—	—	—
Apatito	tr	tr	—	0,2	tr	—	0,7	0,3
Ortoclasa	—	17,9	24,6	19,4	—	—	—	—
Sillimanita	—	1,7	—	—	—	—	—	—
Rutilo	tr	tr	—	—	—	tr	—	—
Microclina	—	—	—	—	—	—	15,1	17,8
Turmalina	—	—	—	—	—	—	—	0,2

tr = trazas

LOCALIZACION DE MUESTRAS:

- 94363 Neis Abejorral, Río Aures
8816 Neis Abejorral, carretera Guarango - Abejorral.
8769 Neis Alto de Minas.
8774 Neis Alto de Minas, Quebrada Honda.
80376 Neis Pantanillo, quebrada sin nombre al sur de Pantanillo.
9753 Neis del Río Verde - camino a Montebello.
9767 Neis del Río Verde - camino al Porvenir.

CUADRO 8. ANALISIS MODALES DE NEISES INTRUSIVOS.
PORCENTAJE EN VOLUMEN, BASADO EN EL CONTEO DE 1.000 A 1.200
PUNTOS SOBRE SECCIONES DELGADAS STANDARD
(Análisis por H. González I.)

Muscovita por lo general está subordinada a la biotita y en algunas muestras solo aparece asociada al feldespato, indicando un origen metasomático al menos para parte de esta mica.

Los accesorios más comunes son: apatito en cristales euhedrales, zircón, turmalina en cristales zonados con el núcleo de color verdoso y bordes pardos, rutilo, magnetita e ilmenita. Estos tres últimos tienden a asociarse con la biotita.

En los bordes este y norte del cuerpo, donde predominan estructuras migmatíticas, se encontraron algunas muestras con andalucita, sillimanita variedad fibrolita, cordierita (?) y grante de color rojizo. Parece ser que estos minerales se desarrollaron a partir de material pelítico parcialmente asimilado por el magma, ya que faltan casi por completo en la parte central del cuerpo y en los bordes oeste y sur donde se encuentra en contacto discordante con la Formación Abejorral.

El cuerpo en D-4, E-4 (Pl. 187), tiene composición adamelítica con mayor contenido de feldespato potásico y muscovita que en el neis típico de Abejorral; además presenta textura porfiroblástica con porfiroblastos de microclina euhedral ligeramente peritítica, rodeados por mosaicos de cuarzo-plagioclasa, con muscovita y turmalina. La roca de este cuerpo es pobre en ferromagnesianos.

3.1.2. NEIS INTRUSIVO DEL RIO VERDE

Esta roca forma dos cuerpos pequeños en el borde noreste del área cartografiada. Uno de 2 km² en la Plancha 187, D-9, de forma ovalada, cuyos mejores afloramientos se encuentran en el camino el Porvenir-Montebello y el otro de 6 km² en la Plancha 187, E-9; F-9, limitado al oeste por un cuerpo de anfíbolitas y al sur por el Batolito de Sonsón y cuyos mejores afloramientos se encuentran en el Río Verde de Los Henaos y quebradas Peñoles, La Salada y Los Cocos. Este último cuerpo se prolonga hacia el este, en el área cartografiada por Feininger, et al. (1972).

La estructura varía de néisica a esquistosa, definida por la orientación de láminas de mica, aunque en muchas áreas muestra intensos plegamientos que deforman la

estructura original dando localmente estructuras del tipo augen el tamaño del grano varía de grueso hasta fino.

Los minerales esenciales (Cuadro 8) son: cuarzo, plagioclasa intermedia y biotita.

El cuarzo se encuentra en cristales anhedrales formando mosaicos inequigranulares con abundantes microfracturas rellenas con mica blanca y con extinción ondulatoria moderada a fuerte.

La plagioclasa es de composición oligoclasa cálcica, subidiomórfica, con bordes ligeramente redondeados y de mayor tamaño que el resto de los componentes, lo cual imparte a la roca una textura porfiroblástica. El feldespato potásico es microclina, a veces ligeramente peritítica y llega a faltar en algunas muestras.

Biotita de color pardo rojizo intenso predomina sobre muscovita en la relación de 3 a 1, presenta inclusiones de zircón con halos pleocroicos fuertes y de apatito; son comunes cristales de ilmenita asociados a bordes de biotita; turmalina y magnetita aparecen como accesorios dispersos en la roca.

La composición varía de cuarzo-monzonita a cuarzodiorita con exceso de cuarzo, el cual alcanza hasta un 30% en volumen.

El cuerpo en la Plancha 167, E-9; F-9, está limitado al oeste por una franja de anfíbolitas que muestran efectos de contacto con formación de diópsidos y hornblenda de color pardo; sin embargo, no fue posible determinar si estos efectos fueron producidos por metamorfismo de contacto del magma que originó el neis intrusivo, o por el magma más joven del Batolito de Sonsón que trunca ambos cuerpos al sur.

3.1.3. NEIS INTRUSIVO DE PANTANILLO

Cuerpo elongado de dirección norte-sur y una extensión de 5 km²; aflora principalmente en la carretera El Guayabo-Abejorral y cerca a la población de Pantanillo (Pl. 167, G-2; H-2 y 3) de donde recibe su nombre.

Aunque las relaciones de campo, tales como digitaciones del neis en los esquistos cuarzo-sericíticos y actinolíticos, la tex-

tura y la composición de las rocas de este cuerpo, indican un origen intrusivo, no se observaron en los esquistos efectos térmicos diferentes a los producidos por metamorfismo regional.

La estructura néisica, producida por efectos protoclasticos, está definida por la orientación de láminas de muscovita y el tamaño del grano es de fino a medio.

La composición (Cuadro 8) varía desde granito hasta cuarzomonzonita pobre en ferromagnesianos. La plagioclasa es intermedia (andesina-oligoclasa), con intensa alteración a caolín y a sericita. El feldespato potásico es más escaso que en los otros cuerpos de neis intrusivo y por lo general no está maclado y, al menos en parte, parece ser ortoclasa.

La biotita contiene abundantes inclusiones de rutilo, es pleocroica de X = amarillo a Y = Z = pardo amarillento, con inclusiones de zircón con halo pleocroico fuerte y presenta intensa cloritización con esfena residual que se concentra a lo largo de los planos de clivaje. Muscovita forma hasta un 10 % de la roca y en parte aparece asociada a biotita y en parte siguiendo venas o zonas de fractura. Como principal accesorio se encuentra magnetita.

3.1.4. NEIS INTRUSIVO DEL ALTO DE MINAS

Cuerpo elongado de dirección norte-sur a N15°W, que se extiende en la Plancha 167 desde el límite noroeste en C-1, hasta la Quebrada Laborina en F-2 con una longitud de 25 km y un ancho de 0,5 a 0,6 km en el área cartografiada.

Buenos afloramientos de roca relativamente fresca se encuentran en el camino Alto de Minas - El Retiro de donde recibe su nombre, en Quebrada Honda, quebradas San José y Charcas (Pl. 167, D-1), Quebrada Laborina (Pl. 167, F-2) y quebradas Algarrobo y Daza en (Pl. 167, E-1). Sin embargo, es de anotar que ésta es una de las rocas que presenta una meteorización más intensa en el área y en varias zonas se cartografió en base al suelo arenoso-arcilloso, con abundantes granos de cuarzo de color crema que deja al meteorizarse.

En la parte norte está limitado al oeste por la Falla de San Jerónimo mientras que hacia el sur, esta misma falla lo limita al oeste por unos 6 km. El contacto con las rocas diabásicas no es claro ya que, aunque es muy recto, no hay evidencias claras de fallamiento y parece corresponder más bien a una discordancia (?).

En el borde sureste es intrusivo en esquistos cuarzo-sericíticos, de los cuales se encuentran inclusiones en el neis y zonas migmatíticas de unos pocos metros de espesor. Aunque no se encontraron aluminosilicatos de metamorfismo de contacto, son comunes digitaciones del neis en forma de bandas replegadas, regionalmente concordantes con la foliación de los esquistos.

La composición varía entre granito y cuarzo granoblástico orientado con su dimensión mayor paralela a la foliación de la roca, por lo general fracturado y con extinción ondulatoria fuerte; microclina predomina sobre plagioclasa y es euhedral a subhedral, de hábito tabular, de tamaño variable alcanzando hasta 1,5 cm en los porfiroblastos, bien maclada y con ligera caolinización. La plagioclasa es albita parcialmente caolinizada, con maclas débiles según albita.

La muscovita predomina sobre la biotita, que en varias muestras solo aparece como accesorio y se presenta flexionada con fuerte extinción ondulatoria. Los ferromagnesianos son escasos y rara vez forman más de un 5 % de la roca. Los accesorios más comunes son magnetita, zircón y en algunas zonas granate.

La composición granítica, con abundancia de cuarzo y microclina y la naturaleza de los contactos, indican que este cuerpo se originó por el metamorfismo dinamo-térmico de un cuerpo granítico sintectónico, emplazado en la parte superior de la secuencia sedimentaria-volcánica que originó los esquistos cuarzo-sericíticos y los esquistos verdes.

3.1.5. EDAD

La falta de determinaciones radiométricas impide definir con seguridad la edad de estos cuerpos. En este trabajo, debido a sus características similares, se han considerado coetáneos aunque pudieran repre-

sentar más de un evento intrusivo en su formación. Es claro que son intrusivos en las rocas metamórficas del área y por lo tanto más jóvenes que éstas; el cuerpo de neis del Río Verde (Pl. 167, E-9) está truncado al sur por el Batolito de Sonsón, y al norte (FEININGER, et al., 1972) por el Batolito Antioqueño presentando en ciertas áreas características petrográficas similares a las de estos cuerpos batolíticos, lo que posiblemente llevó a Botero A. (1942) a considerar que ambos batolitos constituían un solo cuerpo.

La única edad que hasta ahora se tiene en estos cuerpos, corresponde al Neis de Abejorral. La determinación fue hecha en los Laboratorios del Servicio Geológico Americano en Denver (McCARTHY H., Jr. 1976, comunicación escrita) y dio una edad por el método K/Ar de 207 ± 5 m.a. en biotita. Esta edad es un poco más joven que la estimada y representa probablemente el último evento térmico que afectó la roca. Es de anotar que es una edad muy similar a la obtenida para otros cuerpos de neises sintectónicos en la Cordillera Central (HALL, et al., 1972; BOTERO A., 1975; BARRERO, comunicación oral, 1976).

3.2. STOCKS ADAMELITICOS

Existe una serie de stocks de composición variable entre granodiorita y cuarzomonzonita, en términos generales adamelita, aparentemente relacionados entre sí. Los cuerpos de mayor extensión se encuentran al este de la Falla de Romeral y son de formas elongadas con su dimensión mayor paralela a la dirección general de la falla.

De estos cuerpos han sido datados el Stock de Amagá, 215 ± 7 m.a. (PEREZ, A., 1967, p.30) y el de El Buey, 227 ± 10 m.a. En trabajos anteriores (BOTERO A., 1963; FACULTAD NACIONAL DE MINAS, 1968), los otros cuerpos se correlacionaron con el Batolito Antioqueño. Sin embargo, el estudio detallado de las secciones delgadas muestra en éstos, una serie de características comunes con las del Stock de Amagá y diferentes a las del Batolito Antioqueño, por lo cual se consideran tentativamente como de la misma edad. Estas características se resumen en el Cuadro 9.

3.2.1. STOCK DE LA HONDA

Este stock recibe el nombre de la Quebrada La Honda (Pl. 167, B-1) que lo corta en su parte noroeste. Está situado 2 km al oeste de Montebello (Pl. 167, C-1) con una extensión de 40 km^2 en las cuadrículas B-1, C-1, D-1 de la Plancha 167. Los mejores afloramientos se encuentran en la Quebrada La Honda, Quebrada Sabaletas (Pl. 167, D-1) y en los cortes de la carretera Versalles-Montebello (Pl. 167, B-1) donde a pesar de estar la roca meteorizada se observan claramente sus relaciones con las rocas metamórficas del área y los diques pegmatíticos.

El cuerpo está compuesto principalmente por granodiorita con algunas zonas de cuarzomonzonita, alaskita y pegmatita (Cuadro 9). La roca predominante es de color gris claro moteada de negro por láminas de biotita, fanerítica, de grano medio a grueso, maciza, localmente foliada débilmente por efectos dinámicos y protoclasticos; en este caso la biotita define la estructura con su eje mayor en la dirección del plano de foliación. En la Quebrada La Honda y camino Versalles-Montebello, la roca varía hasta alaskita y forma zonas de brecha con los neises encajantes.

El cuarzo es anhedral, inequigranular, en parte con carácter intersticial y parte en mosaicos con bordes suturados y extinción ondulatoria. En algunas áreas muestra granulación.

El feldespato potásico predominante es ortoclasa, con microclina subordinada, anhedral, ligeramente peritítica y empolvada por argilización; rara vez aparece macizada.

La plagioclasa varía en composición de oligoclasa a andesina sódica, empolvada por argilización y sericitización, macizada preferencialmente según albita y a veces rodeada por una delgada corona de plagioclasa más sódica y formación de mirmequita en el contacto con el feldespato potásico.

La biotita se presenta en láminas finas, en parte cloritizada y reemplazada por mica blanca por efectos hidrotermales, pleocroica de \bar{X} = amarillo pálido $Y = Z$ = pardo amarillento. Presenta inclusiones de zircón

MINERALES	NUMERO IGM							
	95359	9789	7221	8766	95366	95367	80427	80662
Cuarzo	21,9	15,3	21,3	23,1	17,6	23,9	16,4	18,3
Feldespató de K	32,8	29,6	16,0	21,5	13,9	1,6	36,1	13,9
Plagioclasa	30,6	37,5	57,9	37,4	48,3	56,6	33,9	53,1
Biotita	12,3	15,9	tr	14,2	13,5	11,9	10,1	8,6
Clorita	1,6	1,3	—	tr	0,7	1,1	0,8	tr
Esfena	0,5	tr	tr	0,1	tr	0,1	tr	—
Zircón	0,1	tr	—	tr	0,1	0,1	0,3	tr
Apatito	0,1	0,1	0,2	tr	—	0,2	—	0,1
Rutilo	tr	—	—	tr	—	—	—	tr
Opacos	0,1	0,3	0,1	0,2	0,2	tr	0,6	0,4
Muscovita	—	—	9,1	3,1	5,7	4,5	1,7	5,6
An % en Plagioclasa	28	30	20	28-32	34	34	26-30	28-32

tr = trazas

LOCALIZACION DE MUESTRAS:

- 95359 Stock de Amagá, cuarzomonzonita, Quebrada Sinifiná.
 9789 Stock de Amagá, cuarzomonzonita, Quebrada Peñas.
 7221 Stock de La Honda; leucogranodiorita, camino Retiro-Montebello.
 8766 Stock de La Honda, cuarzomonzonita, Quebrada Sabaletas.
 95366 Stock El Buey, granodiorita, Quebrada Yeguas.
 95367 Stock El Buey, cuarzodiorita biotítica, Quebrada Yeguas.
 80427 Stock Quebrada Laborina, cuarzomonzonita, Quebrada Gioconda.
 80662 Stock Quebrada Pácora; granodiorita, Quebrada Pácora.

CUADRO 9. ANALISIS MODALES DE LOS STOCKS ADAMELITICOS
 PORCENTAJE EN VOLUMEN BASADO EN EL CONTEO DE 800 A 1.200
 PUNTOS SOBRE SECCIONES DELGADAS STANDARD
 (Análisis por H. González)

con halo pleocroico fuerte y de apatito. Muscovita aparece en láminas subhedrales primarias y en agregados como producto de alteración de feldespato.

Los accesorios más comunes son: zircón, apatito, magnetita, rutilo asociado a biotita y ocasionalmente esfena y epidota.

En la zona de alaskita predomina muscovita sobre biotita y feldespato potásico sobre la plagioclasa y aparece turmalina como accesorio. La plagioclasa es oligoclasa sódica variando entre An_{12} y An_{20} .

Relacionados a este stock se encuentran varios cuerpos menores de pegmatita que se discuten en el capítulo sobre rocas de dique. Las rocas del Stock de La Honda son intrusivas en las rocas metamórficas del área, y son comunes los techos pendientes, algunos de tamaño cartografiable, como en la carretera Versailles - Montebello al oeste de B-1 (Pl. 167).

También se encuentran inclusiones de la roca metamórfica, transformados por efectos térmicos, en rocas de biotita-granate. En el extremo noroeste se observan efectos de contacto sobre las cuarcitas, formándose comubianitas biotíticas, y en el contacto norte con las migmatitas se encuentra una gran zona con brechas intrusivas.

La edad exacta no se ha determinado, pero por las relaciones anteriores se puede decir que es posterior a las rocas metamórficas del Paleozoico superior (FEININGER et al., 1972, p. 57) y correlacionable con el Stock de Amagá del Triásico (PEREZ, A., 1967).

3.2.2. STOCK DE EL BUEY

Este stock toma su nombre del Río Buey, que lo corta en su parte media; está localizado en las cuadrículas B-2; C-2, 3; D-2, 3, 4 de la Plancha 167, tiene forma irregular y una extensión aproximada de 50 km². Buenos afloramientos se encuentran en el Río Buey (Pl. 167, C-2), Quebrada Yeguas (Pl. 167, C-3; D-3) en la carretera en construcción de Abejorral - El Cairo (Pl. 167, E-2, 3) y en las quebradas Santa Catalina (Pl. 167, D-3) y Las Palmas (Pl. 167, D-2; E-2, 3).

Macroscópicamente predomina una roca gris clara moteada de negro, fanerítica,

de grano fino a medio, masiva, con estructura néisica hacia los bordes; esto se observa especialmente en el contacto este con el Neis de Abejorral, donde la estructura está definida por la orientación paralela a subparalela de láminas de biotita producida por efectos protoclásticos y localmente por efectos dinámicos.

La roca predominante tiene composición granodiorítica pobre en ferromagnesianos, con facies locales de cuarzomonzonita y tonalita (Cuadro 9).

El cuarzo es por lo general intersticial, formando mosaicos de granos anhedrales con extinción ondulatoria. En la Quebrada Palmas estos mosaicos son producidos por granulación.

El feldespato potásico es microclina bien maclada, empolvada por productos arcillosos y ligeramente pertítica. Ortoclasa se encuentra en algunas muestras como accesorio.

La plagioclasa es anhedral a subhedral, de composición variable entre An_{24} y An_{42} , empolvada por agregados de mica blanca, ocasionalmente de calcita, a lo largo de microfracturas. Rara vez zonada, maclada según albita y albita-carlsbad, con abundante mirmequita en el contacto con cuarzo.

Biotita se presenta en láminas subhedrales a anhedrales ligeramente flexionadas; en la facies de borde estas láminas están orientadas con su eje mayor en sentido de la foliación. Pleocroica de X = amarillo pálido a Y = Z = pardo rojizo, ligeramente cloritizada a lo largo de los planos de clivaje.

Muscovita aparece en láminas subhedrales incoloras primarias y como agregados de sericita producto de alteración de plagioclasa. En algunas muestras, la muscovita aparece íntimamente relacionada a la biotita y parece haberse formado a partir de ésta.

Los accesorios más comunes son, zircón incluido en biotita con halo pleocroico fuerte, apatito, rutilo y magnetita; menos comunes son esfena, turmalina y epidota como producto de sausrización de la plagioclasa.

La composición y características petrográficas son similares a las de los cuerpos descritos anteriormente, aunque la deformación y los efectos protoclasticos son mayores, especialmente en el contacto con el Neis de Abejorral.

El stock, en su parte sureste, fue emplazado como magma en esquistos cuarzo-sericíticos, en los cuales desarrolló cristales delgados de andalucita y de sillimanita; en el este intruye al Neis de Abejorral formando zonas irregulares de brecha. En la parte sur (Pl. 167, E-2) está en contacto con conglomerados oligomíticos cuarzosos de la Formación Abejorral del Cretáceo inferior, que reposan discordantemente sobre la granodiorita.

En la Quebrada Pedernales, en la parte media del Río Buey (Pl. 167, D-4), en el carretable Gurango - El Cairo (Pl. 167, E-2 y en la Cuchilla Las Varas (Pl. 167, C-3), aparecen algunos apófisis de la granodiorita en las rocas metamórficas, confirmando el origen magmático del stock.

La edad de este cuerpo es de 227 ± 10 m.a. determinada por el método K/Ar en biotita, similar a la obtenida para el Stock de Amagá.

3.2.3. STOCK DE QUEBRADA LABORINA

Este cuerpo tiene forma ovalada con una extensión aproximada de 4 km^2 en la Plancha 167, F-1. Los afloramientos son escasos y roca relativamente fresca solo se encuentra en las quebradas Laborina y Gioconda, ambas en F-1.

La roca predominante es fanerítica de grano medio a grueso, color gris claro, moteada de negro, ligeramente cataclástica, mostrando una débil orientación de los minerales micáceos y de composición cuarzo-monzonítica. El cuarzo constituye entre 14 y 25% de la roca, es anhedral distribuido uniformemente en toda la roca y por lo general con extinción ondulatoria.

El feldespato potásico es ortoclasa limpia, formando hasta un 30% de la roca, mientras que la plagioclasa aparece muy empolvada y forma de 40 a 50%; su composición varía entre An_{30} y An_{40} .

Láminas de biotita subhedral, parcialmente cloritizada, forman por lo general menos del 10% de la roca, presentando inclusiones de zircón con halo pleocroico fuerte y de apatito.

Muscovita primaria forma un 2 a 5%. Se encuentra en láminas subhedral a anhedral flexionadas y en agregados de sericita como producto de alteración de la plagioclasa.

Calcita aparece como accesorio secundario rellenando abundantes microfracturas. Otros accesorios son escasos.

Los contactos al este, con esquistos cloríticos y sedimentarios cretáceos y al oeste con gabros y sedimentarios cretáceos, son fallados, mientras que el contacto norte con diabasas, indica que el stock es anterior a éstas.

3.2.4. STOCK DE QUEBRADA PACORA

Cuerpo de forma elongada, discordante, situado al oeste de la Falla de Romeral unos 6 km al sur de la población de Arma. Tiene una extensión de $6,5 \text{ km}^2$ y los mejores afloramientos se encuentran en la parte media de la Quebrada Pácora (Pl. 187, C-1). Un cuerpo pequeño de forma ovalada que aflora en la Quebrada Corozal (Pl. 187, D-1) se ha correlacionado con este stock.

Macroscópicamente predomina una roca fanerítica de grano medio a grueso, color moteado gris claro y negro, masiva a ligeramente néisica en el borde oeste.

La composición varía desde alaskita hasta tonalita con ortoclasa accesorias, predominando granodioritas con dos micas. Su composición modal varía entre los siguientes límites: cuarzo 25-15%; feldespato potásico 5-35%; plagioclasa 55-35%; biotita, incluyendo clorita, 15-10%; muscovita 4-10% y accesorios entre 2 y 0,5%.

El cuarzo es anhedral, en parte intersticial y con extinción ondulatoria. El feldespato potásico varía de ortoclasa a microclina predominando esta última en las rocas más ácidas; por lo general limpia y con débiles intercrecimientos micropertíticos.

La plagioclasa varía en composición de oligoclasa hasta andesina sódica y por lo general es el mineral más alterado en la roca; se altera a sericita en las alaskitas y a sausruta mas sericita, en las granodioritas y tonalitas con ortoclasa.

La biotita aparece en láminas anhedrales a subhedrales flexionadas y parcialmente cloritizadas, con inclusiones de zircón con halo pleocroico fuerte, de rutilo con textura sagenítica y de apatito; al cloritizarse deja esfena como producto residual.

Se presentan dos generaciones de muscovita: una primaria en láminas subhedrales flexionadas y otra secundaria como agregados de sericita reemplazando plagioclasa y rellenando microfracturas en cuarzo.

Otros accesorios son: magnetita, esfena ilmenita, allanita y epidota.

El contacto oeste con pórfidos andesíticos es fallado. En el contacto este, con cuarcitas micáceas, se observan efectos de contacto con formación de cornubianitas biotíticas. Hacia el norte y el sur el stock es intruido por pórfidos andesíticos. En la parte inferior de la Quebrada Pácora se encuentran inclusiones de esquistos verdes, que por efectos térmicos han sido transformados en anfíbolitas.

3.3. BATOLITO DE SONSON

3.3.1. DESCRIPCION

En el primer mapa geológico donde figura el Batolito de Sonsón (BOTERO, 1942), aparece unido el Batolito Antioqueño por un brazo delgado; estudios detallados posteriores muestran que este brazo corresponde al Neis intrusivo de Río Verde, con algunas diferencias tanto texturales como en composición con la roca típica del cuerpo principal. Sin embargo, un estudio detallado de las rocas de estos cuerpos indicaría la relación real entre ambas unidades roca.

Recibe su nombre de la población de Sonsón (Pl. 167, H-6) y cubre un área de 950 km² en la Cordillera Central, en los departamentos de Antioquia y Caldas; un 85% del área corresponde a la zona cartografiada en este informe.

Se diferenciaron cuatro facies dentro del cuerpo batolítico: tonalitas, aplitas y cuarzodioritas félsicas, dioritas y gabros; de éstas, la primera constituye más del 90% del cuerpo. Los afloramientos de gabro y diorita son escasos y por lo general corresponden a stocks o pequeños cuerpos satélites en el borde oeste.

El Batolito de Sonsón presenta características combinadas de grandes cuerpos batolíticos y de intrusiones graníticas menores:

- a) Su contorno es rectangular con su dimensión mayor de 67 km, paralela al eje de la Cordillera Central y un ancho máximo de 30 km en su extremo norte, adelgazándose hacia el sur en forma de cuña. La relación entre el ancho y el largo varía entre 1:3 y 1:4.
- b) Contactos agudos, discordantes e irregulares con entrantes y salientes, exceptuando la parte sureste donde el contacto con las rocas metamórficas está controlado por la Falla Samaná Sur.
- c) La intrusión del batolito produjo poca deformación o variación en las estructuras regionales; solo localmente se encuentran en pequeñas fallas atribuibles a la intrusión.
- d) Es un cuerpo de composición homogénea, donde más del 90% de las rocas analizadas son tonalitas normales. Dioritas y gabros se encuentran localmente en el margen oeste formando cuerpos satélites pequeños; aplitas y cuarzodioritas félsicas forman menos del 5% del cuerpo.
- e) En los bordes se puede observar una ligera estructura protoclastica definida por la alineación de cristales tabulares o prismáticos con una inclinación suave, pero la mayor parte del cuerpo presenta una estructura maciza.
- f) Al contrario de lo que sucede en el Batolito Antioqueño, donde según Feininger y otros (1972, p. 95) el buzamiento en los contactos es suave, en el Batolito de Sonsón parecen ser en gran parte verticales, ya que no se observa una variación uniforme ni progresiva en su pendiente; estos contactos se encuentran a una altu-

ra entre 2.200 y 2.800 m con distribución irregular.

La uniformidad en composición del batolito, la ausencia de evidencias de campo que indique una inyección múltiple y la presencia solo esporádica de estructuras de flujo, indican un cuerpo de origen intrusivo inyectado en una sola etapa.

3.3.1.1. *Tonalita*.- Más del 90% del Batolito de Sonsón está formado por tonalitas macizas de color moteado, blanco por cuarzo-plagioclasa y negro de biotita-hornblenda, con un índice de color variable entre 5 y 28 (Cuadro 10); solo hacia los bordes presenta una estructura néisica débil, definida por la orientación de biotita y hornblenda producida por efectos protoclasticos.

La textura predominante es hipidiomórfica granular de grano medio a grueso; texturas cataclásticas ocurren a lo largo del Río Dulce (Pl.187, F-9) y del Río Samaná Sur (Pl. 187, D-8; E-8; F-7, 8).

En el Cuadro 10 se dan los resultados de algunos análisis espectrográficos y modales de rocas félsicas representativas del batolito.

El cuarzo es anhedral, inequigranular, en parte intersticial entre cristales de plagioclasa y por lo general se presenta ligeramente fracturado y con extinción ondulatoria débil. Su forma anhedral y el carácter intersticial indican que fue el último mineral en cristalizar.

La plagioclasa varía en composición entre An_{28} y An_{55} (Fig. 23), es euhedral a subhedral, bien maclada según albita, albita-carlsbad y periclina, y por lo general zonada con bordes más sódicos que el núcleo; se altera a caolín y sericita. El contenido más alto, An_{55} , se presenta siempre hacia el borde noroeste. Presenta inclusiones de hornblenda y biotita.

El feldespato potásico en esta facie aparece como accesorio y corresponde a ortosa débilmente pertítica, no maclada; solo en dos muestras se encontró microclina como accesorio.

La hornblenda se presenta en cristales euhedrales a subhedrales frescos, con formación incipiente de biotita a lo largo de

fracturas; dispersión moderada a débil ($r < v$), pleocroismo bien definido (X Y Z):

X	Y	Z
Amarillo	Verde	Verde pardusco
Verde amarillo	Verde oliva	Verde oscuro
Verde pálido	Verde oliva	Verde pardusco

Algunos cristales contienen núcleos incoloros e irregulares de clinopiroxeno e inclusiones vermiculares de cuarzo; ángulo $2v$ moderado.

La biotita es anhedral a subhedral, por lo general con un desarrollo cristalino menos definido que la hornblenda; en zonas de fractura se forma a partir de ésta a lo largo de las trazas de clivaje y luego se va teniendo irregularmente. Son comunes láminas flexionadas con extinción ondulatoria fuerte e inclusiones de zircón con halo pleocroico débil; pleocroismo de X = amarillo pálido a Y = Z = pardo amarillento tomando un color verdoso por cloritización.

Los accesorios más comunes son: apatito, allanita, zircón, piritita y esfena.

Los máficos varían entre 5 y 25% con predominio, por lo general, de biotita sobre hornblenda; hacia los contactos la roca se hace un poco más básica, pero el tamaño del grano sigue siendo uniforme y solo en los stocks y cuerpos pequeños en las rocas metamórficas al noroeste, el tamaño del grano es más fino.

Diques de unos pocos centímetros de espesor de cuarzodiorita, posiblemente relacionada al Batolito de Sonsón, se encuentran en las rocas metamórficas pero no son abundantes y su espesor es muy pequeño para poderse representar en la Plancha 167.

Diques de andesita hornbléndica, con espesor entre unos pocos centímetros y dos metros, cortan la tonalita especialmente en la parte sureste. La textura de estos diques varía desde afanítica hasta porfirítica con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y localmente de cuarzo.

MINERALES	95371	95363	80777	80752	80655	80640	80077	80192	80207	80545	PROMEDIO ⁽¹⁾
Cuarzo	17,1	18,8	22,0	19,4	19,1	11,3	21,3	18,9	17,1	21,1	16,13
Feldespato de K	13,6	2,0	3,1	0,4	0,6	—	2,5	8,6	2,1	0,4	2,61
Plagioclasa	50,4	54,0	58,9	59,7	61,1	63,5	54,6	57,3	59,5	52,9	58,83
Biotita	13,0	13,9	12,5	16,3	0,9	10,5	17,1	7,2	11,9	15,9	11,19
Clorita	2,6	4,0	tr	0,7	6,9	0,8	0,4	0,5	0,8	tr	1,68
Calcita	2,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	tr
Opacos	0,4	0,1	0,9	0,2	0,1	0,8	0,4	0,2	0,1	0,1	0,35
Zincón	tr	—	—	—	tr	tr	tr	tr	tr	—	tr
Apatito	0,1	0,1	0,1	tr	tr	tr	0,1	tr	tr	tr	tr
Hornblenda	—	7,4	—	—	11,2	13,1	—	7,2	8,6	9,1	8,04
Sericita musc.	—	—	2,5	3,1	—	—	3,5	—	—	—	1,01
Epidota	—	—	tr	0,1	—	tr	—	tr	—	0,2	0,12
Esfena	—	—	tr	0,1	0,1	tr	—	0,1	tr	0,1	0,04
Turmalina	—	—	—	—	—	—	0,2	—	0,1	—	tr
An% en Plagioclasa	40	41	32-36	45	36-42	46	30	34	44	43	37

tr: Trazas

LOCALIZACION DE MUESTRAS:

95371 Granodiorita, Valle Alto

80777 Tonalita, Río Dulce

80655 Tonalita, Quebrada El Volcán

80077 Tonalita, Quebrada Los Peñoles

80207 Tonalita, Quebrada El Molino

95363 Tonalita, Río Tasajo

80752 Cuarzodiorita, Quebrada El Consuelo

80640 Tonalita, Afloramiento Río Samaná

80192 Granodiorita, Quebrada La Quinta

80545 Tonalita, Quebrada La Selva

(1) Promedio de 36 muestras seleccionadas al azar

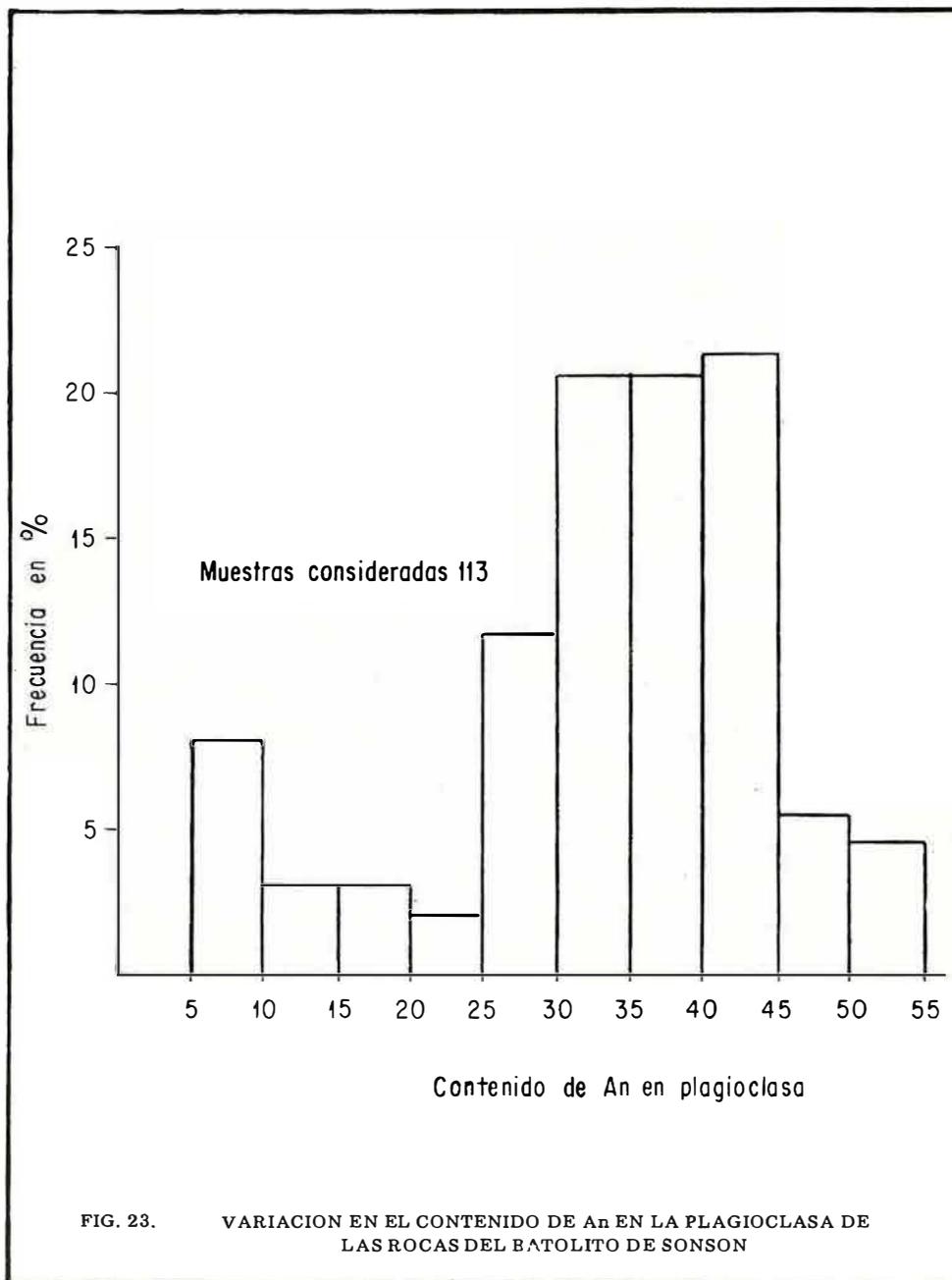
No. IGM

ELEMENTO

No. IGM	Mn	B	Ba	Be	Bi	Co	Cr	Cu	Ga	La	Mo	Ni	Pb	Sc	Sr	V	Y	Zr
80167	300	10	500	2	10	7	70	30	20	20	5	15	20	10	300	70	10	70
80203	300	10	500	1	10	10	100	50	20	—	5	20	20	15	300	100	15	100
80190	300	—	500	1,5	10	7	50	10	15	—	—	10	10	10	200	70	15	100
80546	500	300	500	2	10	15	100	70	20	50	5	50	15	10	150	150	20	150
80548	500	—	700	1	10	15	50	50	15	—	—	10	10	10	300	100	10	100

CUADRO 10. ANALISIS MODALES Y ESPECTROGRAFICOS DE TONALITAS Y GRANODIORITAS DEL BATOLITO DE SONSON.
ANALISIS ESPECTROGRAFICOS POR LABORATORIO QUIMICO INGEOMINAS; RESULTADO EN PPM.
ANALISIS MODALES, PORCENTAJE EN VOLUMEN, BASADOS EN EL CONTEO DE 800 A 1.400 PUNTOS SOBRE
SECCIONES DELGADAS STANDARD.

(Análisis por H. González I.)



Los gabarros tienen composición cuarzodioríticas pero son de color oscuro debido a un mayor contenido (hasta 40 %) de hornblenda y biotita. Por lo general, no son tan abundantes como los que se encuentran en el Batolito Antioqueño (FININGER et al., 1972) y no contiene feldespatos potásicos.

3.3.1.2. *Gabros*.- Representan menos del 2% de las rocas del Batolito de Sonsón y son más abundantes en el extremo noroeste. Buenos afloramientos de estos gabros se encuentran en la carretera Sonsón - Los Medios (Pl. 167, H-6; Pl. 187, A-6; B-6).

En el área estudiada no se encontró la relación directa entre la tonalita y el gabro, ya que estos últimos aparecen como pequeños cuerpos aislados del cuerpo principal pero se consideran relacionados genéticamente. Son rocas de grano fino a grueso, localmente con textura pegmatítica con grandes cristales poikilíticos de hornblenda, de color gris oscuro a negro moteado de blanco por cristales de plagioclasa.

La composición predominante (Cuadro 11), es la de un gabro hornbléndico incluyendo algunas muestras con biotita y cuarzo.

La plagioclasa es labradorita (An_{52-62}) euhedral, por lo general con intensa sausrización. La hornblenda es euhedral, algunas veces poikilítica con inclusiones de plagioclasa y esfena; a veces este mineral presenta zonamiento en la coloración, con un núcleo de color verde parduzco y bordes verde pálido con terminaciones fibrosas producidas por uralización. Como accesorios se encuentran apatito, esfena y magnetita.

3.3.1.3. *Diorita*.- Esta facies está representada esencialmente por el cuerpo de Mesones (Plancha 187, B-4, 5; C-5) que tiene $9,5 \text{ km}^2$; con variaciones tanto texturales como de composición con respecto a la roca normal del batolito.

En los bordes del batolito aparecen zonas de diorita finogranular, que representan una facies de borde de composición básica de la roca normal por disminución en el contenido de cuarzo, aumento en el contenido de hornblenda, un contenido más alto de An en la plagioclasa y disminución en el tamaño del grano debido a un enfriamiento

más rápido. Buenos ejemplos de esta roca se observan en la carretera Sonsón - La Planta y sobre el Río Sonsón (Pl. 167, H-6).

La roca del cuerpo diorítico de Mesones es de grano fino a medio con un tinte ligeramente verdoso. La textura es microporfirítica y está compuesta (Cuadro 11) por fenocristales euhedrales a subhedrales de andesina (An_{34-42}), empolvados por alteración a sausrita, maclados según albita-carlsbad y de hornblenda prismática de color verde. La matriz es granular fina, compuesta por plagioclasa no maclada en agujas dispuestas al azar y localmente por cuarzo, pero que no alcanza a un 5%. Como accesorios se encuentran apatito, esfena y piritita.

3.3.1.4. *Aplitas*.- Esta facies está representada por aplitas, in sensu-esticto, y por cuarzodioritas félsicas en las cuales el único ferromagnesiano presente es biotita en una proporción menor del 5%. Ocurren en cuerpos dispersos, algunos de los cuales siguen lineamientos fotogeológicos muy claros aunque en el campo no hay evidencias de fallamiento. Estos cuerpos en conjunto cubren un área de 60 km^2 .

Buenas exposiciones se encuentran en la Plancha 167, en el Río La Paloma (H-8) y en las quebradas Las Estancias (H-8), El Popal (G-9, H-9) Murringo (G-8) y Los Peñoles, (G-9).

Esta facies tiene dos modos de ocurrencia:

- Como enjambre de diques de composición aplítica distribuidos irregularmente, cuyos contactos con la tonalita son gradacionales.
- Como cuarzodiorita félsica que pasa gradacionalmente a la tonalita típica del batolito por enriquecimiento en biotita y hornblenda. También se observa el cambio gradacional de aplita a cuarzodiorita félsica por el aumento en el tamaño del grano y la disminución en el contenido de feldespatos alcalinos.

La roca predominante es de grano fino, textura hipidiomórfica sacaroidal, color crema con pequeñas manchas pardas debido a oxidación de la biotita y se descompone fácilmente dando un suelo arcilloso con abundantes granos de cuarzo.

MINERALES	NUMERO IGM						80571	80568
	7464	80078	80201	80204	80214			
Plagioclasa	54,5	59,3	31,9	45,6	59,2	Matriz	53,5	46,5
Hornblenda	40,0	39,6	—	—	21,3	Fenocristales		
Clorita	3,0	—	1,0	1,6	0,7	Plagioclasa	31,0	38,1
Esfena	0,2	0,4	tr.	tr.	tr.	Clinopiroxeno	0,8	8,6
Epidota	2,0	—	—	—	—	Epidota	7,5	—
Opacos	0,2	tr.	0,1	0,6	0,2	Calcita	1,9	—
Cuarzo	—	0,4	20,5	16,1	4,1	Clorita	4,8	3,9
Biotita	—	0,3	1,5	—	13,6	Opacos	0,5	0,9
Feldespatos de K	—	—	45,0	36,0	—	Apatito	tr.	0,1
Allanita	—	—	—	0,1	—	Mica blanca	—	1,9
Clinopiroxeno	—	—	—	—	0,8			
An% Plagioclasa	46	—	8	6-10	47			

tr: Trazas

LOCALIZACION DE MUESTRAS:

- 7464 Gabro hornbléndico; carretera Medellín - Sonsón km 7,5
 80078 Gabro hornbléndico, Quebrada La María
 80201 Aplita, Quebrada Santa Helena
 80204 Aplita, Quebrada Murringo
 80214 Diorita cuarzosa; camino Roblal - Sonsón
 80571 Microdiorita porfirítica, Quebrada La Chorrera
 80568 Microdiorita porfirítica, Cañada Monte

CUADRO 11. ANALISIS MODALES DE ROCAS ASOCIADAS AL BATOLITO DE SONSON. PORCENTAJE EN VOLUMEN, BASADO EN EL CONTEO DE 600 A 1.600 PUNTOS SOBRE SECCIONES DELGADAS STANDARD (Análisis por H. González I.)

En el Cuadro 11 se pueden observar análisis modales de dos muestras. El análisis químico de una muestra de aplita de la Quebrada La Paloma (Pl. 167, H-8), se encuentra en el capítulo sobre Geología Económica.

El cuarzo es anhedral no deformado, se encuentra mezclado con los otros componentes y en el contacto con el feldespato potásico ha desarrollado mirmequita.

La plagioclasa es anhedral a subhedral, de composición predominante oligoclasa, por lo general no zonada y con alteración parcial a caolín y sericita.

El feldespato potásico es ortoclasa o microclina débilmente maclada y generalmente se encuentra en menor proporción que la plagioclasa. Algunos cristales presentan crecimiento peritítico y mirmequita.

Biotita es el único ferromagnesiano presente, se encuentra parcialmente cloritizada y rara vez alcanza más del 5%, en volumen de la roca.

Como accesorios se encuentran: apatito, magnetita, allanita, zircón y turmalina. El zircón, cuando está incluido en biotita, presenta halos pleocroicos fuertes.

El contacto gradacional entre las aplitas-cuarzodioritas félsicas y la tonalita sugiere que las rocas más félsicas cristalizaron a partir de lentes del magma más pobres en ferromagnesianos.

3.3.2. ORIGEN

Dos orígenes probables se han considerado para explicar la formación de los cuerpos batolíticos de la Cordillera Central: por inyección de un magma (BOTERO, A., 1963; FEININGER, et al., 1972) o por reemplazamiento in situ de rocas preexistentes (RADELLI, 1965b).

Aunque diversos observadores, infuidos por distintos prejuicios, pueden interpretar el mismo conjunto de fenómenos como producto de procesos totalmente diferentes (inyección magmática, metasomatismo, fusión diferencial), las características

tanto de los contactos como algunos rasgos de composición y textura en el Batolito de Sonsón, se pueden explicar más fácilmente por inyección magmática que por metasomatismo.

El Batolito de Sonsón presenta una aureola de contacto con formación de porfiroblastos de andalucita, sillimanita y cordierita en los esquistos cuarzo-sericíticos y de homblenda, y diópsido en los esquistos verdes, con reconstitución textural. La formación de estos minerales, que están en desequilibrio con las rocas metamórficas de bajo grado que se encuentran en la región, indica que el batolito se emplazó como un magma caliente.

En la zona de contacto con esquistos cuarzo sericíticos y con esquistos verdes, se encuentran zonas migmatíticas que desaparecen al alejarse del contacto. El neosoma de estas migmatitas tiene composición tonalítica y en muchas áreas está en continuidad con la roca del Batolito, indicando claramente que el Batolito se produjo por una inyección magmática.

El predominio de contactos agudos y discordantes, es una prueba que indica el emplazamiento a poca profundidad de un flujo magmático. Es difícil imaginar un contacto de este tipo, de varios kilómetros de longitud, por la detención brusca de efectos metasomáticos.

Los diques de distribución irregular de aplita podrían explicarse como fracturas tensionales producidas durante la intrusión y luego rellenas por segregaciones más félsicas del magma líquido, mientras que las zonas gabroides y dioríticas, por lo general separadas del cuerpo principal o restringidas a los bordes de este en contacto con los esquistos verdes, correspondería a una diferenciación magmática o a una roca híbrida de borde.

Además, las relaciones texturales y características mineralógicas como plagioclasas zonadas, núcleos de piroxeno en homblenda y formación de biotita a partir de homblenda, reproducen el orden de cristalización obtenido en laboratorios a partir de masas silíceas fundidas.

3.3.3. EDAD

Una edad radiométrica K/Ar en biotita de una muestra proveniente del Río Tasajo (Pl. 167, F-7; G-7), dió 69 ± 3 m.a. (PEREZ, 1967) y por lo tanto el Batolito de Sonsón sería del Cretáceo superior.

Posteriormente, y debido a algunas dudas que se presentaron durante la cartografía al observar el contacto suroeste con la Formación Abejorral, se envió una muestra del mismo Río Tasajo para determinar su edad. Este estudio fue hecho en los laboratorios del Servicio Geológico Americano en Denver y dio una edad de 160 ± 4 m.a. por el método K/Ar en biotita (McCARTHY H., Jr., comunicación escrita, 1976) que correspondería al Jurásico medio según la escala de Kulp (1961). Aunque existe una gran discrepancia en las dos edades que hasta ahora se tienen de este batolito, en este trabajo se acepta la segunda mientras se tienen otros datos ya que ella explica la falla de efectos térmicos en el contacto con la Formación Abejorral del Cretáceo temprano.

3.4. DIABASAS ESPILITIZADAS

La actividad ígnea en la Cordillera Central durante el Cretáceo, está representada por asociaciones volcánicas-plutónicas características de las regiones orogénicas con fases bien definidas: volcanismo básico inicial, plutonismo básico-ultrabásico, desarrollo de batolitos cuarzodioríticos y un volcanismo andesítico final separado de las fases anteriores por gran intervalo de tiempo.

Las dos primeras fases se encuentran ampliamente distribuidas en el flanco occidental de la Cordillera Central y forman el llamado Complejo Ofiolítico del Cauca (TOUSSAINT y RESTREPO, 1974b). El volcanismo inicial es de composición esencialmente básica, aunque procesos posteriores han modificado considerablemente la composición original.

En el área de este estudio, las rocas volcánicas aparecen como cuerpos elongados de dirección norte - sur limitados por la zona de Falla de Romeral (Plancha 167). Los mejores afloramientos se encuentran en la margen occidental de las Planchas 167 y 187. A lo largo de la zona de influencia de la zona de Falla de Romeral, las rocas volcánicas aparecen en parte con intercalaciones de

rocas sedimentarias, algunas de las cuales por su tamaño no aparecen en el mapa, y en parte en contacto tectónico con éstas.

Las rocas más características de esta fase volcánica son espilitas compuestas por plagioclasa muy sódica (albita-oligoclasa) y augita-pigeonita o su equivalente alterado (actinolita, clorita, epidota, clorita-hematita). Por lo general la roca muestra evidencias de alteración hidrotermal en los piroxenos y relleno de cavidades con epidota y calcita.

La presencia de núcleos irregulares de andesina o labradorita en los cristales de plagioclasa sódica, indica que el feldespato actual es el resultado de albitización (espilitización) de una plagioclasa originalmente más cálcica.

Localmente la roca muestra estructura almohadillada (Fig. 13) con restos de zonamiento concéntrico donde la zona interior o núcleo, es de grano un poco más grueso y composición diabásica. Sin embargo, en ninguno de los afloramientos visitados se observaron zonas de variolita típica.

Asociadas a las espilitas se encuentran rocas diabásicas y basaltos, donde se conservan las características tanto texturales como de composición de la roca original. La augita y pigeonita se encuentran parcialmente alteradas a clorita-uralita y la plagioclasa (An_{52-52}) está solo parcialmente sausriritizada.

Cerca de la zona de falla, se ha desarrollado en estas rocas una estructura esquistosa por efectos dinámicos, siendo difícil distinguirlas macroscópicamente de los esquistos verdes desarrollados por metamorfismo regional. Sólo el estudio microscópico detallado permite hacer la diferenciación entre ambos tipos de roca.

Los rasgos químicos (Cuadro 12) más sobresalientes de estas diabasas espilitizadas son el contenido alto de Na_2O , bajo de K_2O , de Al_2O_3 y de MgO y alto en FeO , indicando un proceso de diferenciación extremo.

Las variaciones en el contenido de algunos óxidos se deben a la presencia de rocas mezcladas con basaltos y diabasas de composición normal, así como de rocas basálticas afectadas por metasomatismo cálcico con reemplazamiento de plagioclasa y relleno de vesículas con silicatos aluminocálcicos hidratados, especialmente epidota, prehnita y algunas zeolitas.

Según los análisis químicos (Cuadro 12) y de acuerdo a la clasificación de Niggli, el magma original de estas rocas fue toleítico con diferenciación local hasta andesítico y posteriormente por metasomatismo sódico se formaron las espilitas.

Los análisis petrográficos de las muestras de espilitas en esta área indican que la plagioclasa sódica actual ha sustituido a un feldespato preexistente de composición más cálcica, de la cual ocasionalmente quedan restos dentro de los cristales de albita.

3.4.1. ESPILITIZACION

Existen además otras evidencias que confirman el metasomatismo sódico, tales como la presencia de venas y cavidades rellenas con albita y ocasionalmente zeolitas. Esta sustitución, sin cambio aparente de volumen, implica la introducción de Na y Si y la eliminación de Ca y Al según la reacción (TURNER, 1968):

$$\text{Labradorita} + Na^+ + Si^{4+} = \text{Albita} + Ca^{++} + Al^{3+}$$

estos último elementos formarían los silicatos hidratados de Ca y Al (epidota, prehnita), que son comunes en estas rocas. La albitización está acompañada por la alteración del piroxeno original a clorita, calcita, epidota y uralita.

3.4.2. ORIGEN Y EDAD

La asociación íntima de las rocas espilíticas con sedimentos marinos y la presencia de lavas almohadilladas, indican que la mayoría de estas lavas son submarinas, derramadas sobre un fondo marino o inyectadas en sedimentos (fangos marinos) no consolidados y en parte sub-aéreos, como parece indicarlo la presencia local de hialoclastitas.

La presencia de grauvacas y areniscas feldespáticas indica que la actividad volcánica se produjo durante el hundimiento lento de una cuenca geosinclinal inestable. Existe además una relación íntima entre las espilitas y gabros-peridotitas que podría indicar un origen comagmático, aunque probablemente algo posteriores éstas últimas.

ROCAS DIABASICAS

MUESTRA	8787	80182	80286	80449	80574	80864	80995	95003	95071
SiO ₂	54,87	49,76	47,60	46,02	50,19	51,82	52,36	50,06	48,72
Al ₂ O ₃	13,60	15,86	14,71	17,80	18,32	17,48	14,55	19,06	15,49
Fe ₂ O ₃	8,77	3,77	7,66	3,52	6,22	4,42	4,12	2,90	3,24
FeO	3,47	7,77	6,49	8,73	5,93	8,29	8,93	5,57	11,21
CaO	9,28	8,88	8,46	7,80	6,75	4,92	5,53	8,67	5,67
MgO	3,54	5,58	5,40	5,50	3,28	3,14	2,90	4,68	4,54
MnO	0,13	0,13	0,14	0,15	0,11	0,14	0,15	0,10	0,17
Na ₂ O	1,86	3,45	3,31	3,84	3,84	4,70	6,05	3,18	6,00
K ₂ O	0,17	0,23	0,13	0,55	1,84	0,20	0,60	0,82	0,41
TiO ₂	1,12	1,32	1,22	1,52	0,20	0,20	1,12	0,82	1,74
P ₂ O ₅	0,06	0,00	0,00	0,06	0,06	0,00	0,06	0,00	0,24
H ₂ O ⁻	0,04	0,14	0,07	0,17	0,05	0,58	0,54	0,52	0,48
H ₂ O ⁺	2,97	2,99	4,74	4,20	3,02	3,94	2,98	3,42	1,88
Total	99,68	99,88	99,93	99,86	99,81	99,83	99,89	99,80	99,79
Fe total en FeO	11,89	11,15	13,38	11,89	11,52	12,26	12,63	8,17	14,12

GABROS

MUESTRA	80382	80448	80489	80575	95021	95509
SiO ₂	46,70	41,36	43,40	46,26	47,14	47,80
Al ₂ O ₃	15,01	19,51	13,79	15,42	15,46	18,44
Fe ₂ O ₃	4,22	4,47	4,16	1,02	3,86	5,57
FeO	6,61	6,69	3,69	6,52	5,45	6,89
CaO	9,93	10,57	15,13	13,94	12,35	2,48
MgO	8,20	6,32	14,34	9,24	7,03	5,44
MnO	0,14	0,15	0,09	0,11	0,10	0,14
Na ₂ O	4,30	4,27	3,21	3,98	4,30	3,13
K ₂ O	0,40	0,28	0,08	0,17	0,67	0,22
TiO ₂	1,42	1,32	0,00	0,20	1,12	1,64
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	0,30	0,02	0,08	0,28	0,24	3,00
H ₂ O ⁺	2,10	4,88	2,57	2,62	2,26	5,29
Total	99,33	99,84	100,54	99,88	99,98	100,04
Fe total en FeO	10,41	10,69	7,43	7,43	8,93	11,22

ROCAS ULTRAMAFICAS SERPENTINIZADAS

MUESTRA	80491	80735	95077	95507	95508	95510
SiO ₂	32,28	33,84	33,40	33,04	37,92	31,12
Al ₂ O ₃	8,08	3,93	10,48	6,98	6,68	6,34
Fe ₂ O ₃	7,39	9,76	6,67	9,44	2,90	5,36
FeO	1,53	1,25	3,29	1,17	5,57	3,53
CaO	1,68	1,71	0,74	1,13	2,37	3,05
MgO	33,32	33,80	32,92	33,06	33,62	32,30
MnO	0,08	0,09	0,06	0,11	0,10	0,10
Na ₂ O	1,79	1,95	1,28	1,19	1,75	2,69
K ₂ O	0,10	0,11	0,04	0,04	0,06	0,11
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	0,20	0,88	0,19	0,88	0,20	0,59
H ₂ O ⁺	13,45	12,36	10,82	12,75	6,99	14,72
Total	99,84	99,68	99,89	99,79	100,16	99,91
Fe total en FeO	8,17	10,03	9,35	9,56	8,18	8,35

CUADRO 12. ANALISIS QUIMICOS DE ROCAS MAFICAS Y ULTRAMAFICAS. PLANCHAS 167 Y 187. ANALISIS EFECTUADOS POR EL LABORATORIO QUIMICO DEL INGEOMINAS

Rocas básicas asociadas a sedimentos marinos profundos pueden generarse, ya sea en rift oceánico o en un arco insular incipiente formado sobre corteza oceánica. La comparación de los análisis químicos obtenidos para muestras de esta área con los datos publicados por Miyashiro (1975), Figura 24, indica que son rocas toeleíticas generadas en un rift oceánico.

La edad que hasta ahora se ha asignado a este conjunto de rocas volcánicas, se ha inferido por correlación con otras unidades y con base en la edad de los sedimentos que en ellas se encuentran intercalados.

Restrepo y Toussaint (1975), dataron un gabro del cuerpo de diorita de Pueblito al noroeste (Cuadrángulo I-7) del área cartografiada en este informe. Este gabro dió una edad de 126 ± 12 m.a. y está relacionado a rocas dioríticas y ultrabásicas, faltando en este caso una relación directa con las rocas volcánicas espiliticas.

Los fósiles encontrados en Arma (BOTERO, A. et al., 1974) y en Quebrada Campanas, son pelecípodos y gasterópodos asignados al Cretáceo temprano (Barremiano medio - Albiano inferior) edad compatible con la obtenida radiométricamente para el gabro. Según esto, las rocas volcánicas deben asignarse al Cretáceo temprano.

Sin embargo, en el extremo sur de la Plancha 187 y más hacia el sur, en Neira (NELSON, 1957. HALL et al., 1972), existen capas de lidita intercaladas en las rocas volcánicas, que contienen restos de radiolarios del Cretáceo tardío. Si estas edades, hasta ahora poco precisas se confirman, habría por lo menos dos períodos de actividad volcánica, separados entre sí por un período de tiempo relativamente largo y el segundo de ellos podría correlacionarse con la edad obtenida para el gabro de Altamira, $77,4 \pm 7,7$ m.a. (RESTREPO y TOUSSAINT, 1975). En este caso quedaría el problema de cómo diferenciar ambos tipos de roca y determinar si esta segunda actividad volcánica corresponde a un rift oceánico o a un arco insular incipiente.

3.5. GABROS

La mayor parte de los cuerpos de gabro, localmente metagabros, están relacionados a rocas volcánicas espilitizadas y a pe-

ridotitas serpentinizadas, formando el Complejo Ofiolítico del Cauca (TOUSSAINT y RESTREPO, 1974b) a lo largo de la zona de Falla de Romeral, la cual ha producido intensos efectos dinámicos en la mayoría de ellos.

Los cuerpos principales son:

- a) Cuerpos delgados menores de 1 km^2 , asociados a rocas volcánicas, entre el Alto de Minas y la Ursula cerca a Santa Bárbara (Pl. 167, D-1; E-1). La intensa meteorización en el área no permite definir los contactos, aunque en la parte oeste parecen ser fallados.
- b) Cuerpo al sur de Montebello (Pl. 167, C-1; D-1), de unos $3,5 \text{ km}^2$, con franjas delgadas de peridotita en contacto fallado. Es el único cuerpo que no se encuentra relacionado a rocas volcánicas.
- c) Cuerpo elongado de forma tabular de 16 km, en dirección norte-sur, por unos 800 m de ancho, que aflora entre Santa Bárbara (Pl. 167, D-1) y Quebrada Campanas (Pl. 167, H-1, 2). Está limitado al oeste por la Falla de Romeral y al este por rocas volcánicas y metamórficas en contacto fallado.
- d) Cuerpo de forma irregular con un área de 9 km^2 , localizado entre Aguadas (Pl. 187, B-3) y Pácora (Pl. 187, D-3); limitado al este en parte por la Falla de San Jerónimo y al oeste en contacto fallado con peridotitas.

Por lo general, la longitud mayor de todos estos cuerpos es concordante con la estructura de las rocas encajantes.

La roca predominante es una roca maciza de grano grueso hasta fino, notándose transiciones desde pegmatítica hasta afanítica llegando a una roca similar a las rocas diabásicas (Quebrada Campanas y Morro Azul, Pl. 167, H-1, 2). Algunos de los cuerpos presentan hacia los bordes orientación protoclastica y la mayoría, por efectos dinámicos estructura néisica, siendo difícil de separar la una de la otra ya que son aproximadamente paralelas.

Macroscópicamente la roca tiene textura hipidiomórfica granular hasta subofítica y está compuesta por plagioclasa, pi-

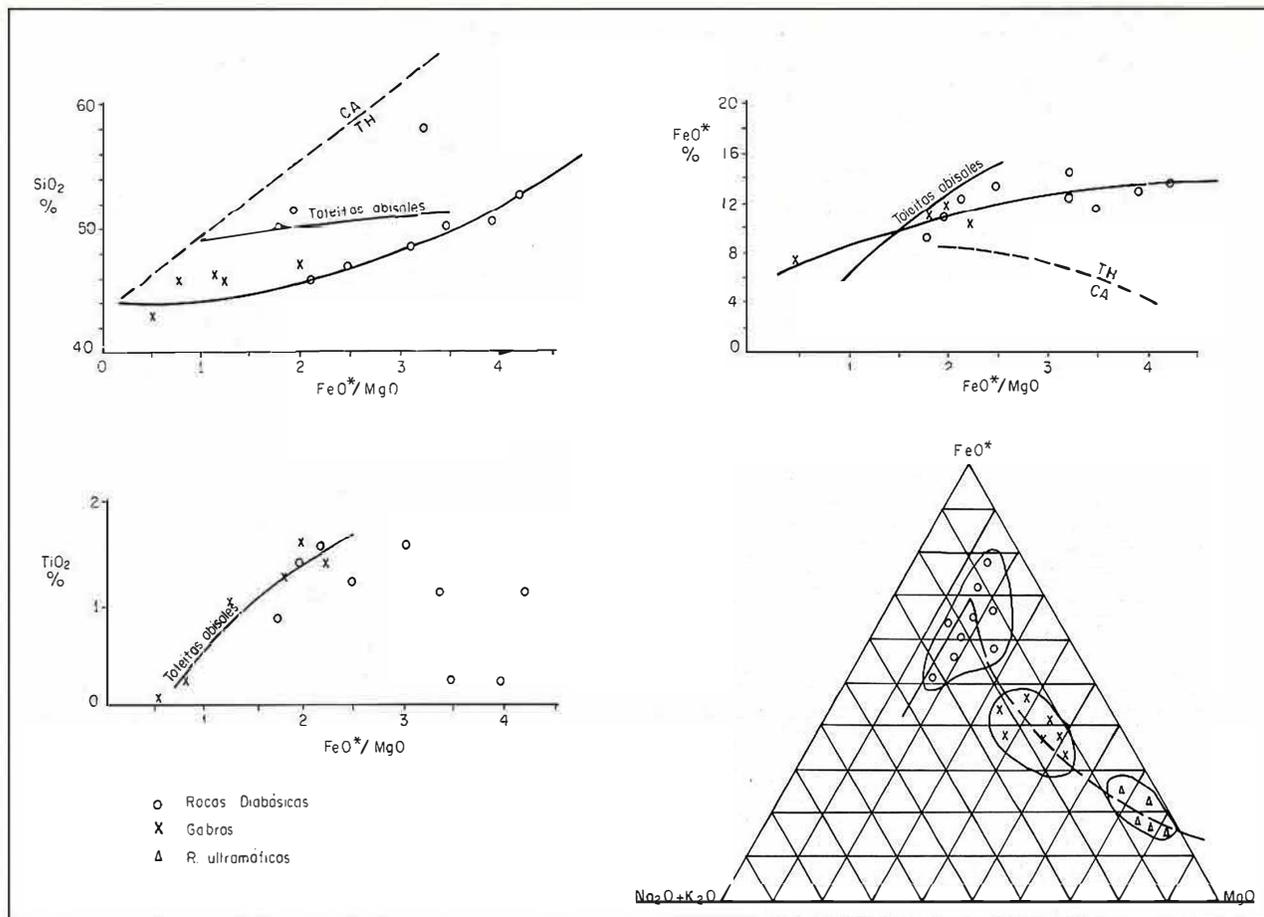


FIG. 24. VARIACION COMPOSICIONAL DE LAS ROCAS VOLCANICAS Y ROCAS ASOCIADAS EN EL COMPLEJO OFIOLITICO DEL CAUCA CON EL AUMENTO DE LA RELACION FeO^*/MgO . FeO^* CORRESPONDE AL HIERRO TOTAL EN LA ROCA COMO FeO . LOS LIMITES ENTRE PROVINCIAS TOMADAS DE MIYASHIRO (1975).

roxeno y localmente hornblenda. La plagioclasa está parcial y totalmente saussuritizada y deformada con planos de macla rotos y curvados; cuando fresca es de composición labradorita (An_{54-68}), rara vez zonada.

El piroxeno original en todas las muestras analizadas es monoclinico y su composición varía entre diálaga y augita diopsídica, encontrándose algunas muestras con ambos tipos de piroxeno; es el único mineral que a menudo se conserva fresco. La diálaga es de color amarillo pálido, maclado según (100) y con bordes de hornblenda que a su vez se transforma en anfíbol fibroso; en zonas deformadas, los cristales aparecen flexionados, fracturados y con extinción ondulatoria. La augita es subhedral a anhedral, incolora a verde pálido con pleocroísmo débil y presenta por lo general una intensa urilitización.

En la zonas de borde, el mineral melanocrático predominante es hornblenda euhedral de color verde, con alteración a urilita en los extremos de los cristales y con inclusiones de magnetita, esfena y apatito.

Como minerales accesorios se encuentran principalmente esfena, magnetita y apatito. Ocasionalmente aparecen cuarzo y calcita secundarios.

En el Cuadro 12 se dan algunos análisis químicos de muestras de gabro, provenientes de los distintos cuerpos cartografiados.

3.5.1. EDAD - RELACIONES

Aunque no se tiene ninguna edad radiométrica para muestras de gabro localizadas en esta área, éstos se han correlacionado con la muestra de gabro de Pueblito asociada también a peridotitas y dioritas piroxénicas, consideradas por Restrepo y Toussaint (1975) como parte del Complejo Ofiolítico del Cauca y el cual dio una edad de 126 ± 12 m.a., Cretáceo temprano.

En la región del Río Buey (Pl.167, E-1), donde el gabro está en contacto con esquistos verdes, se observa que la dirección general de la foliación cataclástica en el gabro es paralela al rumbo de las rocas metamórficas, indicando que los esfuerzos tectónicos que lo han afectado tenían la misma dirección de los que antes habían

afectado a las rocas metamórficas.

La mayor parte de los cuerpos de gabro estudiados, presentan contactos de falla con otras unidades roca y están íntimamente relacionados a las rocas volcánicas espiliticas y/o peridotitas serpentinizadas y es probable que en este caso representen parte de la corteza oceánica emplazada tectónicamente hasta su situación actual.

Hasta ahora se han considerado estos tres tipos de rocas como comagmáticos, pudiendo corresponder los gabros a una facies cristalina con enfriamiento más lento (ESTRADA, 1972; TOUSSAINT y RESTREPO, 1974b). En los cuerpos de gabro, sin embargo, al observar el diagrama FeO, álcalis y MgO de la Figura 24, se ve que hay cierta dispersión en los valores y por lo tanto es probable que no todos pertenezcan al mismo ciclo de actividad ígnea y que más bien representan distintas etapas de diferenciación o contaminación; para poder establecer la verdadera relación entre los tres tipos de roca, es necesario tener una mayor cantidad de análisis químicos y de edades radiométricas.

3.6. ROCAS ULTRAMAFICAS

Las rocas ultramáficas se han dividido en tres grupos de acuerdo a la intensidad de la serpentización y a la presencia o ausencia de ortopiroxeno:

- a) Harzburgitas.
- b) Peridotitas en las cuales se conserva algo de olivino.
- c) Serpentinitas provenientes de dunitas y peridotitas. Se encuentran al sur de Montebello (Pl.167, D-2), en la vereda Aguacate (Pl. 167, E-2), entre La Merced (Pl. 187, G-1) y Filadelfia (al sur) y en la carretera Pácora - San Bartolomé (Pl. 187, D-3); todas ellas corresponden a peridotitas de tipo Alpino (HESS, 1965) y ocupan posiciones estructurales que sugieren un desarrollo relacionado a la actividad tectónica durante un período de acreción continental.

La mayoría de estos cuerpos se encuentran asociados a rocas diabásicas espilitizadas y/o a gabros, formando el Complejo Ofiolítico del Cauca y solo el cuerpo de El Aguacate (Pl. 167, E-2) no muestra una rela-

ción directa con rocas básicas. Este cuerpo se encuentra asociado a esquistos cuarzosericíticos y representa un bloque alóctono en una secuencia autóctona. Los otros cuerpos tienen formas alargadas en dirección norte-sur, su tamaño varía considerablemente y están asociados íntimamente a la zona de Falla de Romeral. La dirección del alargamiento de estos cuerpos, a grandes rasgos, concordante con la estratificación o la foliación de las rocas encajantes, aunque por lo general el contacto entre las distintas unidades es fallado y discordante en pequeña escala.

La estructura de estas rocas varía de maciza hasta esquistosa, llegando a formar esquistos de serpentina en La Merced, carretera Pácora - San Bartolomé y El Aguacate, con una foliación bien definida de dirección norte - sur. En la carretera Pácora-San Bartolomé, se encuentran poliedros de cizalladura (Fig. 13) formados por núcleos de peridotita serpentinizada, de estructura maciza, rodeada por una corona de serpentinita esquistosa.

El estudio microscópico de estas rocas muestra un reemplazamiento parcial del olivino por minerales del grupo de la serpentina. Este reemplazamiento se ha efectuado de acuerdo al principio de igualdad de volumen, lo que se ve claramente cuando se conservan los contornos de los cristales originales de olivino y restos de la textura ígnea original.

La mayor parte de las serpentinitas están compuestas por antigorita y localmente por venillas de crisotilo, con núcleos de serpentina cristalina de forma indefinida que parecen corresponder a serpofita.

En algunas muestras, el olivino parcialmente serpentinizado está asociado a enstatita alterada en parte a bastita, clorita y magnetita, con picotita y cromita como accesorios.

El desarrollo de fibras de picrolita (antigorita) en muchas de las serpentinitas, indica una deformación sincrónica o posterior a la serpentización de las peridotitas originales (JAHNS, 1967).

Como accesorios se encuentran magnetita, cromita, picotita y algo de magnetita secundaria. Algunos cuerpos presentan bandeamiento composicional, definido por

capas de diferente color en las cuales las más oscuras contienen abundante magnetita y las claras contienen restos de olivino serpentinizado y carbonatado.

En los cuerpos de El Aguacate y La Merced, donde se han desarrollado esquistos de serpentina, éstos están formados por antigorita, clorita, actinolita y talco en proporciones variables.

3.6.1. SERPENTINIZACION

La mayor parte de las rocas analizadas son serpentinitas y no hay duda de que los minerales del grupo de la serpentina que las componen, se han formado a partir de olivino y localmente piroxeno (enstatita) ya que se encuentran zonas de transición de peridotita a serpentinita y en muchas muestras existen restos de olivino y piroxeno no alterados o de antigorita pseudomorfa según olivino.

En todos los casos anteriores es claro que no existe una relación directa entre el grado de serpentización y la forma del cuerpo ultramáfico, mostrando más bien una distribución al azar. Además, la mezcla de rocas relativamente frescas con rocas completamente serpentinizadas dentro de un mismo cuerpo, indica que la serpentización en principio, es un proceso que no está relacionado a la meteorización y otros procesos superficiales, y más bien es el resultado de efectos metasomáticos sobre las rocas ultramáficas durante el emplazamiento.

3.6.2. ORIGEN Y EMPLAZAMIENTO

El origen de las peridotitas (rocas ultramáficas alpinas) dentro de las zonas orogénicas de la tierra ha sido tema de controversia desde hace muchos años (WILLIE, 1967). La base para esta discrepancia está más que todo en la paradoja que existe entre las evidencias petrológicas observadas en el campo, que indican una intrusión a baja temperatura y las altas temperaturas que deberían esperarse para intrusiones ultramáficas. Los estudios experimentales hechos por algunos petrólogos (KUSHIRO, 1968; GREEN and RINGWOOD, 1967) han demostrado que los magmas peridotíticos, requieren temperaturas y presiones mucho mayores que las que pueden alcanzarse en la corteza continental y que por lo tanto la formación de un magma peridotítico solo es posible en el manto.

La ocurrencia de peridotitas en cordones alargados a lo largo de los bordes de antiguos y/o modernos márgenes continentales, sin aureolas de contacto de alta temperatura, ha llevado a muchos autores (en COLEMAN, 1971) a proponer un emplazamiento tectónico más que una intrusión ígnea en sentido estricto para estas rocas.

Durante o inmediatamente después del emplazamiento tectónico, las peridotitas se serpentizaron y en algunos cuerpos (Pl. 187, C-3, D-3) se formó una zona de reacción con los gabros, formando rodingitas y rocas metasomáticas con nefrita.

Las peridotitas en la Cordillera Central se encuentran en cordones alargados a lo largo de la zona de Falla de Romeral y por lo tanto, de acuerdo a las teorías expuestas anteriormente, el límite oeste de esta zona de falla, definiría el contacto entre corteza oceánica al oeste y corteza continental al este. La serpentización, metasomatismo y tectonismo, fueron contemporáneos con el emplazamiento tectónico a lo largo del borde continental.

Considerando que las peridotitas se originaron en el manto y se emplazaron tectónicamente hasta su posición actual, como parte del Complejo Ofiolítico del Cauca durante el Cretáceo temprano, es necesario explicar el mecanismo mediante el cual alcanzaron esta posición. Con base en la tectónica de placas, puede acudirse tanto a la obducción como a la subducción (COLEMAN, 1971, 1972; DEWEY and BIRD, 1972; MIYASHIRO, 1975), o a un proceso más complejo de obducción y subducción (COLEMAN, 1972); sin embargo, no se tienen datos geofísicos suficientes para definir este proceso, y la interpretación depende de cual de las placas se considera activa.

3.7. BATOLITO ANTIOQUEÑO

El Batolito Antioqueño es uno de los cuerpos ígneos mejor conocidos en Colombia. Botero A. (1941, 1942) hizo un estudio petrográfico de él y le dio el nombre con el cual es conocido hoy; posteriormente Botero A. (1963) y Feininger, et al. (1972) han hecho estudios más detallados de él.

En conjunto, el Batolito Antioqueño cubre un área de cerca de 7.000 km² pero en el área de este estudio solo afloran 20 km² de su extremo sur (Pl. 167, A-7, 8, 9).

Los mejores afloramientos se encuentran en los ríos Santo Domingo y Cocorná y en la Quebrada El Biadal. La textura normal es hipidiomórfica granular, ligeramente pegmatítica en la Quebrada El Biadal, a unos 300 m del contacto con los metasedimentos; por lo general tiene estructura maciza, pero cerca al contacto tiene estructura nesóide débil producida por efectos protoclasticos.

En el Cuadro 13 se indican los análisis modales de 5 muestras. La composición promedio de este cuerpo ha sido indicada por Botero A. (1963) y Feininger, et al. (1972, p. 100).

MINERALES	NUMERO IGM				
	7493	7365	7272	8822	7275
Guarzo	15,3	19,1	23,4	22,9	19,8
Feldespato de K	0,7	—	19,1	—	—
Plagioclasa	59,2	55,6	50,0	66,9	59,3
Biotita	10,7	8,3	6,1	tr	11,5
Hornblenda	13,1	15,1	—	—	—
Clorita	0,4	1,2	1,3	7,9	3,9
Zircón	tr	tr	tr	tr	tr
Apatito	tr	0,1	—	—	tr
Esfena	0,2	—	—	0,1	—
Opacos	0,3	0,2	0,1	0,1	tr
Calcita	tr	—	—	—	—
Epidota	—	0,1	—	0,2	1,5
Muscovita	—	—	0,1	1,6	3,6
An%plagiocl.	44	43	32	26	36

tr: Trazas

LOCALIZACION DE MUESTRAS:

- 7493 Tonalita; Quebrada Biadal.
- 7365 Tonalita, camino a El Picacho
- 7272 Granodiorita de la Cúpula de la Unión, camino a El Presidio.
- 8822 Cuarzodiorita leucocrática. Cúpula de La Unión, carretera La Unión - Mesopotamia.
- 7275 Cuarzodiorita, Cúpula de La Unión, camino a Mesopotamia.

Porcentaje en volumen basado en el conteo de 1.000 ó más puntos sobre secciones delgadas standard. (Análisis por H. González I.)

ANALISIS MODALES DE LA CUARZODIORITA DEL BATOLITO ANTIOQUEÑO Y DE LA CUPULA DE LA UNION

CUADRO 13.

El cuarzo es anhedral, por lo general con fuerte extinción ondulatoria, limpio, con escasas inclusiones. Feldespato potásico se presenta solo como accesorio y tiene carácter intersticial.

La plagioclasa es andesina en cristales euhedrales a subhedrales, bien maclados según albita, albita-carlsbad y periclina, ligeramente zonada y con inclusiones de biotita-hornblenda.

La biotita se presenta en láminas subhedrales ligeramente flexionadas, pleocroica de X = amarillo pálido a Y = Z = pardo rojizo; presenta inclusiones de zircón con halo pleocroico fuerte y de apatito. Aparece por lo general parcialmente cloritizada, dejando un agregado residual pardo de esfena que marca los planos de clivaje.

La hornblenda se encuentra en cristales subhedrales pleocroicos de X = verde amarillento, Y = verde pardusco Z = verde oliva pálido; algunos cristales presentan núcleos pálidos de relieve y birrefringencia diferentes, que parecen ser de clinopiroxeno y algunas inclusiones de apatito, plagioclasa y cuarzo vermicular.

Los minerales accesorios más comunes son magnetita, apatito y zircón. Mientras que en la parte descrita por Feininger et al. (1972, p. 102), el zircón tiene un halo pleocroico débil o no lo presenta, en esta zona las inclusiones de zircón tienen un halo pleocroico fuerte tanto en la biotita como en la hornblenda. El apatito es prismático euhedral a subhedral. Otros accesorios menos comunes son esfena, epidota y rutilo en cuarzo; en una muestra cerca al contacto aparece muscovita coexistiendo con la biotita, indicando efectos hidrotermales en la zona de contacto o de contaminación por los sedimentos pelíticos encajantes.

La intrusión del Batolito Antioqueño produjo gran cantidad de pequeñas fallas cuya dirección varía entre N10°E y N45°W, en las rocas metamórficas, con desplazamientos de unos pocos metros que aparentemente no se extendieron dentro del batolito y una aureola de contacto que se extiende hasta unos 6 km.

Los contactos son agudos y discordantes cortando la foliación de las rocas metamórficas encajantes y sólo ocasionalmente

se observa una débil foliación protoclástica. Estas características son típicas de los batolitos intruidos de la epizona (BUDDINGTON, 1959, p. 677-679).

3.7.1. EDAD

Los distintos análisis radiométricos hechos en muestras de este cuerpo, indican edades que varían entre 68 y 80 m.a. que corresponden al Cretáceo tardío (BOTERO, A., 1963, p. 81; PEREZ, A., 1969, p. 30; FEININGER et al. 1972, p. 115), pero es de anotar que todas han sido determinadas por el método K/Ar en biotita.

3.8. CUPULA DE LA UNION

Este cuerpo toma su nombre de la población de La Unión (Pl. 167, B-5). Tiene forma irregular con adelgazamiento en su extremo sureste, con una extensión total de 72 km² y está localizado en A-5, 6; B-5, 6; C-6, 7 de la Plancha 167, con un pequeño apófisis del 1 km² de forma elongada que aflora a lo largo de la Quebrada Rumazón (Pl. 167, D-7). Por lo general está topográficamente más alto que el afloramiento principal del Batolito Antioqueño, al cual aparentemente está relacionado genéticamente.

La mayor parte de la roca muestra una intensa meteorización, produciendo una arcilla caolinítica de color claro cuya génesis se discute en el capítulo sobre Geología Económica. Afloramientos de roca relativamente fresca solo se encuentran en las quebradas La Esperanza (Pl. 167, C-7), Potal, Chupadero, Rumazón y en pequeñas canteras en la carretera La Unión - Mesopotamia (Pl. 167, B-5; D-6).

La roca dominante es de grano medio, color gris claro moteada de negro, equigranular maciza, ligeramente cataclástica en las quebradas Potal y La Esperanza y de composición granodiorita a cuarzodiorita (Cuadro 13) pobre en ferromagnesianos.

El cuarzo es anhedral inequigranular, en parte formando mosaicos finos con carácter intersticial, con mirmequita en el contacto con el feldespato; localmente muestra fuerte extinción ondulatoria.

El feldespato potásico es relativamente abundante e incluye tanto microclina como ortosa, siendo más abundante aquella.

Por lo general presenta argilización débil; aparece en mosaicos con la plagioclasa, y es uno de los minerales más afectados por fenómenos deutéricos presentando zonas de mirmequita y de exolución.

La plagioclasa varía en composición de An_{26} hasta An_{41} (Cuadro 13) con fracturamiento irregular, bien maclada según albita y albita-carlsbad; algunas veces, especialmente en zonas cataclásticas, muestra zonamiento débil con bordes más sódicos que el núcleo e inclusiones de cuarzo y muscovita.

La biotita es el principal ferromagnesiano pero rara vez excede del 10%, con pleocroísmo de X = pardo amarillento a Y = Z = pardo rojizo; en la mayor parte de los afloramiento presenta cloritización intensa y reemplazamiento por mica blanca. Contiene inclusiones de zircón con halo pleocroico fuerte, de rutilo con textura sagenítica y de apatito.

Como minerales accesorios aparecen muscovita (2-3%), por lo general asociada a biotita y probablemente de origen hidrotermal, magnetita, epidota, zircón, rutilo y apatito.

En una muestra en la quebrada Chupadero, aparece granate como accesorio en microfenocristales poikilíticos con inclusiones de cuarzo y abundantes fracturas rellenas con limonita.

3.8.1. ALTERACION

El cuerpo de La Unión es de composición relativamente homogénea, pobre en ferromagnesianos, con segregaciones ácidas pegmatíticas en la parte central. Los procesos de alteración-meteorización producen los siguientes efectos:

- El feldespato, tanto plagioclasa como ortosa-microclina, aparece argilizado dando una arcilla residual rica en caolinita.
- El ferromagnesiano original, aparece cloritizado y reemplazado por mica blanca probablemente de origen hidrotermal.
- La roca alterada toma un color crema claro a blanco, solo localmente moteado de rojo por óxidos de hierro residuales de la alteración de biotita.

- Se conserva la textura de una roca ígnea fanerítica de grano medio. Es necesario anotar que no se observa ninguna zonación composicional en la alteración, lo que hace suponer que la alteración hidrotermal por sí sola no fue el factor esencial en la formación de los depósitos de caolín.

3.8.2. EDAD

La Cúpula de La Unión se ha considerado como un cuerpo satélite del Batolito Antioqueño, de edad Cretáceo tardío (BOTERO, 1963; HALL et al, 1972); sin embargo, hasta ahora no se tienen dataciones directas.

Este cuerpo es claramente intrusivo en las anfibolitas, esquistos sericíticos y esquistos verdes del área y localmente forma una delgada aureola de contacto.

3.9. STOCK DE CAMBUMBIA

Este cuerpo recibe su nombre de la Quebrada Cambumbia, al oeste de la zona suroeste de la Plancha 167, que lo atraviesa de oeste a este en su parte central y tiene una extensión total de 23 km² de los cuales 12 afloran en el área cartografiada (Pl.167, H-1). Se encuentran buenos afloramientos a lo largo del Ferrocarril del Pacífico al sur de de La Pintada, en la variante Pintada-Supía cerca a la Quebrada La Bucana y en la Quebrada El Diablo, todos estos sitios al oeste de la Plancha 167.

Macroscópicamente es una roca fanerítica, de grano medio a fino localmente, con facies porfiríticas y cortada por numerosos diques de aplita-pegmatita. El color es gris medio moteado.

En el Cuadro 14 se pueden observar 3 análisis modales, dos de la facies normal y otro de la facies porfirítica.

La textura normal es hipidiomórfica granular, variando de equigranular hasta inequigranular dando origen a texturas porfiríticas. La composición predominante es de diorita piroxénica, con variaciones a cuarzo-diorita y granodiorita cerca a los diques pegmatíticos y está compuesta esencialmente por plagioclasa intermedia y augita.

La plagioclasa es euهدral a subهدral, en parte empolvada por alteración a

sausruta, con restos de maclas según carlsbad. El ferromagnesiano predominante es augita-augita-diopsídica con abundante magnetita a lo largo de microfracturas; algunos cristales aparecen bordeados por una corona de anfíbol fibroso, que en algunos casos llega a reemplazar totalmente el mineral original. El cuarzo en la facies normal es escaso y solo aparece como accesorio intersticial; sin embargo, cerca a las zonas con diques pegmatíticos llega a fomar hasta el 20% de la roca; es anhedral, con extinción ondulatoria y con abundantes microfracturas rellenas con calcita-sericita.

MINERALES	NUMERO IGM		
	80457	7475	95361
Plagioclasa	62,5	61,6	67,9
Clinopiroxeno	16,7	tr	19,9
Anfíbol	17,5	29,3	tr
Biotita	1,8	6,1	—
Calcita	0,8	0,2	tr
Opacos	0,7	0,7	1,3
Apatito	tr	—	tr
Clorita	tr	1,8	2,1
Cuarzo	—	0,3	1,8
Feldespatos de K	—	—	0,4
Epidota	—	—	6,5
Esfena	—	—	0,2

tr. =Trazas

LOCALIZACION DE MUESTRAS:

- 80457 Stock de Cambumbia; diorita piroxénica.
 7475 Stock de Cambumbia; diorita uralitizada porfirítica
 95361 Stock de Cambumbia; diorita augítica

Porcentaje en volumen, basado en el conteo de 1.000 ó más puntos sobre secciones delgadas standard. (Análisis por H. González I.).

CUADRO 14. ANALISIS MODALES DEL STOCK DE CAMBUMBIA

Microclina también aparece cerca a las zonas de diques y alcanza hasta un 8% de la roca.

Como minerales accesorios se encuentran biotita, apatito, esfena, zircón, magnetita; como minerales de alteración ocurren clorita, sericita, anfíbol fibroso, epidota y calcita; ésta última localmente alcanza hasta un 5% de la roca.

En la facies porfirítica la matriz es afanítica holocristalina y está compuesta esencialmente por plagioclasa no maclada de composición andesina sódica; los fenocristales son de plagioclasa (An_{38-44}), cuarzo subredondeado, con corona delgada de reacción en el contacto con la matriz, ferromagnesianos reemplazados por clorita y calcita y como accesorios apatito y magnetita.

3.9.1. EDAD Y CORRELACIONES

La edad absoluta de este cuerpo no ha sido determinada. Las relaciones de campo indican que es anterior a la Formación Amagá, la cual reposa sobre él; además ha sido intruido por cuerpos de pórfido andesítico. Tentativamente ha sido asignado al Terciario temprano.

Este cuerpo presenta algunas similitudes petrográficas con el cuerpo diorítico de Tamesis (GONZALEZ, H., 1976) y es totalmente diferente a los otros cuerpos ígneos descritos en el área.

3.10. ROCAS HIPOABISALES PORFIRITICAS

Cuerpos de rocas porfiríticas, de composición variable entre andesita y dacita, constituyen formas sobresalientes en la parte oeste de las planchas 167 y 187. Otros cuerpos, menores de 1 km², se encuentran al noroeste de Pensilvania. Cuerpos similares se encuentran en el área cartografiada por Grosse (1926) y González (1976), al oeste y noroeste del área correspondiente a este informe.

Scheibe (1919), correlaciona estas rocas con las llamadas corcovaditas en la región de Titiribí y según el mismo autor, su composición es intermedia entre andesita y dacita; su composición corresponde a la de un pórfido dacítico gradando a cuarzodiorita porfirítica.

Otros autores como Radelli (1965a), las considera como microdioritas de origen subvolcánico basado en el predominio de hornblenda sobre biotita, lo que indicaría un origen plutónico, más bien que un origen volcánico clásico.

La clasificación de las rocas porfiríticas se hizo de acuerdo a los criterios de Stringham (1971, p. 35-41). Considerando la relación de fenocristales a matriz teniendo

en cuenta el tamaño del grano dentro de ésta última.

Se determinaron y delimitaron dos facies: una dacítica y otra andesítica, que a veces entre sí presentan contactos gradacionales y al meteorizarse dan origen a suelos de color gris claro amarillentos, los cuales conservan cristales bipiramidales inalterados de cuarzo cuando provienen de la facies dacítica.

Algunas de las mineralizaciones en el área, están relacionadas genéticamente a este tipo de rocas y están caracterizadas por una intensa alteración hidrotermal.

3.10.1. PORFIDOS DACITICOS

Los pórfidos dacíticos en el área cartografiada se encuentran en pequeños cuerpos al noroeste de Pensilvania (Pl. 187, G-9) y localmente como facies de los pórfidos andesíticos.

Son rocas porfiríticas de color gris medio a claro, cubiertas en algunas áreas por una pátina parda de limonita-hematita producida por alteración de los sulfuros contenidos en la roca. Los fenocristales son de plagioclasa hasta de 2,4 cm con su dimensión mayor, de cuarzo bipiramidal hasta de 1,2 cm y de hornblenda hasta de 0,8 cm en una matriz microcristalina feldespática.

En el Cuadro 15 se pueden observar algunos análisis modales de algunas rocas de estos cuerpos.

La matriz es holocristalina, compuesta esencialmente por plagioclasa intermedia no maclada, con cuarzo, clorita, opacos y calcita como accesorios.

La plagioclasa es euhedral a subhedral, maclada según albita-carlsbad, por lo general zonada y de composición $An_{34} An_{46}$, con alteración a sericita e intenso fracturamiento. El cuarzo es anhedral a subhedral, por lo general de forma redondeada, rodeado por una delgada corona de sericita en el contacto con la matriz.

La hornblenda se encuentra total a parcialmente reemplazada por clorita verde pálida y calcita, de tal manera que solo se observan restos de los cristales originales. En muestras donde el tamaño del grano en la

matriz es un poco más grueso, se encuentra hornblenda fresca pleocroica de X = amarillo verdoso Y = pardo Z = pardo rojizo, con abundantes inclusiones de plagioclasa.

Biotita aparece como accesorio en algunas muestras, pleocroica de X = amarillo pálido a Y = Z = pardo rojizo, con alteración a clorita.

Los accesorios más comunes son apatito, esfena calcita, clorita, opacos y epidota.

Es común encontrar abundantes microfracturas, tanto en el cuarzo como en la plagioclasa, rellenas por sericita y calcita y reemplazamiento de la hornblenda por sulfuros y magnetita.

3.10.2. PORFIDOS ANDESITICOS

Al contrario de lo que sucede en los cuerpos de pórfidos dacíticos, que están caracterizados por la uniformidad en la composición mineralógica y en los rasgos texturales, los pórfidos andesíticos muestran una gran variedad tanto en la composición como en la textura. El contacto entre los pórfidos dacíticos y andesíticos es gradacional.

Los rasgos más característicos, con base en los cuales se hizo la subdivisión de estos pórfidos, son los siguientes:

- a) El tamaño de los fenocristales, especialmente de plagioclasa, varía entre unos pocos milímetros (pórfidos de Puente Linda y Cerro Bravo) y varios centímetros (pórfidos andesíticos hornbléndicos y de Marmato).
- b) Presencia de restos de vidrio volcánico en los pórfidos tipo Cerro Bravo, y ausencia en el resto de pórfidos.
- c) Ausencia de cuarzo; solo en los pórfidos tipo Marmato aparece algo de cuarzo como accesorio en fenocristales.
- d) Variación en tipo de ferromagnesianos presentes. En los pórfidos tipo Cerro Bravo predomina augita mientras que en el resto, por lo general, solo aparece hornblenda y en los de Puente Linda predomina biotita.

MINERALES	NUMERO IGM												
	95400	95399	95354	95353	7465	6918	6880	6922	6911	95410	95403	6886	
Matriz	58,53	52,6	63,66	58,25	49,9	53,6	72,3	50,5	64,7	52,6	46,5	48,3	
Fenocristales:													
Plagioclasa	27,41	27,5	20,75	27,25	24,1	34,9	13,6	29,8	18,9	28,5	33,1	36,7	
Cuarzo		1,5				1,0	0,3	4,7	6,3	11,5	10,4	3,8	
Biotita		2,1		1,83		1,2		0,9			tr	4,1	
Hornblenda	3,10	14,7	13,33	10,00	16,8	5,9		12,5	tr	tr	7,5	2,0	
Clinopiroxeno													
Clorita	6,01				3,1	tr	3,5	0,8	5,2	3,1	0,5	1,9	
Epidota					6,5		9,6		tr			0,1	
Apatito	0,18	0,3	tr	0,25	tr	0,2	tr	0,1	tr	0,1	tr	tr	
Zircón			tr	0,08			tr						
Opacos	1,36	1,3	2,08	1,41	1,6	0,8	0,7	0,7	1,2	1,9	0,2	0,1	
Calcita	3,41			0,75		2,3			3,6	2,1	0,3	2,8	
Feldespató de K		tr											
Esfena		tr	0,16	0,16	tr			tr	0,1	0,2	0,1		
An % Plagioclasa	45	45	43	41	36	41	38	46	46	34	42	43	

tr. = Trazas

LOCALIZACION DE MUESTRAS:

- 95400 Pórfido andesítico hornbléndico, carretera Irra - La Felisa
- 95399 Pórfido andesítico hornbléndico, Cerro Bocache
- 95354 Pórfido andesítico hornbléndico, Túnel La Felisa
- 95353 Pórfido andesítico hornbléndico, Túnel La Felisa
- 7465 Pórfido Puente Linda, camino Cuatro Esquinas - Puente Linda
- 6918 Andesita porfírica, Quebrada El Salado
- 6880 Pórfido de Marmato, Quebrada Chaburquia
- 6922 Pórfido dacítico, carretera Supía - Caramanta
- 95410 Microcuarzodiorita porfírica, Quebrada El Rayo
- 95403 Pórfido dacítico, Río Pozo
- 6886 Pórfido dacítico, Quebrada El Obispo

Porcentaje en volumen, basado en el conteo de 1.200 a 1.600 puntos sobre secciones delgadas standard. (Análisis por H. González I.)

CUADRO 15. ANALISIS MODALES DE ROCAS HIPOABISALES
PORFIRITICAS

- e) Variación en el porcentaje de fenocristales, desde menos del 5% (Cerro Bravo) hasta más del 50% (Marmato y en algunos cuerpos de pórfidos andesíticos hornbléndicos en el área suroeste de la Plancha 167).
- f) Grado de alteración muy intensa en los pórfidos de Marmato y de poca importancia en los otros tipos de pórfido. En el área cartografiada aparecen pórfidos de los diferentes tipos enumerados anteriormente, pero de tamaño cartografiable solo se encuentran los de Puente Lindo y pórfidos andesíticos hornbléndicos.

En el Cuadro 15 aparecen los análisis de algunas muestras de pórfidos andesíticos.

3.10.2.1. *Pórfidos de Puente Lindo*. - Cuerpos discordantes de 0,8 km² en la Plancha 187, B-9; C-9 y de 1,2 km² en D-9, E-9, corresponden a las mismas rocas porfiríticas encontradas en el extremo noroeste del Cuadrángulo J-9 (VESGA, et al.), por lo cual se conserva el nombre dado en dicho cuadrángulo.

Es una roca maciza porfirítica con fenocristales bien desarrollados de plagioclasa, biotita y hornblenda en matriz granular fina de color gris claro.

Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, empolvados por alteración a sericita y caolín, fracturados, con zonamiento oscilatorio y bordes de reacción en el contacto con la matriz dando agregados de sericita; composición An₃₂₋₃₄.

La hornblenda es tabular, en parte está reemplazada por agregados de epidota, pleocroica de X = amarillo verdoso Y = verde pálido Z = verde pardusco; con bordes de alteración a clorita de color de interferencia azul berlin anómalo. La biotita es de color rojizo y aparece fresca, pleocroica de X = amarillo a Y = Z = pardo rojizo. Biotita predomina sobre la hornblenda.

Como minerales accesorios primarios se encuentran apatito, magnetita e ilmenita.

La matriz o pasta es afanítica a microcristalina equigranular, empolvada por intensa argilización del feldespato contenido

en ella, compuesta además por hornblenda anhedral y granos de opaco.

La proporción general entre matriz y fenocristales es de 3:2.

3.10.2.2. *Pórfidos Andesíticos Hornbléndicos*. - Forman una serie de rasgos topográficos sobresalientes al sur de Arma (Pl. 187; B-1; C-1).

La roca fresca es maciza, de color gris claro, con numerosos fenocristales de plagioclasa hasta de 5 cm en su dimensión mayor y agujas negras y brillantes de hornblenda hasta de 4 mm; ocasionalmente aparecen láminas finas de biotita. Fenocristales y matriz se encuentran aproximadamente en la proporción de 1:1.

Cuando la roca está alterada toma un color amarillo a pardo-amarillento, y resaltan pequeñas manchas blancas que corresponden a restos de feldespato original.

Son comunes segregaciones granulares de tamaño variable donde predominan hornblenda-magnetita-augita. Localmente en C-1, D-1 (Pl.187) el pórfido presenta inclusiones de esquistos, que por efectos térmicos muestran reagrupamiento de cristales dando una textura homfésica.

En el Cuadro 15 se pueden observar análisis modales de este tipo de roca.

La plagioclasa es andesina cálcica a labradorita, maclada según albita y albita-periclina, por lo general con zonamiento oscilatorio con núcleo mucho más cálcico que los bordes. En algunas áreas la plagioclasa presenta inclusiones de material pardo de baja birrefringencia y que pudo haber sido vidrio volcánico ahora en proceso de devitrificación.

La hornblenda es euhedral, de formas tabulares, frecuentemente macladas según (100), pleocroica X = amarillo pardusco, Y = pardo olivo oscuro Z = verde.

3.10.3. ORIGEN Y EDAD

Aunque los cuerpos de rocas porfiríticas cristalizaron dentro de la corteza terrestre, no tienen el carácter típico de rocas plutónicas; su estructura es por lo general porfirítica y en algunos de los cuerpos se en-

cuentra vidrio volcánico en la matriz, indicando que la etapa final de cristalización se efectuó a poca profundidad por debajo de la superficie, mientras que la etapa inicial fue más profunda y de enfriamiento lento, lo cual permitió el desarrollo de fenocristales euhedrales. Algunos fenocristales de cuarzo muestran formas redondeadas con entrantes y salientes, lo que indica que estos reaccionaron con el magma residual durante las últimas etapas del emplazamiento, siendo parcialmente redisueltos por él.

Varios autores (SCHEIBE, 1919; GROSSE, 1926; RADELLI, 1965a, 1967) han considerado estos cuerpos como Neoterciarios. Todos ellos son claramente intrusivos en la Formación Amagá (Terciario Carbonífero de GROSSE, 1926), del Oligoceno y una parte de ellos es más moderna que la Formación Combia del Mioceno tardío, aunque por lo general los efectos de contacto son mínimos.

La edades radiométricas hasta ahora obtenidas en rocas hipoabisales porfiríticas corresponden a distintas variedades de pórfidos andesíticos. El pórfido andesítico de El Morro (localizado en el Cuadrángulo J-9) es similar en composición al pórfido de Puente Linda y dió una edad de $3,5 \pm 0,2$ m.a. (VESGA, J., comunicación escrita, 1975).

Una muestra del cuerpo de pórfido en la carretera Albania-Bolombolo, unos 20 km al oeste de la cuadrícula A-1 de la Plancha 167, dió edades de $8 \pm 0,9$ m.a. y $7,8 \pm 1,0$ m.a. (MacDONALD, W. D., comunicación escrita, 1975). Esta roca es similar en textura y composición al pórfido de Cerro Bravo.

Una muestra del pórfido andesítico hornbléndico en la carretera La Felisa-Irra que fue analizada por el método K/Ar en los laboratorios del Servicio Geológico Americano en Denver, dió las siguientes edades: $6,8 \pm 0,2$ m.a. en biotita y $7,1 \pm 0,2$ m.a. en hornblenda (MACARTHUR H. Jr., comunicación escrita, 1976).

El pórfido de Marmato analizado por el método K/Ar en hornblenda dió una edad de $6,3 \pm 0,7$ m.a.

Todas las edades hasta ahora obtenidas confirman una edad pliocena para los

cuerpos de pórfidos andesíticos en el área. Para los pórfidos dacíticos, por su relación espacial íntima con los andesíticos, se considera una edad similar.

3.11. ROCAS DE DIQUE

Aunque existen rocas de dique de diversas generaciones en el área cartografiada, se tratan en conjunto ya que ello facilita su descripción.

Su composición varía desde lamprófidos hasta aplita y se encuentran cortando todas las rocas desde el Paleozoico hasta el Terciario tardío.

3.11.1. PEGMATITAS

Aunque no se muestran en el mapa geológico, debido a su tamaño, pegmatitas se encuentran como diques dispersos de unos pocos centímetros de espesor y en pequeños cuerpos de formas irregulares asociados al Stock de La Honda (Pl. 167, B-1), a la zona migmatítica al sur de La Ceja (Pl.167, A-1, 2; B-1. 2), al Stock de Cambumbia (Pl. 187, A-1), a la Cúpula de La Unión y al Batolito de Sonsón. Estos diques son intrusivos en las rocas metamórficas del área.

Estos cuerpos pegmatíticos no tienen un solo origen; los de La Unión son discordantes y parecen estar relacionados con el Batolito Antioqueño mientras que los lentes asociados a la zona migmatítica son concordantes y fueron formados probablemente durante el metamorfismo de estas rocas.

Las pegmatitas relacionadas al Stock de La Honda son importantes como materia prima para cerámica; son rocas grueso granulares compuestas por cuarzo, feldespato, muscovita y como accesorios biotita, turmalina, granate. Albita y microclina con desarrollo perfitico, se encuentran en proporciones similares.

En este caso la pegmatita aparece como pequeños cuerpos de forma tabular dentro del ígneo, que hacia los bordes presenta estructura de flujo, indicando un desarrollo en un estado en el cual aún era posible la acumulación de fluidos pegmatíticos y en este caso se consideran de la misma edad del stock.

Cuerpos pegmatíticos, aparentemente más jóvenes, se encuentran relacionados al Stock de Cambumbia en la carretera a Arma. Son cuerpos tabulares con dirección predominante N30°E y buzamiento de 60°NW, compuestos por cuarzo (25-60%), albita (30-10%), microclina (36-20%), biotita (1-5%), muscovita (5-1%) y escasos accesorios.

3.11.2. APLITAS

Cuerpos de aplita sacaroidal, de color gris claro a crema, se encuentran asociados al Batolito de Sonsón en su parte noroeste, siguiendo el Río La Paloma y las quebradas Las Estancias, Popal, Murringo y Peñoles (Pl. 167, G-8, 9; H-9).

Se presentan como enjambres de diques de distribución irregular, con un espesor variable desde 50 cm hasta 40 m y con dirección predominante N35°W.

La aplita también se presenta como una facies marginal de la cuarzodiorita del batolito, especialmente en zonas de intenso diaclasamiento y está compuesta por feldespato, cuarzo y biotita (3-5%), con escasos accesorios.

Cuerpos de aplita de unos pocos centímetros de espesor se encuentran asociados al Stock de La Honda.

3.11.3 LAMPROFIDOS

Aunque su espesor es menor que el de las otras rocas de dique mencionadas anteriormente, son mucho más abundantes y parecen estar relacionados con las diabasas y rocas similares. Estos diques cortan el Stock de La Honda en Quebrada Sabaletas y en la carretera Versalles - Montebello y a las rocas metamórficas de toda el área, pero no se encontraron cortando al Batolito de Sonsón. El color verde oscuro que presentan se debe en gran parte a cloritización y la epidotización de los ferromagnesianos originales.

3.11.4. MICRODIORITA-ANDESITA

Diques de microdiorita-andesita, de espesor variable entre unos pocos centímetros y varios metros, se encuentran asociados a la cuarzodiorita de los batolitos Antioqueño y de Sonsón y especialmente a las rocas metamórficas cerca a los contactos con estos dos cuerpos ígneos.

Son rocas finogranulares, a veces microporfiríticas, de color gris medio, compuestas de plagioclasa de composición intermedia y hornblenda o augita como ferromagnesianos.

Notorio por su longitud es el dique andesítico que se encuentra al suroeste de Cocorná, que tiene una longitud de 370 m, un espesor variable entre 1 y 20 m y genéticamente parece estar relacionado al Batolito Antioqueño. Es una roca afanítica de color gris oscuro, compuesta esencialmente por plagioclasa intermedia y hornblenda y que se ha clasificado como una andesita.

3.11.5. OTRAS ROCAS DE DIQUE

Diques y silos de andesita y basalto son abundantes en las formaciones Amagá y Combia. Su espesor es variable, entre 0,2 y 10 m.

Ambos tipos de roca son microporfiríticos, con pasta hipocristalina de textura fluidal. El ferromagnesiano predominante en las andesitas es hornblenda mientras que en los basaltos es augita. En la mayoría de las muestras analizadas predomina el feldespato sobre el ferromagnesiano y las rocas se han clasificado como basaltos feldespáticos.

3.12. ROCAS PIROCLASTICAS

Rocas volcánicas piroclásticas recientes se encuentran cubriendo en parte las formaciones más antiguas. Es un conjunto de tefras compuesto por cenizas volcánicas, polvo, lapilli y ocasionalmente bombas y bloques. En algunos lugares las cenizas están bien consolidadas y cementadas, dando origen a capas de tobas ocasionalmente con estructura de flujo.

Su ocurrencia es más o menos continua aunque su espesor es variable; en zonas de fuerte pendiente han sido parcial o totalmente removidas por erosión mientras que en zonas relativamente planas, como cerca a San Félix (Pl. 187, G-5; H-5), Valle Alto (Pl. 187, H-6, 7) y carretera Riosucio-Anserma, alcanzan hasta 20 m de espesor; se observa claramente que en estas zonas las capas de cenizas volcánicas siguen la topografía antigua del terreno.

Entre las rocas piroclásticas predominan capas de cenizas volcánicas que se encuentran desde las partes más altas, como los páramos de Sonsón (Pl. 167) y San Félix (Pl. 187), hasta los 1.500 m o menos, indicando un transporte aéreo. Estas capas de cenizas se pueden seguir en una forma más o menos continua desde Sonsón (Pl. 167, H-6) hasta Aguadas (Pl. 187, B-3). En la plancha 167, solo se indican aquellas que por su extensión o espesor, pueden seguirse en el terreno de una manera más o menos continua.

Estas cenizas se encuentran directamente sobre el terreno fundamental debajo de una capa delgada de suelo vegetal. En la región de Valle Alto, hay claramente definidas dos secuencias de tefras, separadas entre sí por capas de suelo vegetal de color negro de unos 40 cm de espesor.

En zonas relativamente planas, donde se puede observar toda la secuencia, las tefras aparecen estratificadas mientras que en el resto del área solo aparece la capa de cenizas, compuesta por una masa arenosa deleznable cruzada por numerosas grietas, que localmente le dan una estructura columnar. La masa arenosa está compuesta por pequeños cristales de hornblenda, biotita, feldespato, cuarzo, augita, lamproita y óxidos de hierro. En Valle Alto aparecen algunos fragmentos de roca.

En las zonas donde se observa estratificación, el límite entre las distintas capas está marcado por una capa de 1,5 cm de espesor de limonita de color pardo oscuro.

Estas son las rocas más recientes en el área y se han considerado como del Pleistoceno-Holoceno.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El área estudiada se encuentra principalmente en el flanco occidental de la Cordillera Central y coincide con uno de los elementos geotectónicos de la cadena Andina de Estrada (1972), caracterizada por altas cadenas de montañas que han sufrido un intenso plegamiento, fallamiento, levantamientos y eventos magnéticos durante los distintos episodios orogénicos, que oscurecen las relaciones estratigráficas y estructurales originales.

La Cordillera Central está limitada al este por el Valle del Río Magdalena, considerado como una fosa tectónica o como un bloque inclinado y fallado hacia el este (semi-fosa) y hacia el oeste por el Valle del Río Cauca, en gran parte controlado por la zona de Falla de Romeral, considerado como una fosa tectónica de carácter complejo (BURGL, 1967).

Según Case, et al. (1973), la Cordillera Central representa una zona de transición entre la corteza continental y la corteza oceánica, cuya característica va perdiendo a medida que se avanza hacia el este. El extremo oeste de la zona de Falla de Romeral representaría el límite entre ambos tipos de corteza y además, marca el límite geológico entre la Cordillera Central y la Occidental.

Las rocas terciarias y mesozoicas son más abundantes hacia el oeste y van desapareciendo hacia el este hasta encontrar las rocas metamórficas del Paleozoico tardío a Mesozoico temprano y los cuerpos batolíticos emplazados en estas durante la orogenia del Jurásico medio - Cretáceo tardío y que forman el núcleo de la cordillera.

El tectonismo es más intenso en las formaciones mesozoicas y terciarias y el contacto entre muchas de ellas es debido al tectonismo isostático y algunos sobreescurrimientos producidos durante la orogénesis del Cretáceo tardío - Terciario temprano.

4.1. FALLAS

El mayor rasgo estructural en el área cartografiada son las fallas de distinta naturaleza y edad que afectan las diversas unidades-roca desde el Paleozoico temprano hasta el Cenozoico medio. Sin embargo, su cartografía detallada se dificulta debido a que solo en las quebradas se encuentran buenos afloramientos y en estos casos son de poco relieve, de modo que solo pueden observarse en dos dimensiones; fue necesario el empleo de fotografías aéreas para determinar su continuación.

Las fallas de Romeral y San Jerónimo, tienen cerca de 100 km de longitud en la zona cartografiada y pueden seguirse por varios centenares de kilómetros más, fuera de esta zona (IRVING, 1971, Pl. I).

El nombre de las fallas se le ha dado de acuerdo al nombre de los ríos que las siguen; en otros casos como el de Romeral, San Jerónimo y Piedecuesta, se ha conservado el nombre dado por Grosse (1926); aunque en algunos casos el autor no esté de acuerdo con la interpretación que se les había dado en trabajos anteriores.

Para cartografiar y definir las grandes fallas en el área, se utilizaron los criterios usados por Feininger et al. (1972, p. 125-129):

Expresión topográfica. Cañones profundos, rectos y con secciones en V, Falla de Romeral (Pl. 167 y 187), Falla de Río Dulce (Pl. 187).

Discontinuidad en los tipos de roca. La mayoría de las grandes fallas separan tipos de roca diferentes a lo largo de su traza. La Falla de Romeral separa gabros de rocas diabásicas por más de 10 km; la Falla de San Jerónimo separa seis intrusivos de rocas metamórficas pelíticas por 15 km.

Rocas trituradas. Efectos dinámicos con formación de rocas de las series protomilonita-blastomilonita, son comunes en la mayoría de las fallas. El espesor de esta zona de rocas cataclásticas varía entre unos pocos metros y 2 km. Buenos ejemplos se observan en la zona de Falla de Romeral.

Rocas cizalladas. Rocas de estructura esquistosa formadas por efectos cataclásticos y cizallamientos son comunes a lo largo de la zona de Falla de Romeral. En las otras fallas son raros estos tipos de roca.

Rocas alteradas. Esta no es una característica definitiva para la determinación de fallas, ya que la alteración es una característica común a rocas de una misma unidad aún a varios kilómetros de la traza de falla más próxima determinada.

Brechas. Son comunes cerca a la traza de las fallas mayores pero su distribución no es uniforme a lo largo de la traza ya que su aparición está controlada por la competencia de la roca afectada. El desarrollo más extenso de brechas de falla se encuentra en las fallas de Samaná Sur y Río

Dulce (Pl.187). Los fragmentos en estas brechas son angulares y su tamaño variable.

“Rodding”. No se encontró en ninguna de las fallas cartografiadas en esta área.

Bloques de cuarzo lechoso. Se encuentran asociados a la traza de algunas fallas que afectan al Batolito de Sonsón. Buen ejemplo se encuentra en la Falla Samaná Sur (en D-8, E-8, Pl. 187).

Discontinuidad en el grado de metamorfismo. Algunas de las fallas separan unidades de distinto grado de metamorfismo. Por ejemplo en las migmatitas (Pl. 167, A-2, B-1, 2), una falla de dirección N30°E separa la facies de anfíbolita alta de la de anfíbolita baja.

Para su descripción las fallas se han dividido en tres grupos:

Fallas normales
Fallas de intrusión
Fallas de rumbo

La zona de Falla de Romeral, por sus características especiales y las implicaciones que tiene en la interpretación de la evolución de los Andes Colombianos, se describe por separado.

4.1.1. FALLAS NORMALES

Las estructuras más simples, en las regiones no plegadas, son las fallas normales; son simples en cuanto no están afectadas por otros fenómenos estructurales.

En el área cartografiada son comunes las fallas normales cuya extensión varía desde unos pocos centímetros hasta varias decenas de kilómetros y en las cuales el plano de falla tiene un buzamiento fuerte hacia el bloque hundido.

Las rocas sedimentarias cretáceas de la Formación Abejorral, al oeste de esta población (Pl. 167, F-2, 3; G-2, 3), forman graben angostos limitados por fallas normales cuyo desplazamiento (salto) tiene probablemente varios centenares de metros.

La Falla de Sabanalarga (Pl. 167, G-1, H-1) presenta el bloque hundido hacia el oeste y limita al oeste del área cartografiada, el miembro superior del inferior de la Forma-

ción Amagá; hacia el este hasta el Río Buey separa sedimentos terciarios de las rocas diabásicas del Cretáceo temprano. Tiene en el área cartografiada más de 60 km de longitud.

Los neises intrusivos y anfibolitas (Pl. 167, C-4, D-4), están cortados por fallas normales pequeñas con un ángulo de buzamiento entre 45° y 70° .

Algunas de las fallas que limitan los graben cretáceos al oeste de Abejorral, presentan fallas menores asociadas, a veces en forma escalonada, pero debido a que estas fallas afectan sólo las rocas metamórficas no fue posible determinar si están relacionadas genéticamente a la falla principal; además las rocas metamórficas están muy plegadas y por lo tanto, las fallas normales están afectadas por los plegamientos, aunque parece no existir una relación directa entre las fuerzas que originaron los plegamientos y las que produjeron las fallas normales.

4.1.2. FALLAS DE INTRUSION

Fallas y zonas de cizalladura se encuentran asociadas a los batolitos Antioqueño y de Sonsón y pudieron haberse formado por esfuerzos debido a la contracción de la masa ígnea durante el enfriamiento. A pesar de ser fallas normales, se consideran aparte debido a su origen diferente.

En las rocas metamórficas encantantes del Batolito Antioqueño en su extremo sur y del Batolito de Sonsón en su extremo norte y noroeste se observaron gran cantidad de fallas pequeñas, con desplazamiento de unos pocos centímetros, que probablemente fueron formadas por esfuerzos causados durante la intrusión del magma que dio origen a estos cuerpos.

Los cuerpos aplíticos del Batolito de Sonsón que se encuentran en la zona sureste de la Plancha 167 parecen estar controlados por fallas de este tipo, con dirección $N40^\circ E$ y $N70^\circ E$, que sirvieron o actuaron como canales a lo largo de los cuales escaparon, del magma que cristalizaba, volátiles ricos en sí.

Algunos de los rasgos estructurales en el Batolito de Sonsón, tales como alineamientos y diaclasas, parecen estar relaciona-

dos a fallas producidas por enfriamiento del cuerpo ígneo y tienen una dirección predominante entre $N40^\circ W$ y $N45^\circ E$.

4.1.3. FALLAS DE RUMBO

Las fallas de rumbo son menos simples que las fallas normales y forman, con el caso de la Falla de Romeral, zonas de falla complicadas. Aunque en conjunto formen una sola zona, la historia geológica de cada uno de los componentes puede ser bastante diferente y quizás se hayan unido en una sola zona de falla muy recientemente.

En muchas de las fallas solo es posible determinar su rumbo, ya que en parte de su traza pasan lateralmente a fallas inversas, los afloramientos están expuestos a una meteorización intensa o están cubiertos por depósitos aluviales y muchas de ellas pueden confundirse con fallas de gravedad normales, cuyo componente vertical del movimiento es de importancia, como en la Falla de Minas.

La Falla de Romeral, tratada en detalle más adelante, en varios puntos pone en contacto sedimentos continentales terciarios y rocas volcánicas con rocas metamórficas del Paleozoico superior por medio de una falla inversa, mientras que en su extremo norte (Cuadrángulo H-8), intercepta formaciones metamórficas lo cual sugiere un desplazamiento de rumbo (GONZALEZ, 1974) e indica que pudo haber algún arrastre en la parte norte en relación con el sobrecabalgamiento en la parte sur (IRVING, 1971).

En otras fallas, como la del Río Perrillo (Pl. 187, B-6, 7; C-6), es casi imposible decidir si el transporte de elementos homólogos (esquistos cuarzo-sericíticos) a ambos lados de la falla se debió a un movimiento horizontal, vertical o los dos a la vez; localmente parece ser una falla de intrusión.

4.1.3.1. *Falla de San Jerónimo.* - Nombre dado por Grosse (1926) a la falla que pasa por la población de San Jerónimo, 45 km al NW de Medellín. Grosse la considera como una falla inversa con busamiento al este y grandes desplazamientos verticales. Sin embargo, su longitud considerable, más de 80 km y el contraste litológico bien marcado a ambos lados de la traza sugiere que es más bien una falla de rumbo, con un gran

desplazamiento lateral aunque este no pudo determinarse. Las rocas más jóvenes afectadas por esta falla son sedimentos continentales del Terciario (Oligoceno tardío) en su parte norte, mientras que al sur del área cartografiada, donde es conocida con el nombre de Falla de Aranzazu (VESGA, C., comunicación verbal), está cubierta por tobos y cenizas volcánicas recientes.

Esta falla se ha considerado (GONZALEZ H., 1974) como el límite este de la zona de Falla de Romeral; su relación con sedimentos continentales indica que su último movimiento fue pre-Mioceno pero no es posible determinar si este fue el movimiento principal o si por el contrario, corresponde a una última reactivación a lo largo de una larga historia de movimientos complejos que terminó en el Oligoceno. Actualmente es una falla inactiva tal como lo demuestra la ausencia de las características fisiográficas de las fallas activas (DE SITTER, 1962).

4.1.3.2. *Falla Río Verde de Los Henaos.*- Recibe el nombre de este río, en la Plancha 167, D-9, E-9, y tiene una extensión de 12 km, en el área cartografiada. Si se correlacionan los cuerpos de esquistos verdes a ambos lados de la traza tenemos un desplazamiento lateral izquierdo de 3,5 km. Hacia el sur, esta falla está truncada por el Batolito de Sonsón indicando que es una falla pre-intrusión de este batolito, probablemente pre-Jurásica.

Esta falla está caracterizada en el campo, por una franja angosta de rocas deformadas y por la expresión topográfica recta a lo largo de su traza.

4.1.3.3. *Falla de Río Perrillo.*- Recibe su nombre del Río Perrillo localizado en la Plancha 187, B-6, 7; C-6 y tiene una longitud cartografiada de 10 km. Esta falla afecta dos tipos de rocas: la cuarzdiorita del Batolito de Sonsón, que a lo largo de la traza de la falla forma una franja angosta de cataclasitas - protomilonitas, y a esquistos cuarzo-sericíticos afectados por metamorfismo de contacto. Si se correlacionan los cuerpos de esquistos de ambos lados de la falla, ésta tendría un desplazamiento lateral derecho de 4 km.

En los planos topográficos de las áreas sur-central de la Plancha 167 y nor-central de la Plancha 187, se observa un con-

traste morfológico y/o topográfico que coincide con la prolongación de la Falla del Río Verde hasta la Falla del Río Perrillo. Aunque a lo largo de esta prolongación no se encontró ninguna deformación en la roca del batolito, es probable que ambas fallas hubiesen sido una sola falla pre-Jurásica medio, truncada por la intrusión del cuerpo ígneo.

4.1.3.4. *Falla Samaná Sur.*- Recibe su nombre del Río Samaná Sur (Pl, 187, C-9; D-8; E-8; F-7). Su traza en esta área, tiene una longitud de 35 km con rumbo predominante N30°E a N45°E. En su extremo noreste (C-9) está afectando la cuarzdiorita del Batolito de Sonsón, pero no se pudo determinar su prolongación en los esquistos cuarzo-sericíticos, ya que el intenso plegamiento que estos presentan puede ser debido a efectos tectónicos diferentes a los que produjeron la falla; hacia el suroeste esta falla marca el contacto entre cuarcitas biotíticas y la cuarzdiorita del Batolito de Sonsón y luego entre la Formación Valle Alto (Jurásico) y la Formación Abejorral (Cretáceo temprano). Hacia el sur está cubierta por cenizas volcánicas recientes.

La traza de esta falla está caracterizada por una angosta faja de cataclasitas y protomilonitas, por una fuerte expresión topográfica, aproximadamente recta y por un marcado contraste litológico en toda su extensión. Estas características son similares a las descritas para otras fallas de rumbo en la Cordillera Central (FEININGER, et al., 1972), aunque no se pudo comprobar su desplazamiento debido a la ausencia de bloques correlacionables.

Unos 2 km al este de la Falla Samaná Sur se encuentra una falla paralela a ésta que marca el contacto entre un bloque del Batolito de Sonsón y cuarcitas biotíticas de grano medio de metamorfismo y está truncada por un pequeño cuerpo de pórfido dacítico. Esta falla está caracterizada por su expresión topográfica recta y el contraste litológico, pero los efectos cataclásticos son débiles y en algunos lugares llegan a faltar. Por sus características se ha considerado como probable falla de rumbo, aunque la dirección y magnitud del desplazamiento no se conocen con certeza.

4.1.3.5. *Falla de Río Dulce.*- Esta falla recibe su nombre del Río Dulce al noroeste de Pensilvania (Pl. 187. H-9) ya que en

gran parte de su curso sigue esta falla. En esta área tiene una longitud de 28 km con un rumbo N40°E, aproximadamente paralela a la Falla Samaná Sur y separada de ésta unos 5 km. En su extremo noreste afecta esquistos cuarzo-sericíticos y cuarcitas mientras que hacia el suroeste afecta la cuarzodiorita del Batolito de Sonsón.

Si se considera la pequeña cuña de esquistos cuarzo-sericíticos que se encuentra en F-8, entre cuarcitas y el Batolito de Sonsón esta falla tendría un desplazamiento lateral derecho de unos 2 km.

Al igual que las fallas anteriores, la Falla Río Dulce se caracteriza por su fuerte expresión topográfica, por su rectitud y por una delgada faja de rocas cataclásticas, mucho más evidente en la cuarzodiorita del Batolito de Sonsón que en la zona de rocas metamórficas.

Exceptuando la Falla Río Verde de los Henaos, las fallas de rumbo parecen ser relativamente recientes, Cretáceo tardío a Terciario temprano, y están actualmente inactivas como lo demuestra la ausencia de las características fisiográficas de las fallas activas (DE SITTER, 1962) y la poca actividad sísmica en toda el área (RAMIREZ, J.E., 1969), es probable que el movimiento a lo largo de estas fallas haya terminado con el último levantamiento de la cordillera en el Mioceno - Plioceno.

4.1.4. ZONA DE FALLA DE ROMERAL

La zona de Falla de Romeral tiene dirección predominante norte-sur y está compuesta por tres fallas paralelas a sub-paralelas que se entrecruzan en algunos sitios. La Falla de Sabanalarga al oeste, la de Romeral en la parte central y la de San Jerónimo al este; esta última es conocida con el nombre de Falla de Aranzazu en su extremo sur.

La falla fundamental de Romeral, que define la zona de falla, se extiende a través de Colombia por más de 800 km desde el Departamento de Córdoba hasta el sur del Departamento de Nariño (BARRERO, et al., 1969). El nombre de Romeral fue dado por Grosse (1926) a un sobreescurreamiento que pasa por la Cuchilla de Romeral (3.000 m) unos 15 km al suroeste de Medellín.

Al norte de la latitud 7°N Hall, et al., (1972), consideran que la falla principal tiene dirección noreste; sin embargo, las características de la Falla de Santa Rita (GONZALEZ, H., 1974), de dirección aproximada norte-sur, indican que ésta es la falla principal y que la otra es una falla de rumbo, llamada Falla del Espíritu Santo (ESTRADA, 1972), con desplazamiento lateral derecho, truncada por la Falla de Romeral. La Falla de Santa Rita presenta las siguientes características.

- Dirección predominante N-S, similar a la Falla de Romeral al sur de la latitud 7°N.
- Cuerpos alóctonos de gabro y serpentinitas relacionados.
- Metamorfismo dinámico de características similares al que se encuentra al sur de la latitud 7°N.
- Los cuerpos de serpentinita de Cerromatoso - Uré y los depósitos de lateritas niquelíferas asociados, están íntimamente relacionados con la Falla de Santa Rita.

La amplitud máxima de la zona de Falla de Romeral, es de 32 km y la zona de metamorfismo dinámico a lo largo de cada una de las fallas que constituyen la zona de falla tiene un espesor variable entre unos pocos metros y 2 km. El espesor máximo de la zona de deformación se encuentra a lo largo de la Falla de Romeral entre Aguadas (Pl.187, B-3) y La Merced (Pl. 187, G-1).

En toda su extensión, la zona de Falla de Romeral presenta algunas de las siguientes características:

- Lineamientos topográficos.
- Cambios bruscos en la actitud de las rocas sedimentarias y/o metamórficas.
- Terminación brusca de pliegues, fallas y otras características estructurales.
- Lineamiento de contactos geológicos.
- Repetición u omisión de algunas unidades roca.
- Bloques exóticos dentro de una unidad-roca dada.

- Anomalías gravimétricas y/o magnéticas (CASE, et al., 1971).
- Zonas de derrumbes o deslizamientos alineados.
- Agrupamiento de unidades-roca formadas en distintos ambientes y de edad geológica muy diferente.
- Efectos de metamorfismo dinámico, localmente con formación de nuevos minerales.
- Presencia de rocas ultramáficas haciendo parte de cinturones ofiolíticos junto con rocas diabásicas espilitizadas, sedimentos y gabbros.

La presencia de pumpellita y prehnita entre Aguadas y Salamina sugiere que esta zona estuvo sometida a una alta presión.

Las características anteriores muestran que, a lo largo de la zona de Falla de Romeral se encuentran típicos "melanges" tal como fueron definidos por Hsu (1968), donde ofiolitas, rocas metamórficas de bajo grado y sedimentos de fosa, forman una macia tectónica caótica.

El extremo oeste de la zona de Falla de Romeral, en la parte norte, marcado por la Falla de Sabanalarga, separa dos provincias geológicas diferentes; al oeste de los conjuntos geológicos son de características oceánicas mientras que al este son de tipo siálico con predominio de rocas metamórficas en cordones apareados.

La presencia de rocas ultramáficas de tipo alpino, los conjuntos ofiolíticos, los sedimentos de fosa, la formación de "melanges" y de minerales de alta presión como pumpellita y prehnita a lo largo de la Falla de Romeral, indican que ésta podría representar una antigua zona de subducción.

Hay algunos hechos que indican que la formación de esta zona de falla no fue sencilla y que en sí, la zona de falla puede marcar más de un evento tectónico. Las rocas volcánicas del complejo ofiolítico incluyen brechas y tobas de cristales, asociación esta que corresponde más bien a un arco de isla que a un fondo oceánico típico; además existe un alto gravimétrico (CASE, et al., 1973) que se extiende desde el Ecuador has-

ta Panamá a lo largo del occidente colombiano, atribuible a la presencia de corteza oceánica en el borde del continente y que puede explicarse más fácilmente considerando una antigua zona de obducción (CASE et al., 1973; RESTREPO y TOUSSAINT, 1974).

4.1.4.1. *Melange de Romeral*.- Gran parte de la zona de Falla de Romeral está caracterizada por la presencia de unidades-roca deformadas y fracturadas; además, la continuidad de estas unidades y su secuencia estratigráfica normal están interrumpidas por innumerables superficies de dislocación, muchas de ellas no cartografiables, y por lo tanto rocas de diverso origen y distinta edad geológica, se encuentran macladas de una manera irregular. El término "melange" de Romeral se usa para describir esta mezcla de rocas, que se encuentran desde el Alto de Minas hasta el sur de Salamina (Pl.187, G-2) y que probablemente se extiende tanto hacia el norte como hacia el sur del área cartografiada. Aunque en la Plancha 167 aparecen definidas unidades-roca a lo largo de la zona de falla, es claro que a una escala mayor debe aparecer una mezcla de bloques de diverso origen y edad, producidos por fragmentación y mezcla tectónica, que caracterizan o definen el "melange" de Romeral. La fragmentación fue el resultado de la distinta competencia de las rocas durante la deformación, produciendo "boudins" y cuerpos elongados con su dirección mayor paralela a la dirección de los esfuerzos. El origen de la mezcla es menos claro, pero parece haber sido producida por transporte tectónico a lo largo de la zona de falla por distancias considerables y por lo tanto, las distintas unidades-roca que se encuentran en el "melange" pueden ser autóctonas en algunos sitios y alóctonas en otros.

4.2. LINEAMIENTOS

Los lineamientos definidos durante la fotointerpretación corresponden en su mayor parte, a características topográficas producidas por cambios litológicos o a cambios estructurales y a efectos tectónicos y es probable que un estudio detallado sirva para interpretar la dirección de los movimientos orogénicos. Esos lineamientos son más comunes en el Batolito de Sonsón y en las rocas metamórficas al oeste de dicho cuerpo.

En la parte norte del Batolito de Sonsón, estos lineamientos tienen dirección

preferencial N60°E y se deben al contraste en el grado de meteorización entre la tonalita y las aplitas-cuarzodioritas félsicas, o al intenso diaclasamiento que afecta estas rocas. En las rocas metamórficas tienen dirección entre N30°E y N30°W, concordando con la dirección regional de la foliación y están marcados por ríos y quebradas, que corren paralelos a los planos laterales de facies en las zonas de esquistos intercalados, debido a meteorización diferencial en rocas de propiedades físicas diferentes.

La intersección de planos de diaclasamiento que se cortan con ángulo grande también produce lineamiento en las rocas del Batolito de Sonsón y en las anfibolitas.

En la Figura 26 se puede observar el diagrama rosa para 655 lineamientos, tomados de los planos topográficos y fotografías aéreas.

4.3. DIACLASAS

Tanto las rocas ígneas como las rocas estratificadas presentan un intenso diaclasamiento (Pl.167). En las primeras, su distribución es más o menos continua en todo el cuerpo mientras que en las segundas por lo general están concentradas cerca a las fallas.

En las rocas estratificadas, las diaclasas están dispuestas simétricamente respecto a las fallas o zonas de falla lo cual indica que están relacionadas genéticamente al fallamiento aunque no necesariamente sean contemporáneas con él, ya que debilitamientos direccionales producidos por el fallamiento o por plegamientos regionales, pueden ser la causa del diaclasamiento millones de años más tarde (BILLINGS, 1972).

Las rocas plutónicas del Batolito de Sonsón presentan una red de fracturas de tensión, dispuestas en una forma aproximadamente ortogonal, producidas probablemente durante las últimas etapas de cristalización por enfriamiento y la consiguiente contracción. Las direcciones predominantes (Fig. 25) son aproximadamente perpendiculares entre sí.

Los cuerpos basálticos de la Formación Combia y algunos cuerpos de pórfido presentan estructuras columnares. Las columnas tienen 10 a 60 cm de ancho, por varios metros de largo y por lo general presentan fracturamiento perpendicular al eje de la

columna donde se puede observar el contacto con la roca encajante; el eje es aproximadamente paralelo al contacto. Estas estructuras columnares, hexagonales o rectangulares en sección, son el resultado de contracciones producidas por el enfriamiento de la lava andesítica y/o basáltica.

4.4. PLEGAMIENTOS REGIONALES

La presencia de fallas de rumbo, con grandes desplazamientos, y de cuerpos intrusivos, impide determinar los plegamientos regionales de las rocas metamórficas.

Las rocas sedimentarias mesozoicas también se hallan afectadas por fallas de rumbo y además presentan estructuras localmente complicadas y de dirección muy variable, lo que hace imposible determinar las estructuras regionales. Solo en rocas sedimentarias del Terciario, poco afectadas tectónicamente, es posible determinar algunas estructuras regionales.

Al oeste de la población de Arma (Pl. 167, B-1), sedimentos de la Formación Amagá forman pequeños sinclinales separados o interrumpidos por cuerpos de rocas porfíricas. Los ejes de estas pequeñas cuencas tienen dirección predominante N-S y cabecean hacia el noroeste.

4.5. PLEGAMIENTOS MENORES

La foliación de las rocas metamórficas y la estratificación de las rocas sedimentarias mesozoicas están afectadas por plegamientos menores de ocurrencia local, cuya amplitud varía entre unos pocos metros y algunos milímetros; algunos de estos plegamientos solo fueron observados en sección delgada.

Venas de cuarzo en los esquistos cuarzo-sericíticos, originalmente paralelas a la foliación, han fluido y el cuarzo rellena los valles y las crestas de los plegamientos, mientras que los flancos muestran adelgazamiento debido a compresión del material micáceo-grafitoso menos competente.

Los plegamientos menores, tanto en las liditas de la Formación Abejorral como en las asociadas a rocas volcánicas, son asimétricos y en muchos casos están volcados; tienen dirección predominante noreste y por lo tanto, según Billings (1972), las fuerzas

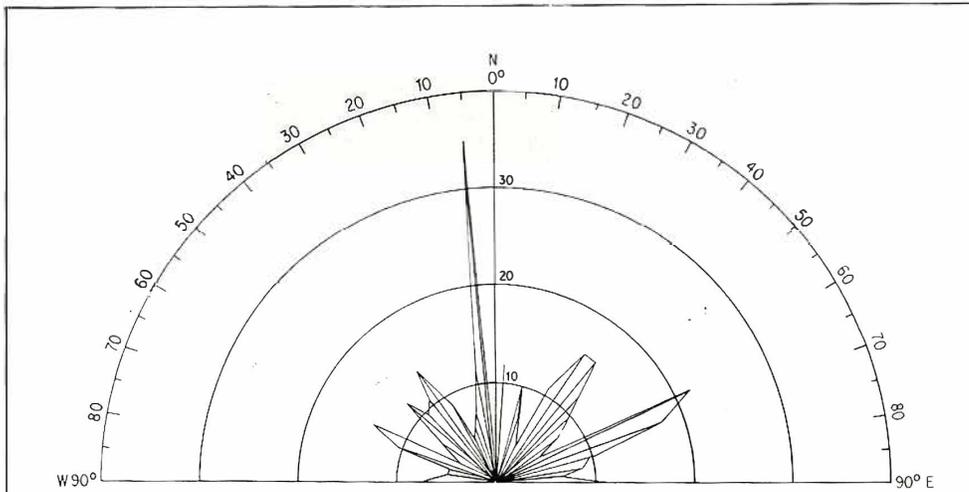


FIG. 25. DIAGRAMA ROSA PARA 364 DIACLASAS MEDIDAS EN EL BATOLITO DE SONSON.

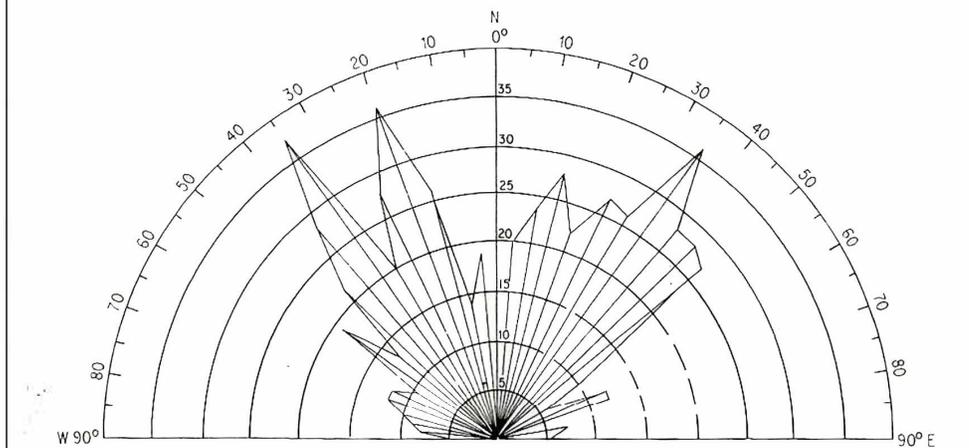


FIG. 26. DIAGRAMA ROSA PARA 655 ALINEAMIENTOS EN LAS PLANCHAS 167 (SONSON) Y 187 (SALAMINA) DEL MAPA GEOLOGICO DE COLOMBIA.

que lo produjeron debieron actuar a lo largo de planos de dirección noroeste-sureste.

La mayor parte de estos plegamientos son de origen tectónico y solo localmente, se observaron plegamientos y fracturas producidos por erosión con desprendimiento de grandes masas de roca.

Es difícil distinguir entre los plegamientos resultantes de la deformación contemporánea con la depositación de los sedimentos y aquellos debidos a esfuerzos tectónicos posteriores. Aunque no se tiene un estudio detallado de los plegamientos y estructuras regionales, para poder definir con exactitud si la orientación de los plegamientos menores es contemporánea o posterior a la sedimentación, las características de éstos indican que diversas fases tectónicas posteriores a la sedimentación, afectaron con distinta intensidad las estructuras pre-existentes.

4.6. FOLIACION

En los distintos tipos de roca cartografiados, se han desarrollado diversos tipos de foliación producidos por metamorfismo dinamo-térmico y/o dinámico en las rocas sedimentarias y por efectos protoclasticos y/o cataclásticos en las rocas ígneas. Estas estructuras son: esquistosidad, clivaje por cizalladura, foliación por flujo y foliación cataclástica.

4.6.1. ESQUISTOSIDAD

La estructura metamórfica más bien desarrollada en el área es la esquistosidad definida por la orientación paralela a subparalela de láminas de mica, de unos pocos milímetros de espesor en las rocas de bajo grado de metamorfismo y cuyo espesor se incrementa al aumentar el grado de metamorfismo, que tienden a concentrarse en capas bien definidas con exclusión de otros minerales diferentes al grafito.

En los esquistos verdes, está marcada por la orientación subparalela de láminas de clorita y por anfíbol fibroso, concentrados en capas bien definidas separadas por bandas de albita. En los neises esta estructura está definida por la orientación paralela a subparalela de láminas gruesas de biotita y/o muscovita.

En las rocas de más bajo grado de metamorfismo (P_{bsd}), la estratificación (S_0),

está bien preservada mientras que en las de más alto grado ésta ha desaparecido totalmente (Fig. 27). La esquistosidad S_1 tiene rumbo predominante $N10^\circ W$ a $N30^\circ E$, aunque su actitud varía mucho de un afloramiento a otro. En la zona de más bajo grado, S_1 tiende a ser paralela a los planos axiales, con inclinación hacia el este muy variable ($30-90^\circ$). La disposición aproximadamente paralela entre S_0 y S_1 indica que los movimientos principales durante el plegamiento y el metamorfismo fueron de deslizamiento de unos estratos sobre otros, con movimientos diferenciales que produjeron la orientación de las láminas de mica en las distintas capas.

El desarrollo de un segundo plano de esquistosidad, S_2 , es debido probablemente a un evento tectónico posterior al metamorfismo dinamo-térmico que produjo la esquistosidad S_1 .

En muchas áreas de esquistos cuarzo-sericíticos se encuentra un tercer plano de esquistosidad, plano de transposición o plano axial, producido por rotura de los pliegues isoclinales a lo largo de los planos axiales. Este plano corta y desplaza a S_1 y está marcado por la acumulación de grafito.

4.6.2. CLIVAJE DE CIZALLADURA

Un clivaje (S_2), que corta con ángulo variable la esquistosidad (S_1) en las rocas metamórficas pelíticas y la estratificación (S_0) en las rocas sedimentarias de la Formación Abejorral, se desarrolló por cizallamiento a escala regional con posterioridad al metamorfismo o a la sedimentación.

Este clivaje se caracteriza, en las rocas sedimentarias, por plegamientos asimétricos y microplegamientos en v (chevron), con y sin fractura del plano axial, variando ésta desde subvertical hasta subhorizontal, sin una orientación definida.

En la región de Abejorral, la estratificación solo es fácilmente reconocible cuando la roca es más o menos maciza o cuando hay un marcado contraste litológico entre capa y capa y en estos casos S_0 representa el plano principal.

En los esquistos cuarzo-sericíticos, microplegamientos en pequeña escala han dado origen a las superficies S_2 (Fig. 27), pero por lo general estos replegamientos son algo plásticos e irregulares y por lo tanto las

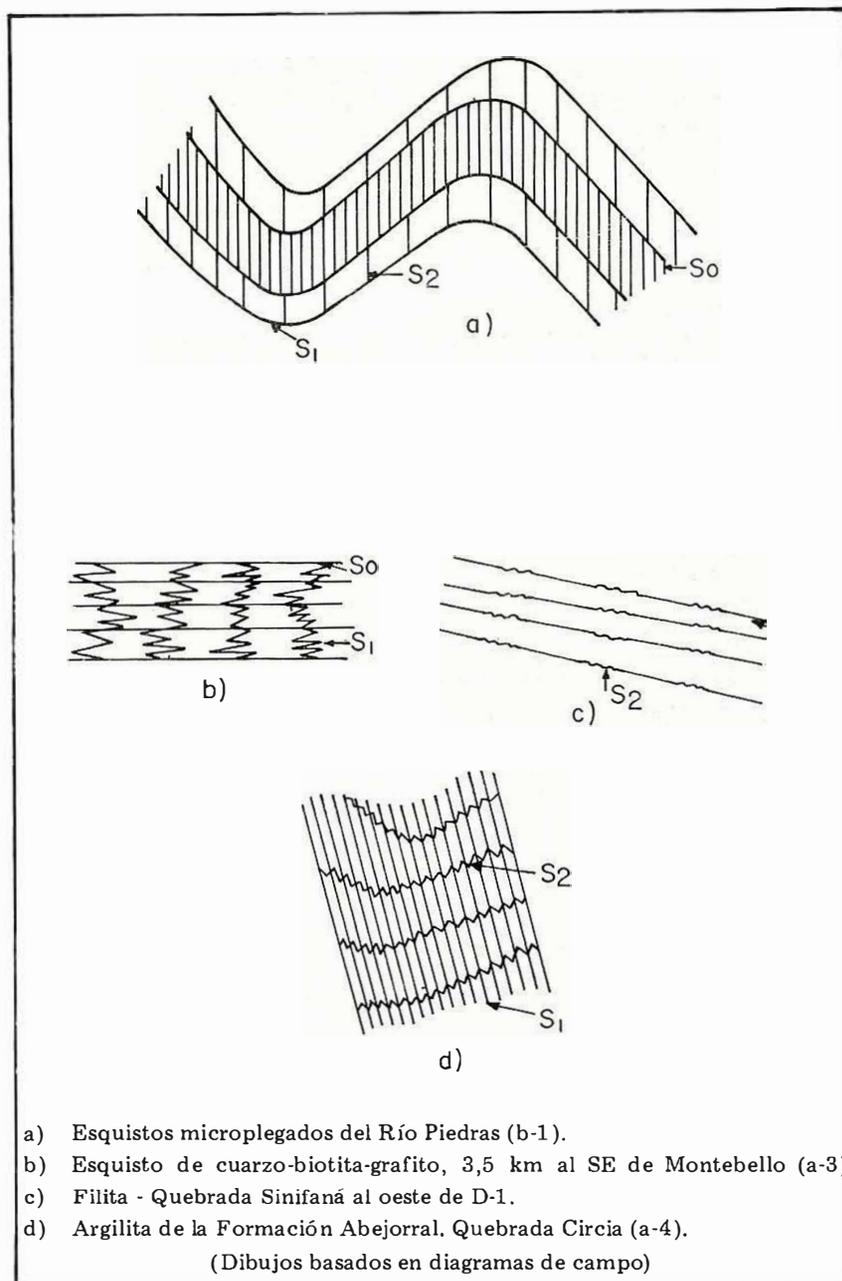


FIG. 27. RELACION ENTRE ESTRATIFICACION (S_0), ESQUISTOSIDAD (S_1) Y CLIVAJE POR CIZALLADURA (S_2) EN LAS ROCAS METAMORFICAS Y SEDIMENTARIAS DE LAS PLANCHAS 167 Y 187 DEL MAPA GEOLOGICO DE COLOMBIA

superficies resultantes (superficies de transposición) no son continuas.

4.6.3. FOLIACION POR FLUJO

En los diversos cuerpos de neises intrusivos, en los gabros y localmente en los batolitos Antioqueño y de Sonsón se ha desarrollado una estructura laminar producida por flujo diferencial de los magmas, parcialmente consolidados, que dieron origen a estos cuerpos.

En los neises intrusivos esta foliación, en gran parte ha sido destruida por efectos de metamorfismo regional y cataclástico posteriores y es difícil determinar su actitud original.

En los cuerpos de gabro, especialmente entre Santa Bárbara (Pl. 167, D-1) y el Río Arma (Pl. 167, H-1, 2), esta foliación está definida por la orientación de cristales prismáticos de clinopiroxeno, pero hacia los bordes esta orientación ha sido modificada por efectos cataclásticos relacionados a las fallas de Romeral y San Jerónimo. Estos efectos han producido un plano de fractura que corta el plano de foliación por flujo con un ángulo variable entre 20 y 60°. El rumbo de esta foliación varía considerablemente y su inclinación por lo general es muy suave.

En los stocks de La Honda (Pl. 167, B-1) y El Buey (Pl. 167, C-2, 3; D-2, 3) se observa en los bordes una estructura laminar débil, definida por la orientación de los ejes mayores de cristales de biotita, cuyo rumbo es variable y con una inclinación de 30-40°.

En el Batolito Antioqueño, dentro del área cartografiada, no se observó este tipo de estructura, pero según Feininger et al., (1972) ocurre esporádicamente en el interior del cuerpo. En el Batolito de Sonsón se encontró tanto en la parte interna como en la zona de contacto oeste (Pl. 167, H-4, 5) y está definida por la orientación de los ejes mayores de biotita y/o hornblenda, con rumbo variable y con una inclinación suave constante.

En los cuerpos plutónicos más recientes, las estructuras de flujo están ausentes y solo en algunos cuerpos porfiríticos aparecen localmente, definidas por la orientación de cristales tabulares de hornblenda.

4.6.4. FOLIACION CATACLASTICA

Foliación cataclástica, tal como la define Higgins (1971, p. 3), se ha desarrollado en zonas cercanas a las fallas que afectan las distintas unidades-roca en el área. Sin embargo, esta foliación está más definida a lo largo de la zona de Falla de Romeral, donde por cizalladura se han granulado las rocas afectadas, produciendo rocas finogranulares laminadas similares a las pizarras, filitas y esquistos producidos por metamorfismo regional.

Esta foliación puede observarse tanto macroscópicamente como en sección delgada y está definida por la tendencia del material fino a acumularse, especialmente micas y accesorios opacos, en capas delgadas paralelas, separadas por capas del material más grueso que ha sufrido granulación por cizalladura.

En las rocas diabásicas, esta foliación cataclástica está acompañada por bandeamiento composicional, produciendo capas verdes ricas en máficos y capas gris oscuras donde predomina feldespato sausuritizado y argilizado.

A lo largo de las fallas Samaná Sur y Río Dulce, la cuarzodiorita del Batolito de Sonsón ha adquirido una estructura néisica definida por la elongación de cristales de cuarzo y orientación subparalela de hornblenda y biotita, producida por efectos dinámicos.

En los cuerpos de gabro con foliación protoclastica, ésta es cortada por la foliación cataclástica con un ángulo variable entre 20 y 60°. En este caso, la foliación cataclástica está definida por elongación y fracturamiento de la plagioclasa y flexionamiento del clinopiroxeno.

4.7. LINEACION

La lineación en las rocas metamórficas pelíticas aparece definida como una fina crenulación de la esquistosidad (S_1) al ser cortada por el clivaje de cizalladura (S_2) y por lo general buza según la inclinación de S_1 . En las rocas de más alto grado de metamorfismo, pueden definirse dos lineaciones: una determinada por los ejes de los plegamientos y microplegamientos y otra más débil, debida a la orientación de minerales micá-

ceos y de turmalina, aunque ésta solo puede observarse microscópicamente. Esta última lineación tiene rumbo predominante en el área al sur de Montebello (Pl.167, C-1), N15°E a N15°W con inclinación menor de 30°.

En las zonas donde desaparece el clivaje por cizalladura, la lineación es débil y está definida por el lineamiento de microporfiroblastos de biotita; este último tipo de lineación no es claro en los afloramientos y es el que se presenta en las cuarcitas micáceas cerca a Pensilvania (Pl.187, G-9).

5. GEOQUIMICA

Conjuntamente con la cartografía geológica de las planchas 167 y 187 se hizo un muestreo de 1.320 km² al occidente de éstas, para complementar el antiguo Cuadrángulo J-8, Sonsón del Servicio Geológico Nacional (Pl. I). El muestreo se efectuó recolectando sedimentos activos finos, algunas muestras de roca y sedimentos concentrados en batea. En el área de la mina de mercurio La Nueva Esperanza, personal de la oficina Regional de Ibagué hizo un estudio geoquímico detallado, con base en la recolección de muestras de suelos (LOZANO, et al., 1974).

Todas las referencias en este capítulo se hacen con relación a la Plancha I, que incluye una franja de 16,5 km de ancho por 80 km de largo al oeste de las planchas 167 y 187; en las referencias esta franja se denomina con la letra W.

El muestreo geoquímico se hizo a lo largo de los ríos y quebradas y las muestras colectadas fueron analizadas en los laboratorios del INGEOMINAS de Bogotá y Medellín para 33 elementos, cuyos límites inferior y superior de detección se muestran en el Cuadro 16 empleando el método espectrográfico de seis etapas (GRIMES y MARRANZINO, 1968). El procedimiento usado (GALTAN, R., 1974, comunicación escrita) es el siguiente: 10 mg de muestra se mezclan con 20 gr de grafito; esta mezcla se empaca en el cráter del electrodo y se quema durante 110 segundos dentro de un arco de corriente continua.

Los espectros resultantes se comparan visualmente con los espectros de muestras patrones preparadas previamente. Los resultados se dan utilizando los siguientes

puntos intermedios de intervalos geométricos: 1; 0,7; 0,5; 0,3; 0,2; 0,15; 0,1; etc. La precisión de cualquier valor dado es aproximadamente, un intervalo geométrico con una seguridad del 68%, o dos intervalos geométricos con una seguridad del 95%.

5.1. MUESTRAS DE ROCAS

Con el fin de determinar el valor normal y umbral de las distintas rocas que afloran en el área (Pl. I) se seleccionaron muestras de roca representativas de cada una de ellas, tratando de que representen la unidad fresca y no mineralizada.

Se analizaron en total 139 muestras de roca in situ. Todas las muestras se dividieron en dos partes, una de las cuales se guardó como testigo; la otra porción se trituró, pulverizó, tamizó y se analizó la fracción menos malla 150.

5.2. MUESTRAS DE SEDIMENTOS ACTIVOS FINOS.

Estas muestras fueron colectadas en los canales activos de los ríos y quebradas. Las que se tomaron sobre tributarias están localizadas unos 30 m arriba de su desembocadura. Las muestras se tamizaron en el lugar donde se tomaron, guardando la fracción menos malla 18. Posteriormente se les efectuó el análisis espectrográfico semicuantitativo a la fracción menos malla 80. En total se analizaron 1.067 muestras.

5.3. SEDIMENTOS CONCENTRADOS EN BATEA

Ocasionalmente, en especial en el área de Marmato (en w-6, 7), se tomaron muestras de sedimentos concentrados en batea, colectándose en total 208 muestras a las cuales se les removió la magnetita con imán de mano; al material restante se le separó la fracción pesada mediante bromoformo. Luego se analizó la fracción menos malla 80 de la fracción pesada; 41 de estas muestras fueron analizadas por absorción atómica para oro.

5.4. RESULTADOS E INTERPRETACION

Los resultados geoquímicos de este estudio se presentan para los elementos más significativos en forma de diagrama de

ELEMENTO	LIMITE DE DETECCION		ELEMENTO	LIMITE DE DETECCION	
	SUPERIOR	INFERIOR		SUPERIOR	INFERIOR
Fe	20 %	0,050 %	La	1.000 ppm	20 ppm
Mg	10	0,020	Mo	2.000	5
Ca	20	0,050	Nb	2.000	10
Ti	5	0,002	Ni	100.000	5
Mn	5.000 ppm	10 ppm	Pb	20.000	10
Ag	5.000	0,5	Pd	1.000	10
As	10.000	200	Pt	1.000	10
Au	1000	10	Sb	10.000	100
B	2.000	10	Sc	100	5
Ba	20.000	20	Sn	1.000	10
Be	1.000	1	Sr	5.000	100
Bi	1.000	10	V	10.000	10
Cd	500	20	W	10.000	50
Co	2.000	5	Y	200	10
Cr	100.000	10	Zr	20.000	10
Cu	20.000	5	Zn	10.000	200
Ga	2.000	10			

CUADRO 16. LIMITES SUPERIOR E INFERIOR DE DETECCION USADOS EN LOS ANALISIS ESPECTROGRAFICOS

barras (Figs. 28 a 32). Los mapas que muestran la distribución en superficie de los distintos elementos, se encuentran en los archivos del INGEOMINAS, Dirección Regional de Medellín. En la Plancha I se indican las anomalías de alguna importancia definidas durante el presente estudio.

Para determinar los valores normal (background) y umbral (threshold), se utilizó el método estadístico de la frecuencia acumulativa tanto para sedimentos activos finos como para los sedimentos concentrados de batea. Para las muestras de roca, debido a los pocos valores que se tenían, se utilizó como valor normal para cada uno de los elementos considerados, el obtenido promediando los análisis de las muestras que se enviaron.

El método usado se basa en la tabla de frecuencia acumulativa pero con los valores acumulados desde el nivel más alto al más bajo, ya que los primeros tienen mayor importancia en el cálculo del valor umbral. En el Cuadro 17 aparecen los diferentes niveles de distribución para los elementos más representativos, así como los valores máximo y mínimo determinados en los distintos tipos de muestras. El valor normal es el correspondiente al nivel de distribución del 50%. El valor umbral corresponde al nivel del 20% en la tabla acumulativa, siempre y cuando este

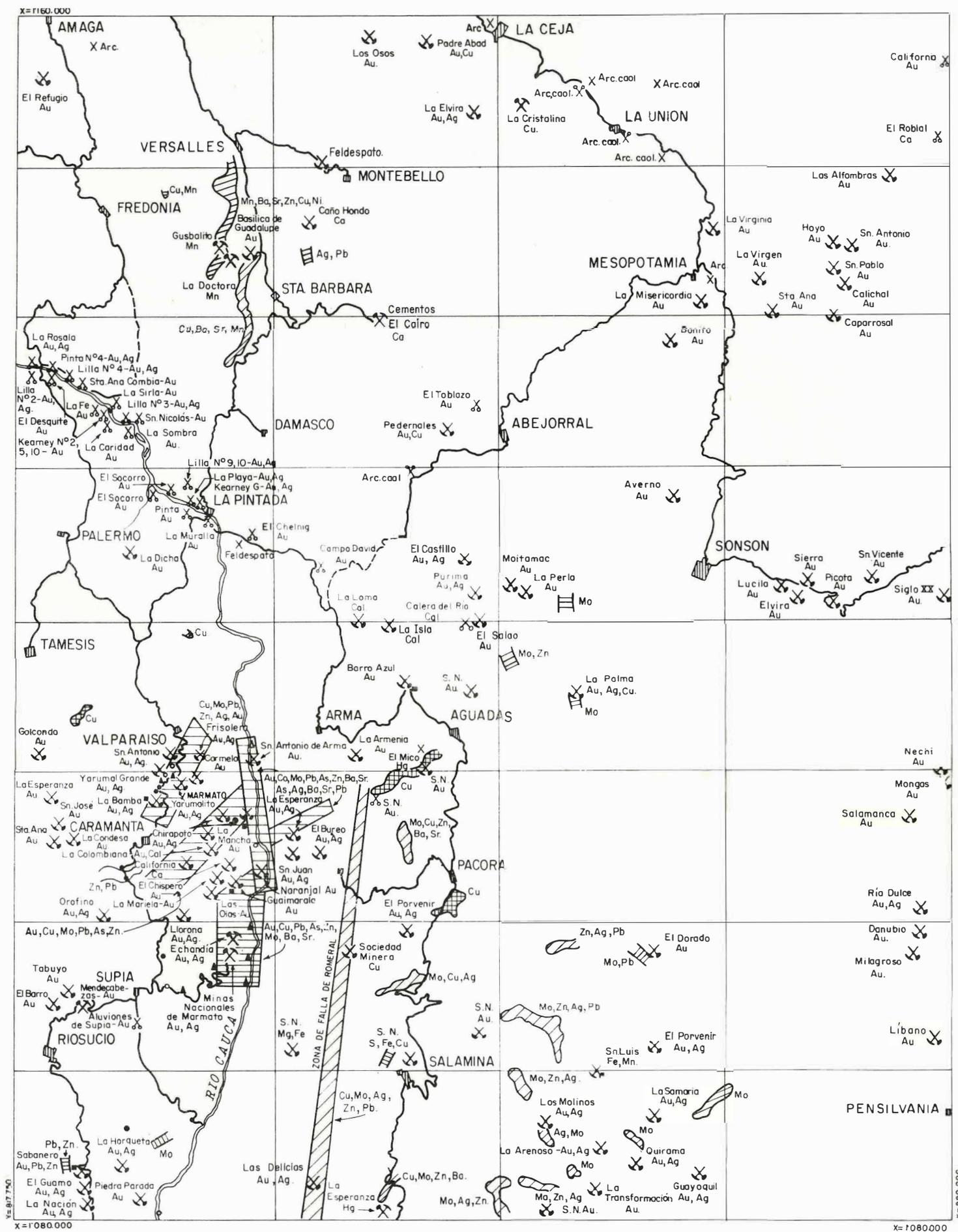
valor no exceda 2,5 veces el valor leído como valor normal; en el caso contrario se tomó como valor umbral 2,5 veces el valor normal.

5.4.1. INTERPRETACION GEOQUIMICA DE ROCAS

Como base para la interpretación geoquímica de los resultados obtenidos en sedimentos activos, se tuvo en cuenta la relación clara que existe entre los cuerpos de pórfidos y las mineralizaciones conocidas, y los diferentes tipos de roca que afloran en el área, tomando para ello varias muestras representativas de cada una de las unidades-roca cartografiadas. Es de anotar que en un estudio más detallado, es necesario tener en cuenta la proporción relativa de cada uno de los tipos de roca dentro de las cuencas de drenaje muestreadas y la facilidad con que cada una de ellas se descompone.

En el Cuadro 18 se indica el contenido de los diferentes elementos en las distintas unidades-roca.

5.4.1.1. *Rocas Metamórficas.*- Las rocas metamórficas se dividieron en 3 grupos por su similitud en la composición mineralógica: metapelitas, metabasitas y neises intrusivos; en el segundo grupo se incluyen anfibolitas y esquistos verdes.



LEYENDA

- Drenaje anómalo, sedimentos activos finos seleccionados, para los elementos indicados a continuación. Análisis espectrográfico.
Cu, Mo.
- Zona anómala, sedimentos activos, para los elementos indicados a continuación. Análisis espectrográfico.
Cu, Ag.

VALORES PARA Au EN PPM EN EL SITIO INDICADO DE MUESTREO - CONCENTRADOS DE BATEA ANALIZADOS POR ABSORCIÓN ATÓMICA

■	0,30	5,00	ppm
●	5,01	50,00	ppm
○	50,01	100,00	ppm
▲	100,01	500,00	ppm
△	500,00		ppm

VALOR UMBRAL PARA LOS ELEMENTOS CONSIDERADOS EN PPM SEDIMENTOS ACTIVOS

Finos seleccionados - Concentrados

Ag	0,50	0,50	Mo	5,00	5,00
As	200,00	200,00	Ni	70,00	70,00
Au		0,05	Pb	10,00	70,00
Ba	500,00	1.000,00	Sr	500,00	200,00
Cu	50,00	100,00	Zn	200,00	200,00

CONVENCIONES

MINAS, PROSPECTOS Y MANIFESTACIONES MINERALES

⊗	Mina en explotación	Ag	Plata	Cu	Cobre
⊗	Mina abandonada	Arc	Arcillas	Mn	Manganeso
×	Prospecto o manifestación	As	Arsénico	Mo	Molibdeno
⊗	Aluvión en explotación	Au	Oro	Ni	Níquel
⊗	Aluvión antiguamente explotado	Ba	Bario	Pb	Plomo
		Ca	Calcáreos	Sr	Estroncio
				Zn	Zinc

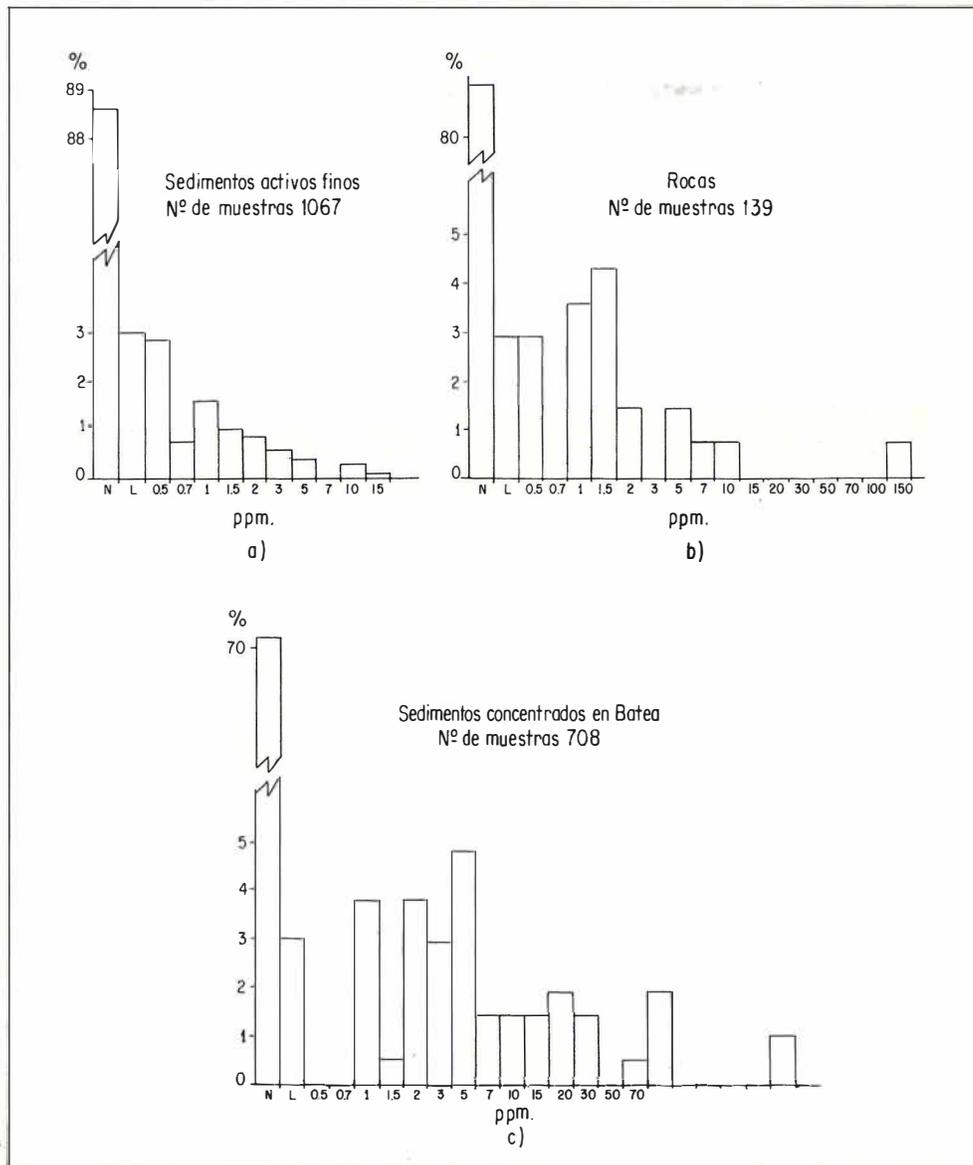


FIG. 28. DIAGRAMAS DE BARRAS PARA LA DISTRIBUCION DE Ag EN: a) SEDIMENTOS FINOS, b) ROCAS, Y c) SEDIMENTOS CONCENTRADOS EN BATEA. ANALISIS ESPECTROGRAFICO

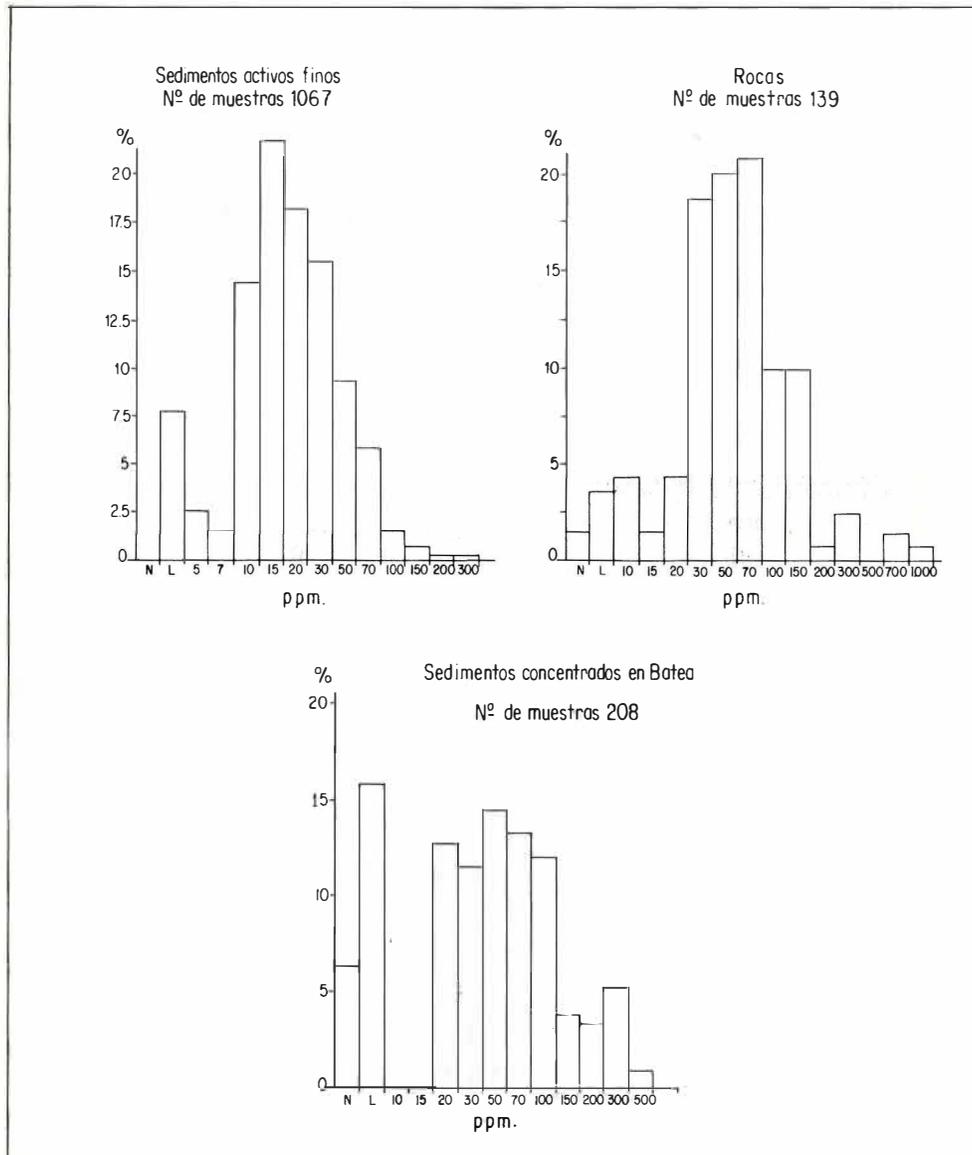


FIG. 29. DIAGRAMAS DE BARRAS PARA LA DISTRIBUCION DE Cu EN: a) SEDIMENTOS ACTIVOS FINOS, b) ROCAS, Y c) SEDIMENTOS CONCENTRADOS EN BATEA. ANALISIS ESPECTROGRAFICO

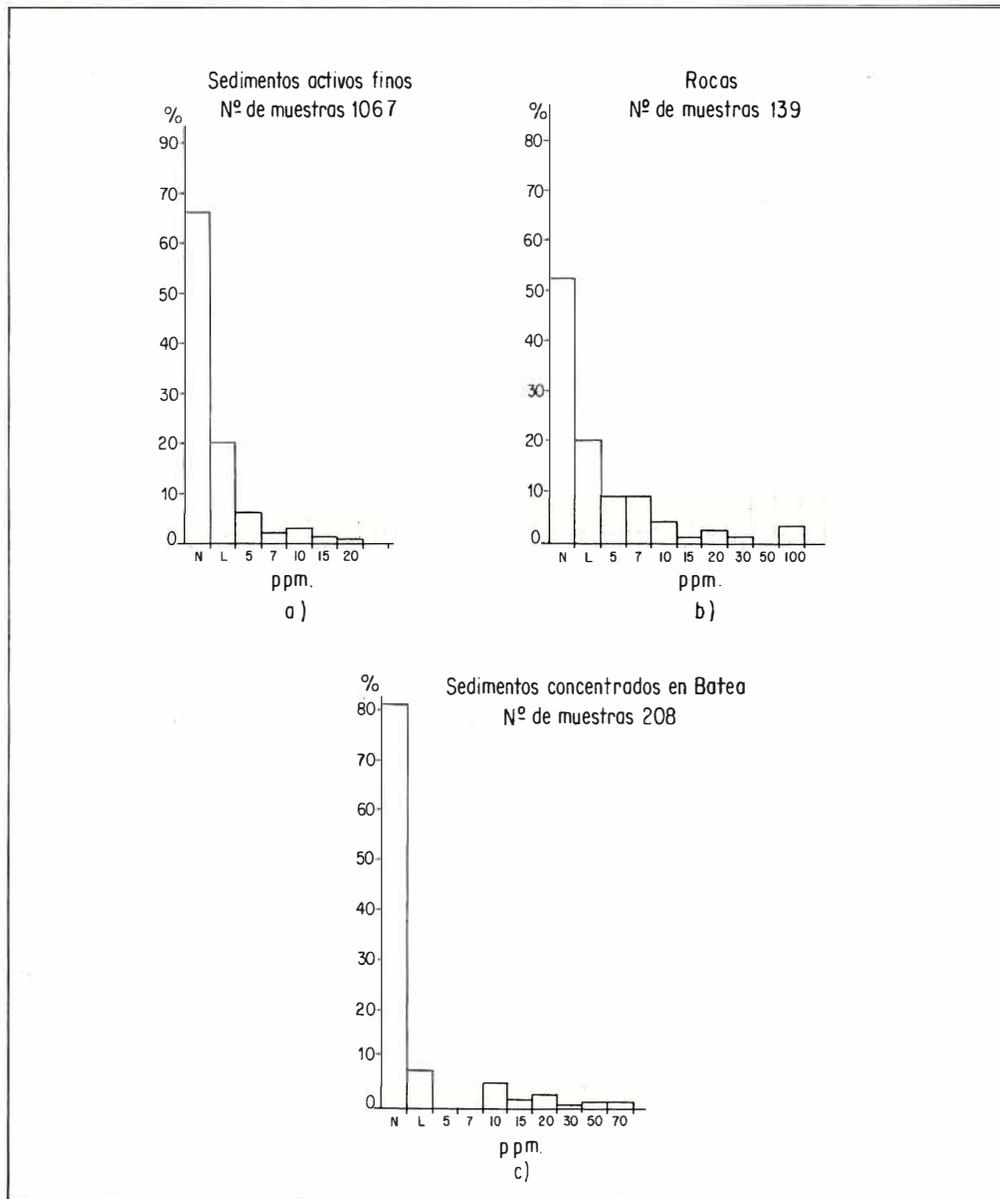


FIG. 30. DIAGRAMAS DE BARRAS PARA LA DISTRIBUCION DE Mo EN: a) SEDIMENTOS ACTIVOS FINOS, b) ROCAS, Y c) SEDIMENTOS CONCENTRADOS EN BATEA. ANALISIS ESPECTROGRAFICO

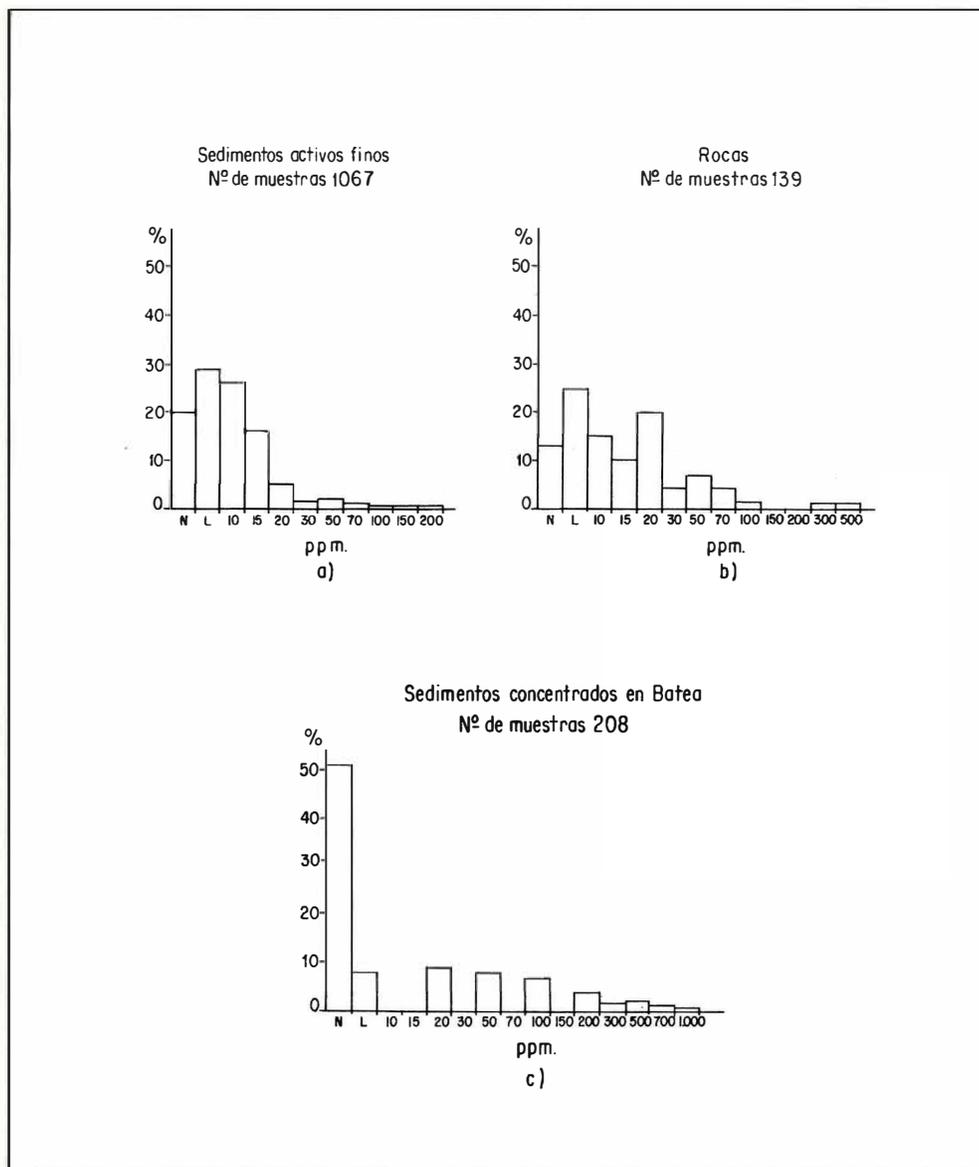


FIG. 31. DIAGRAMAS DE BARRAS PARA LA DISTRIBUCION DE Pb EN: a) SEDIMENTOS ACTIVOS FINOS, b) ROCAS, Y c) SEDIMENTOS CONCENTRADOS EN BATEA. ANALISIS ESPECTROGRAFICO

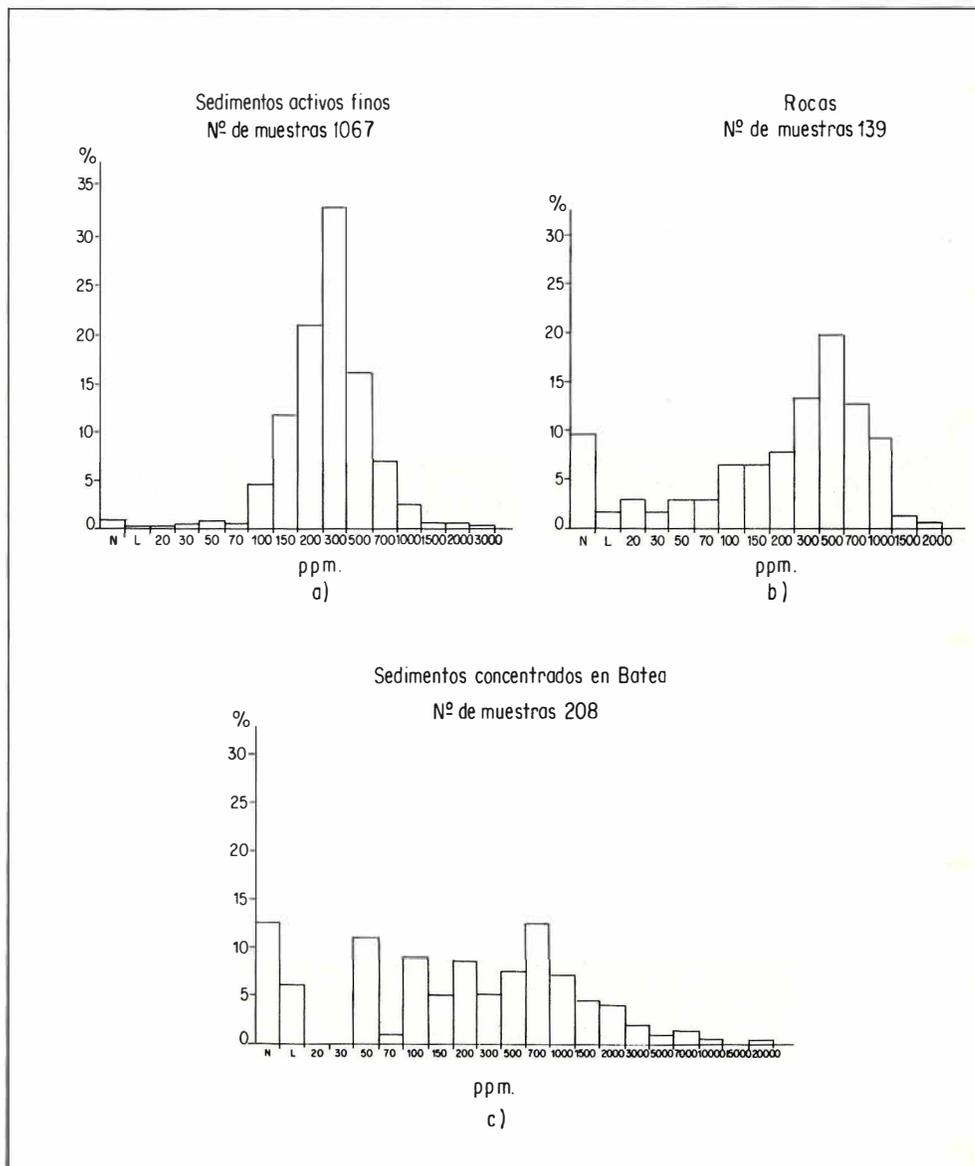


FIG. 32. DIAGRAMAS DE BARRAS PARA LA DISTRIBUCION DE Ba EN: a) SEDIMENTOS ACTIVOS FINOS, b) ROCAS Y c) SEDIMENTOS CONCENTRADOS EN BATEA. ANALISIS ESPECTROGRAFICOS

Elemento y Tipo de Muestra	Concentración en los Diferentes Niveles de Distribución (ppm)					Valor Mínimo (ppm)	Valor Máximo (ppm)
	2 %	5 %	20 %	50 %	80 %		
Cu:							
En rocas	500	200	100	70	30	N	1.000
En sed. act. finos	100	70	50	20	10	N	300
En sed. conc. en batea	500	300	100	50	10	N	500
Mo:							
En rocas	50	20	7	L5	N	N	70
En sed. act. finos	15	10	5	N	N	N	20
En sed. conc. en batea	50	20	L5	N	N	N	70
Pb:							
En rocas	150	70	30	15	L10	N	500
En sed. act. finos	70	30	10	L10	N	N	200
En sed. conc. en batea	700	300	70	L10	N	N	1.000
Ag:							
En rocas	7	2	L0,5	N	N	N	150
En sed. act. finos	2	1	L0,5	N	N	N	15
En sed. conc. en batea	100	30	3	L0,5	N	N	700
As:							
En rocas	N	N	N	N	N	N	300
En sed. act. finos	L200	N	N	N	N	N	3.000
En sed. conc. en batea	1.000	700	200	L200	N	N	1.500
Ba:							
En rocas	1.500	1.000	700	300	100	N	2.000
En sed. act. finos	1.000	700	500	300	200	N	3.000
En sed. conc. en batea	7.000	3.000	1.000	300	50	N	20.000
Sr:							
En rocas	1.500	1.000	500	200	100	N	1.500
En sed. act. finos	700	500	200	150	100	N	1.000
En sed. conc. en batea	500	300	200	N	N	N	700
Cr:							
En rocas	3.000	1.500	300	70	20	N	5.000
En sed. act. finos	500	300	150	70	30	N	2.000
En sed. conc. en batea	2.000	1.000	500	150	70	N	2.000
Zn:							
En rocas	300	L200	N	N	N	N	700
En sed. act. finos	700	300	L200	N	N	N	5.000
En sed. conc. en batea	1.000	200	L200	L200	L200	N	5.000
Ni:							
En rocas	2.000	500	100	30	7	N	2.000
En sed. act. finos	200	100	50	30	15	N	1.000
En sed. conc. en batea	700	200	70	30	15	N	2.000

NOTAS: 1 - Un nivel de distribución del 2% significa que el 2% de las muestras contienen valores iguales o mayores a los indicados. Los valores en cada nivel de distribución están aproximados a los límites dados por el análisis espectrográfico.

- 2 - N Significa elemento no detectado.
L Significa valor por debajo del indicado.

CUADRO 17. DISTRIBUCIONES GEOQUIMICAS EN EL AREA DE LAS PLANCHAS 167 Y 187. MUESTREO GEOQUIMICO REGIONAL. ANALISIS ESPECTROGRAFICO.

GEOLOGIA DE LAS PLANCHAS 167 (SONSON) Y 187 (SALAMINA)

Elemento	Valor	R.Ultr.	R.Verd.	Gabros	Quarz.	Pórfid.	Combia	Sed.en	Sedim.	Meta-	Meta-	Neis intr
		NM=9	NM=20	NM=11	Granod. NM=17	NM=31	NM=8	R. V. NM=10	Abej. NM=11	pelita NM=10	basita NM=6	NM=6
Fe %	Max.	7	7	7	5	10	7	2	7	3	10	3
	Min.	2	2	5	0.5	1	2	0.2	0.3	1.5	7	1.5
	Prom.	4	5.6	5.25	2.4	2.90	3.8	1.78	3.1	2.35	7.3	2.1
	Med.	5	5	5	2	2	3	1.5	2	2	7	2
Mg %	Max.	6.10	5	7	3	2	2	2	3	1.5	7	1.5
	Min.	7	1	2	0.3	0.2	1	0.5	0.5	0.5	2.	0.5
	Prom.	6.10	2.5	4.75	1.23	0.78	1.5	0.55	0.96	0.91	2.6	1
	Med.	10	2	5	1.5	0.7	1.5	0.7	0.7	1	2	1
Ca %	Max.	0.2	7	10	2	1.5	2	1.5	1.5	1	7	0.5
	Min.	L0.05	0.3	2	0.1	0.2	1	L0.05	L0.05	0.05	2	0.2
	Prom.	0.15	3.3	6.50	0.95	1.05	1.8	0.50	0.83	0.43	2.6	0.35
	Med.	0.1	3	7	1	1	2	0.3	0.2	0.15	2	0.20
Ti %	Max.	0.05	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.7	0.5	1	0.50
	Min.	0.01	0.2	0.15	0.15	0.15	0.2	0.15	0.07	0.3	0.5	0.20
	Prom.	0.02	0.33	0.26	0.30	0.24	0.36	0.25	0.3	0.44	0.7	0.37
	Med.	0.01	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.5	0.7	0.30
Mn (ppm)	Max.	700	1500	1500	700	700	1500	1000	2000	700	1500	500
	Min.	500	500	700	200	100	700	10	30	200	700	150
	Prom.	667	1027	975	442	445	980	294	470	372	1067	362
	Med.	700	1000	1000	500	500	1000	100	300	300	1000	300
B (ppm)	Max.	70	30	30	300	70	15	100	100	100	L10	10
	Min.	N	N	N	N	N	N	L10	N	N	N	N
	Prom.	27	L10	L10	32	L10	L10	33	23	36	L10	7
	Med.	30	L10	L10	L10	N	L10	20	15	30	N	7
Ba (ppm)	Max.	20	1000	300	1000	1000	700	2000	1500	700	150	1500
	Min.	N	70	N	150	20	500	300	70	300	30	300
	Prom.	3	345	70	546	546	580	833	584	557	77	700
	Med.	N	300	30	500	500	500	500	500	500	50	500
Bi (ppm)	Max.	L10	L10	L10	10	L10	L10	N	L10	L10	L10	L10
	Min.	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
	Prom.	3	L10	L10	L10	L10	L10	N	L10	L10	L10	L10
	Med.	N	L10	L10	L10	N	L10	N	L10	L10	N	L10
Co (ppm)	Max.	70	30	30	30	100	30	7	50	20	30	10
	Min.	30	10	15	5	L5	10	N	L5	L5	20	L5
	Prom.	43	19	21	13	13	20	L5	1.5	13	27	8
	Med.	30	20	20	10	7	20	L5	15	15	30	10
Cr (ppm)	Max.	5000	500	2000	200	100	50	300	300	100	300	100
	Min.	1500	N	150	10	N	10	10	10	50	200	30
	Prom.	2750	124	894	68	31	32	91	70	80	234	63
	Med.	2000	100	1000	50	15	30	70	50	70	200	50
Cu (ppm)	Max.	30	150	150	150	1000	100	100	150	50	70	70
	Min.	10	30	30	10	N	30	20	30	15	30	30
	Prom.	26	106	90	48	163	64	50	58	39	57	54
	Med.	20	70	100	30	30	70	30	50	30	70	50
Ni (ppm)	Max.	2000	200	150	70	50	20	30	150	50	150	30
	Min.	1000	5	50	5	N	10	L5	7	10	70	5
	Prom.	1583	47	103	24	12	13	17	35	25	97	19
	Med.	1500	30	100	20	5	10	20	20	20	70	20
Sc (ppm)	Max.	10	30	50	20	15	20	15	20	15	30	10
	Min.	5	15	20	L5	L5	7	5	N	7	15	L5
	Prom.	5	21	29	10	7	13	9	10	12	22	7
	Med.	5	20	30	10	5	10	7	10	10	20	10
V (ppm)	Max.	100	500	300	500	200	500	1000	500	200	500	150
	Min.	15	50	200	20	30	70	50	10	70	200	20
	Prom.	52	277	275	120	96	224	270	118	131	333	93
	Med.	50	300	300	150	100	200	150	70	150	300	69

Continúa

HUMBERTO GONZALEZ I.

Continuación Cuadro 18.

Elemento	Valor	R.Ultr.	R.Verd.	Gabros	Cuarzd.	Pórfid.	Combia	Sed.en	Sedim.	Meta-	Meta-	Neis intr
		NM=9	NM=20	NM=11	NM=17	NM=31	NM=8	R. v. NM=10	Abej. NM=11	pelita NM=10	basita NM=6	NM=6
Zr (ppm)	Max.	L10	150	70	150	700	70	200	150	150	150	300
	Min.	N	20	10	50	20	50	50	70	150	100	100
	Prom.	L10	72	34	93	142	58	120	101	150	133	188
	Med.	N	100	50	100	100	50	100	100	150	150	150
Ga (ppm)	Max.	N	30	20	30	20	20	30	30	30	30	20
	Min.	N	10	L10	15	10	15	N	N	10	15	10
	Prom.	N	21	14	21	15	19	15	15	24	22	17
	Med.	N	20	15	20	15	20	15	15	30	20	20
Pb (ppm)	Max.	N	20	L10	30	500	10	10	20	20	L10	30
	Min.	N	N	N	L10	L10	L10	L10	N	15	N	L10
	Prom.	N	L10	L10	15	58	L10	L10	15	16	L10	20
	Med.	N	L10	N	15	30	L10	L10	10	15	N	20
Mo (ppm)	Max.	N	10	10	20	70	5	30	15	L5	N	L5
	Min.	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
	Prom.	N	L5	L5	L5	11	L5	8.5	L5	L5	N	L5
	Med.	N	N	N	N	5	N	7	N	N	N	L5
Y (ppm)	Max.	N	20	20	20	20	15	10	50	20	30	20
	Min.	N	10	N	10	N	10	L10	L10	10	15	10
	Prom.	N	15	13	13	L10	12	L10	17	17	22	15
	Med.	N	15	10	10	L10	10	L10	15	20	20	15
Sr. (ppm)	Max.	N	1000	300	500	1500	1000	700	500	500	500	150
	Min.	N	N	N	100	100	500	N	N	N	100	N
	Prom.	N	287	175	258	494	600	133	100	171	267	112
	Med.	N	200	150	300	500	500	L100	L100	150	200	150
Be (ppm)	Max.	N	N	N	2	1.5	L1	1.5	2	3	L1	3
	Min.	N	N	N	L1	L1	N	N	N	1.5	N	L1
	Prom.	N	N	N	L4	1	L1	L1	L1	1.93	L1	1.8
	Med.	N	N	N	L1	L1	L1	L1	L1	2	L1	1.5
La (ppm)	Max.	N	N	N	50	30	N	20	50	50	N	50
	Min.	N	N	N	N	N	N	N	N	20	N	N
	Prom.	N	N	N	12	L20	N	L20	L20	39	N	25
	Med.	N	N	N	N	N	N	L20	L20	50	N	30
Sn (ppm)	Max.	N	N	N	20	15	N	N	N	N	N	N
	Min.	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
	Prom.	N	N	N	L10	N	N	N	N	N	N	N
	Med.	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
Ag (ppm)	Max.	N	N	N	N	5	N	0.5	N	N	N	N
	Min.	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
	Prom.	N	N	N	N	0.5	N	L0.5	N	N	N	N
	Med.	N	N	N	N	L0.5	N	L0.5	N	N	N	N
Zn (ppm)	Max.	N	N	N	N	N	L200	N	200	L200	N	N
	Min.	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
	Prom.	N	N	N	N	N	L200	N	L200	L200	N	N
	Med.	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N

Valores de la mediana aproximados al límite de detección del espectrógrafo.

NM = Número de muestras

N = Elemento no detectado

L = Valor menor que el indicado a continuación de la L.

CUADRO 18. CONTENIDO MAXIMO, MINIMO, PROMEDIO Y MEDIANA DE LAS DIFERENTES UNIDADES ROCA CARTOGRAFIADAS EN EL AREA DE LA PLANCHA I ANALISIS ESPECTROGRAFICO

Aunque en conjunto las rocas metamórficas muestran un rango amplio de variación en el contenido de los distintos elementos, ya dentro de cada uno de los grupos mencionados anteriormente este rango se disminuye y el contenido de algunos elementos permanece relativamente constante.

La Figura 33 muestra los diagramas triangulares, elaborados con base en los resultados de los análisis espectrográficos para estos tres grupos de rocas metamórficas.

El diagrama Fe, Mg, Ca (Figura 33a) muestra que las metapelitas y metabasitas presentan agrupaciones diferentes con una zona pequeña de superposición, mientras que los neises intrusivos muestran un campo completamente diferente al de las metabasitas, pero que coincide en parte con el de las metapelitas.

En la Figura 33b, usando los elementos mayores asociados (Fe + Ti), (Mg + Ca) comparados con Ba x 100, el campo de separación entre las metapelitas y metabasitas es mucho más marcado, mientras se conserva la zona de superposiciones entre los neises y las metapelitas.

En la Figura 33c, elaborada con base en los elementos trazas Ba, Sr, Cr, se conserva la separación entre metapelitas y metabasitas y sigue la superposición entre metapelitas y neises. El bario se concentra en los neises y metapelitas, donde se halla asociado a la plagioclasa, y en las venas de cuarzo, mientras que el Cr se encuentra en el anfíbol y magnetita de las metabasitas.

Es de anotar que las mineralizaciones de Au y Ag conocidas en las metapelitas de esta área, están asociadas a venas o filones de cuarzo hidrotermal y por lo tanto el Ba podría usarse como indicador de este tipo de mineralizaciones. Los otros elementos trazas pueden utilizarse para determinar la composición de las rocas originales.

En la Figura 34 se muestran los diagramas de correlación de Ba-Sr; Mn-V y Cr-Ni, para los tres grupos de rocas metamórficas considerados.

En el diagrama (a) se observa que, tanto en las metapelitas como en los neises intrusivos el Ba presenta una dispersión amplia (300 - 1.500 ppm), siendo mayor en los

neises, y el Sr varía entre menos de 100 y 500 ppm; se observa además que en las metabasitas el Ba es menor de 150 ppm y el Sr varía entre 100 y 500 ppm.

Los diagramas (b) y (c) indican claramente cómo el contenido de los distintos elementos trazas, está claramente definido y es característico en cada uno de los tres grupos metamórficos escogidos.

En la Figura 35 se muestran las concentraciones medias de cada uno de los elementos analizados. Valores de 500 ppm en Ba, 150 ppm en Sr, 70 ppm en Cu, 5 ppm en Mo y 1 ppm en Ag son los valores normales máximos para todo el conjunto metamórfico.

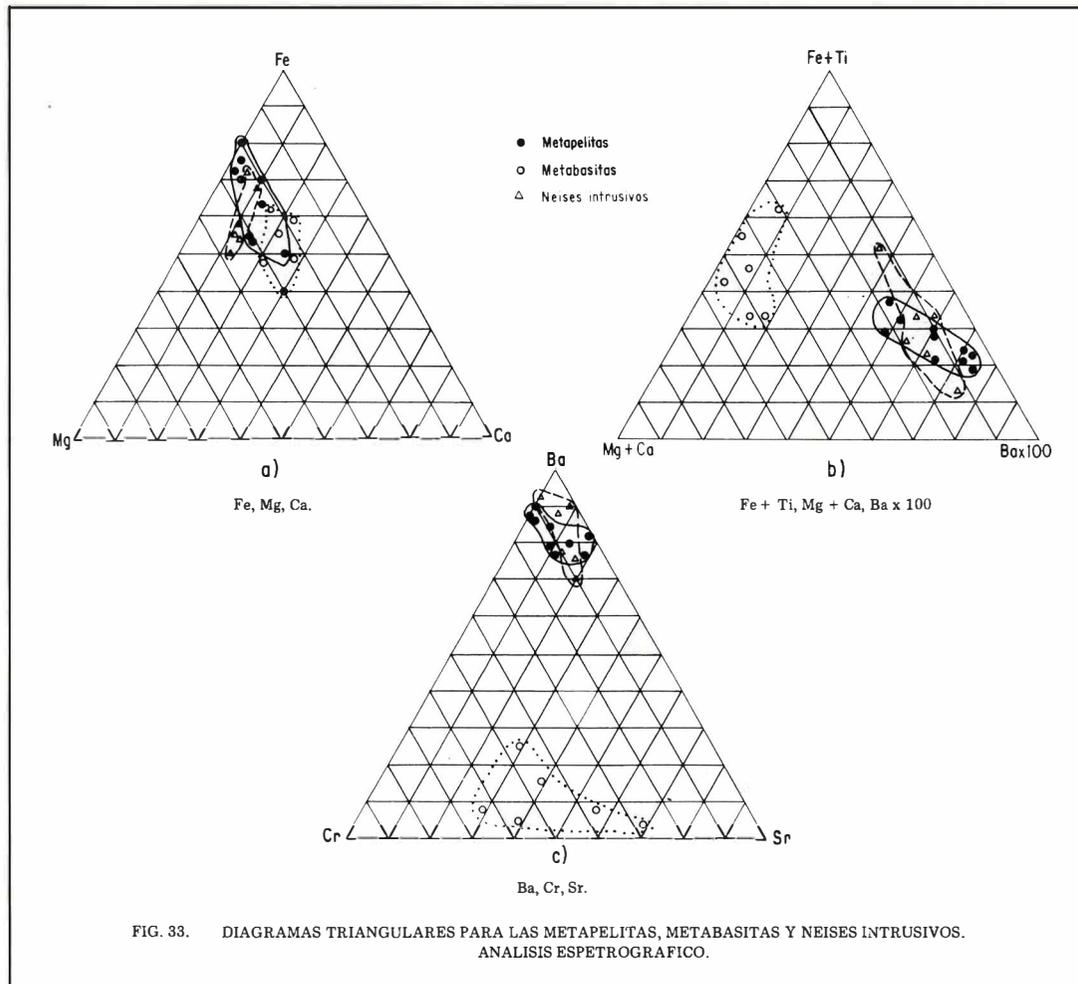
5.4.1.2. Rocas Ultramáficas y Máficas. - Debido a la asociación íntima de rocas ultramáficas y máficas en el Complejo Ofiolítico del Cauca, se analizan en conjunto las variaciones en el contenido de los distintos elementos. En el área de este estudio donde afloran estas rocas, sólo se encontraron mineralizaciones débiles a lo largo de la zona de Falla de Romeral.

La Figura 36 muestra los diagramas triangulares de (a) elementos mayores Fe, Mg, Ca y (b) elementos trazas Cr, Ni, Co x 10. En el resto de los elementos trazas analizados no se encontró una diferencia marcada entre los distintos tipos de roca de este conjunto.

En el diagrama (a) se observa una distinción clara entre las rocas ultramáficas y las rocas máficas (gabros-diabasas) marcada por una concentración mayor del Mg; entre las diabasas y gabros la diferenciación se marca por el mayor contenido de Fe en las diabasas, con un campo de superposición definido por concentraciones similares de Mg y Ca.

En la Figura 36 se observa claramente la separación entre los tres tipos de roca de este conjunto. Además, se observa un tren de diferenciación, de rocas ultramáficas a gabro, marcado por la disminución en el contenido de Cr y aumento progresivo en el contenido de Co.

La Figura 37 muestra algunos diagramas de correlación para estas rocas. Tanto en los diagramas (a) y (b) como en el (c),



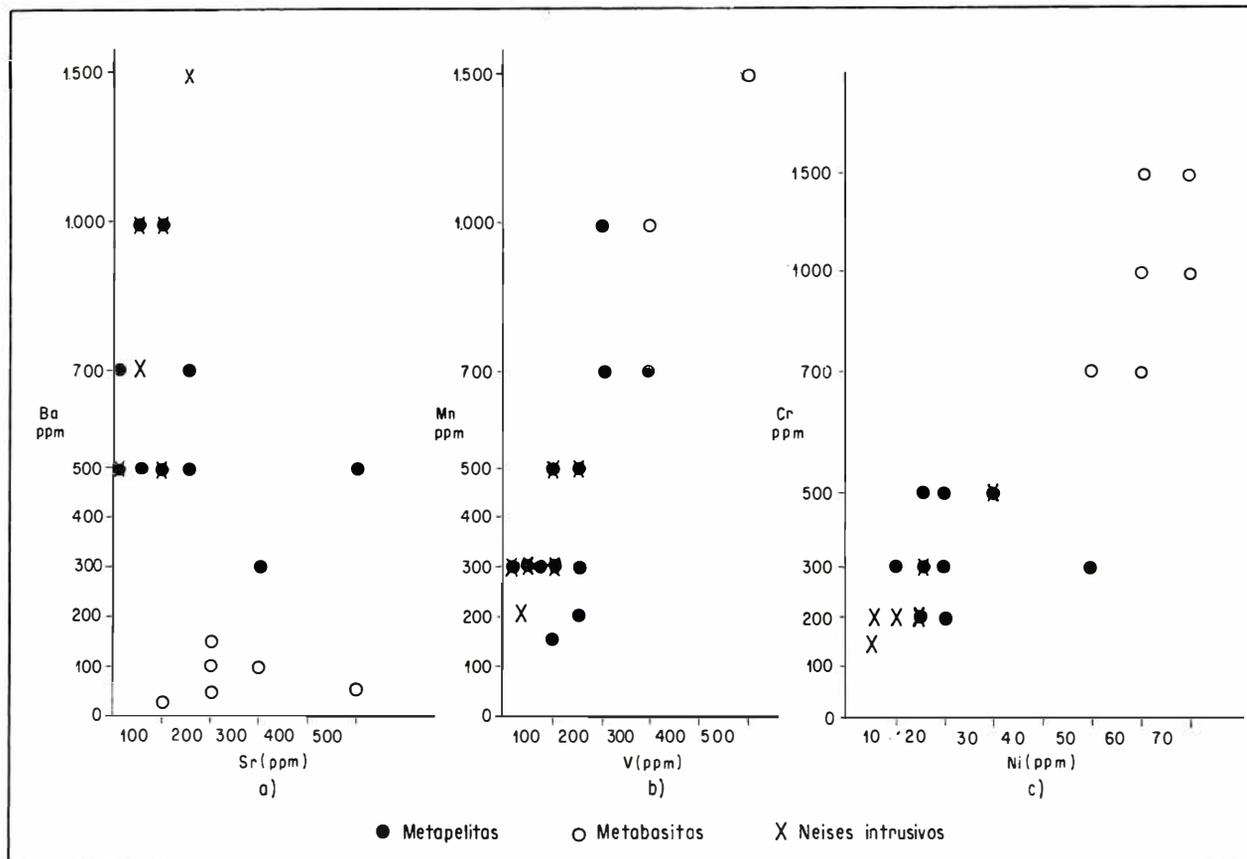


FIG. 34. DIAGRAMAS DE CORRELACION PARA LAS METAPELITAS, METABASITAS Y NEISES INTRUSIVOS. ANALISIS ESPECTROGRAFICO.

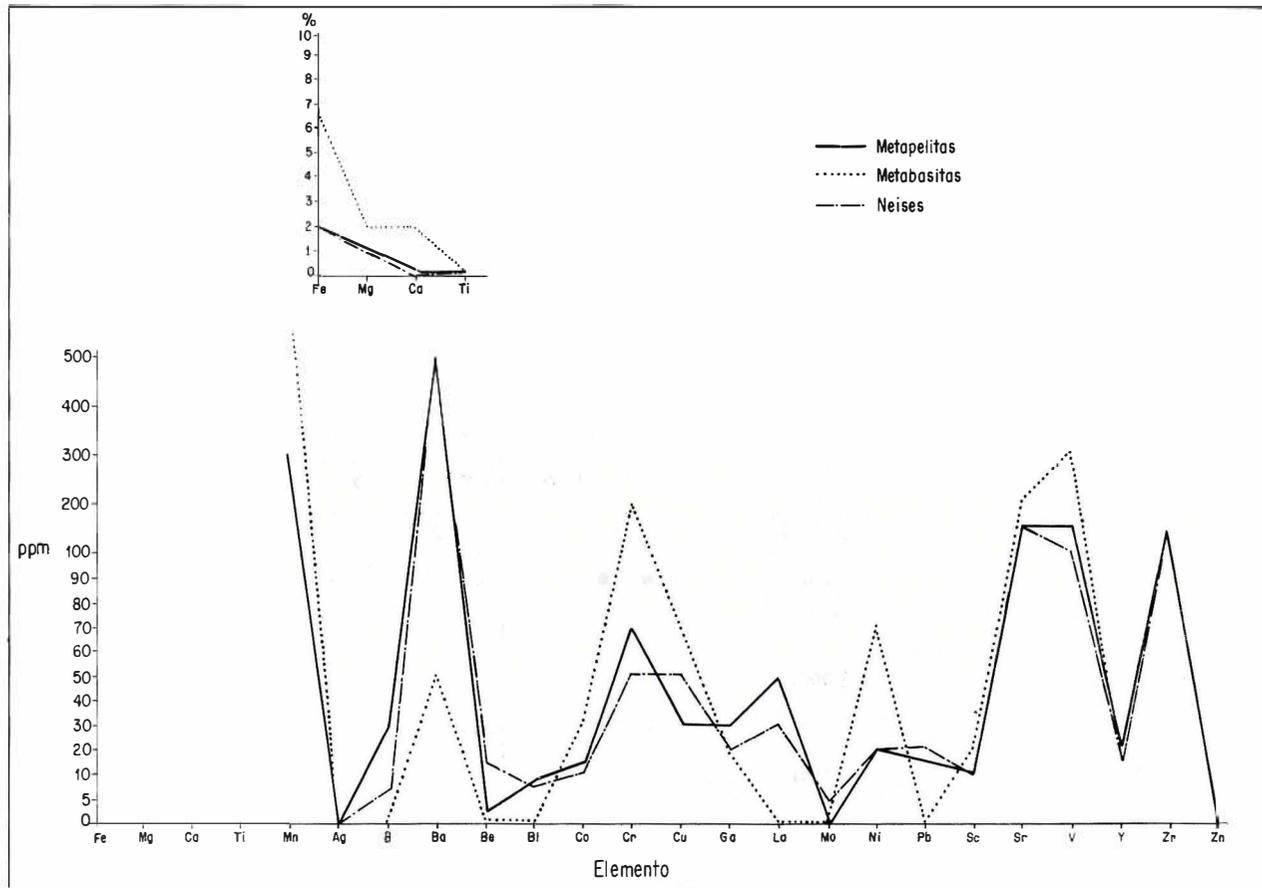


FIG. 35. GRAFICO DE CONCENTRACION MEDIA DE ELEMENTOS EN METAPELITAS, METABASITAS Y NEISES INTRUSIVOS. ANALISIS ESPECTROGRAFICO.

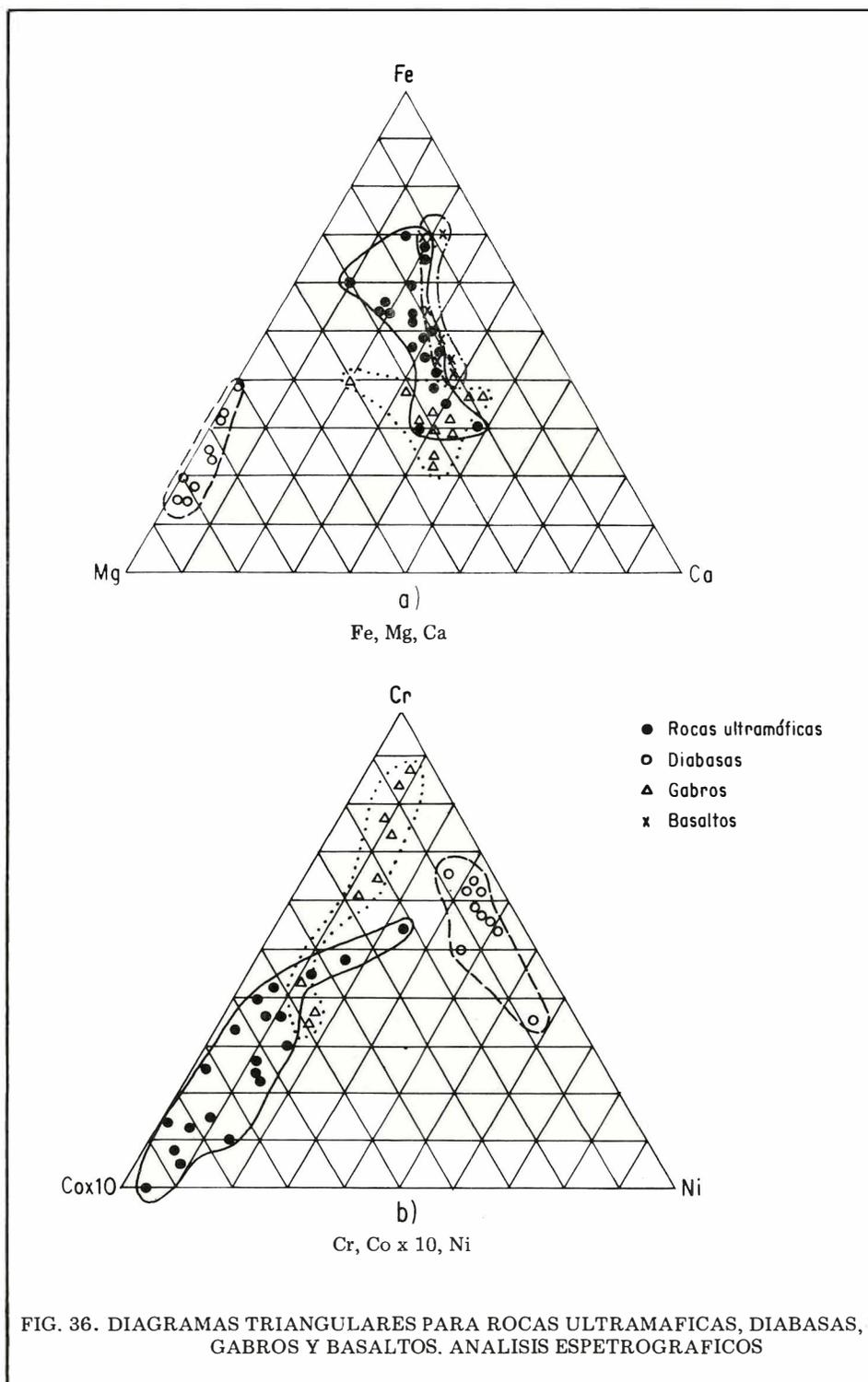


FIG. 36. DIAGRAMAS TRIANGULARES PARA ROCAS ULTRAMAFICAS, DIABASAS, GABROS Y BASALTOS. ANALISIS ESPETROGRAFICOS

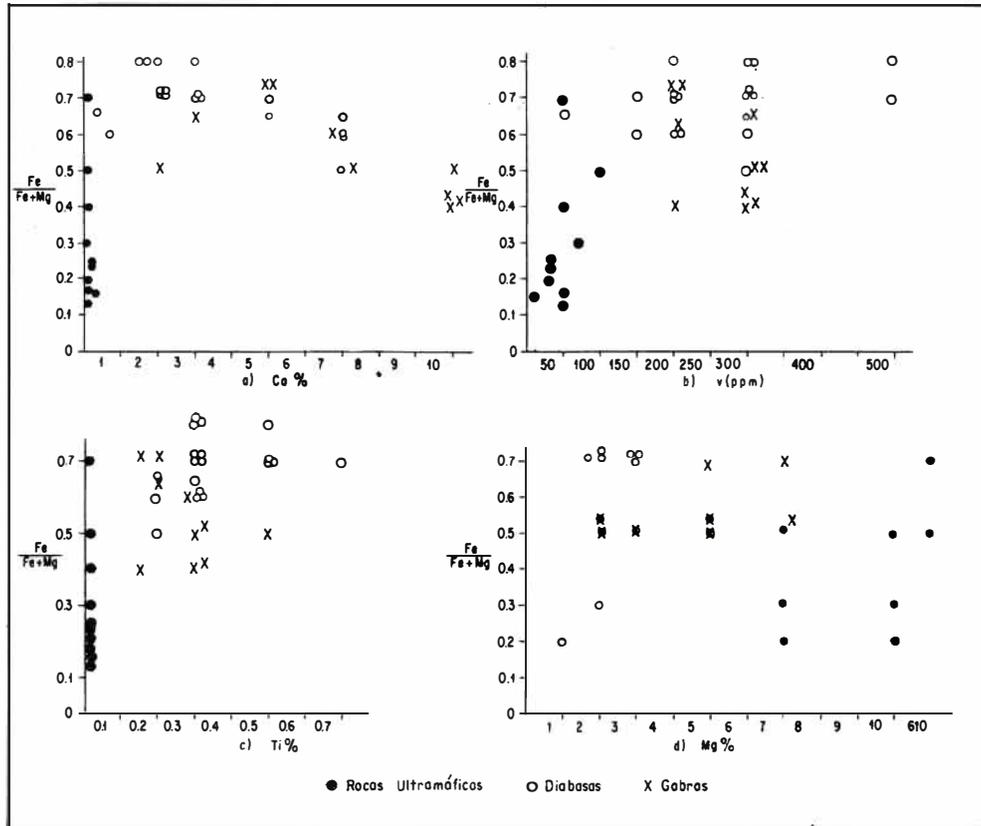


FIG. 37. DIAGRAMAS DE CORRELACION PARA ROCAS ULTRAMAFICAS, DIABASAS Y GABROS. ANALISIS ESPECTROGRAFICO.

se observa un campo muy definido e independiente de las rocas ultramáficas, mientras que los gabros y diabasas muestran campos que en su mayor parte se superponen.

En el diagrama (d) se observa que las rocas ultramáficas tienen valores altos de Mg con valores muy variables de Fe, mientras que las diabasas tienen valores bajos de Mg con valores también muy variables de Fe. En los gabros, el contenido de Mg es intermedio entre el de las rocas ultramáficas y el de las diabasas y el Fe permanece más o menos constante.

La Figura 38 muestra la concentración media de los distintos elementos analizados en los tres tipos de roca de este conjunto. Las rocas máficas muestran mayor contenido de Cr, Ni y Sr; las diabasas presentan mayor contenido de Ba, V, Zr, Ga y Bi, mientras que los gabros presentan contenidos más altos en Cr y Ni con respecto a las diabasas.

En las figuras 36, 37 y 38 se observa una diferencia marcada entre las rocas ultramáficas y las máficas, definida por el mayor contenido de Mg en las primeras; además, las relaciones Cr/Ni y Cr/V diferencian claramente las rocas ultramáficas de los gabros y diabasas. Sin embargo, es de anotar que la mayor parte de estas rocas presentan una serpentización parcial. Entre los gabros y rocas diabásicas parece existir un tren de diferenciación, que indica un origen comagmático a partir de un magma basáltico teleítico.

Tomando el conjunto ofiolítico, valores de Cr de 2.000 ppm, Ni 1.500 ppm, Cu 70 ppm, Pb 200 ppm y Zn 200 ppm serían los valores normales máximos, si la interpretación se realiza con base en muestras de roca.

5.4.1.3. *Rocas Sedimentarias.*- Todas las rocas sedimentarias analizadas corresponden al Cretáceo y se dividieron en dos grupos: a) rocas sedimentarias intercaladas y/o asociadas a rocas diabásicas, y b) rocas sedimentarias de la Formación Abejorral. Al primero de estos grupos se encuentran asociadas las mineralizaciones de mercurio del área de Aguadas-Aranzazu, mientras que en el segundo no se ha encontrado ninguna mineralización de importancia.

La Figura 39 muestra el diagrama triangular para los elementos trazas Ba, Sr, V; aunque no hay un contraste marcado entre ambas unidades, puede observarse una tendencia de los sedimentos de la Formación Abejorral a tener valores más altos en Ba.

Los diagramas de correlación de la Figura 40 tampoco muestran un contraste definido en el contenido de los distintos elementos en los dos tipos de sedimentos; solo se observa una tendencia de los sedimentos asociados a rocas volcánicas a mostrar valores más altos en Mo, pero es problema que la mayor abundancia relativa de este elemento está controlada por la zona de Falla de Romeral.

La Figura 41 muestra la concentración media de los distintos elementos analizados en los dos grupos de rocas sedimentarias consideradas. Como puede observarse, muestra una cierta uniformidad en el contenido de los diversos elementos.

Valores de 500 ppm en Ba, 70 ppm en Cu, 5 ppm en Mo, 1 ppm en Ag y 20 ppm en Pb, pueden usarse como valores normales máximos cuando la interpretación geoquímica se hace a base de muestras de roca.

5.4.1.4. *Rocas Igneas Intermedias.*- Las rocas ígneas intermedias se han dividido en dos grupos: a) rocas intrusivas intermedias, predominantemente de composición granodiorita a cuarzdiorita y de edad Jurásica-Cretácea, y b) rocas hipoabisales dacíticas y andesíticas del Terciario tardío.

Exceptuando el diagrama de elementos mayores Fe, Ca, Mg, Fig. 42 (a) en ningún otro de los diagramas considerados se observó una distinción clara entre los pórfidos andesíticos y los dacíticos.

En la Figura 42(b) se observa una distinción clara entre las rocas intrusivas y los pórfidos, marcada por la tendencia de estos últimos a agruparse en valores altos de Sr, mientras que en las primeras se agrupan en valores altos de Ba.

La Figura 43 muestra los diagramas de correlación de: (a) Fe/ (Fe + Mg) -Sr/Ca, (b) Fe/ (Fe + Mg) -Ba/Ca y (c) Ba/Sr, para los dos grupos de rocas.

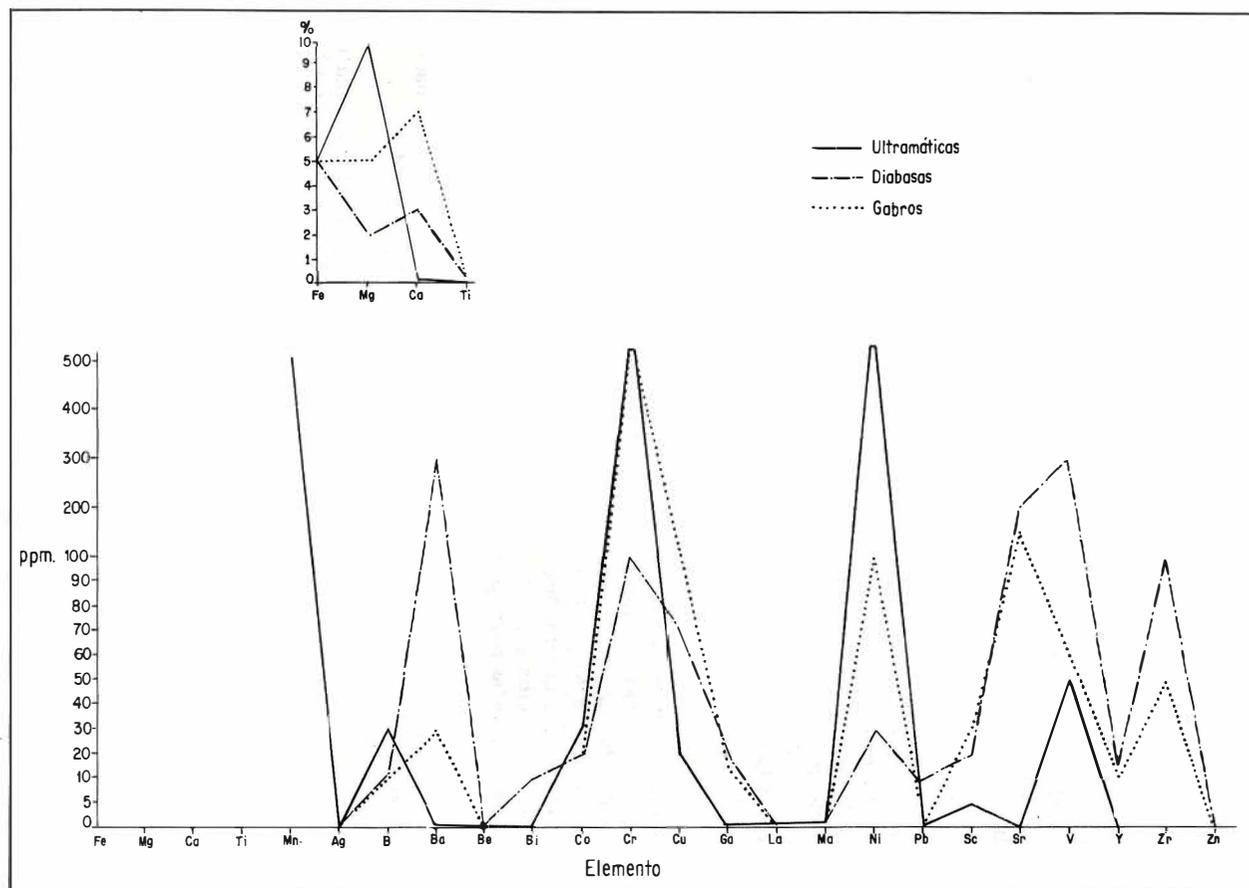
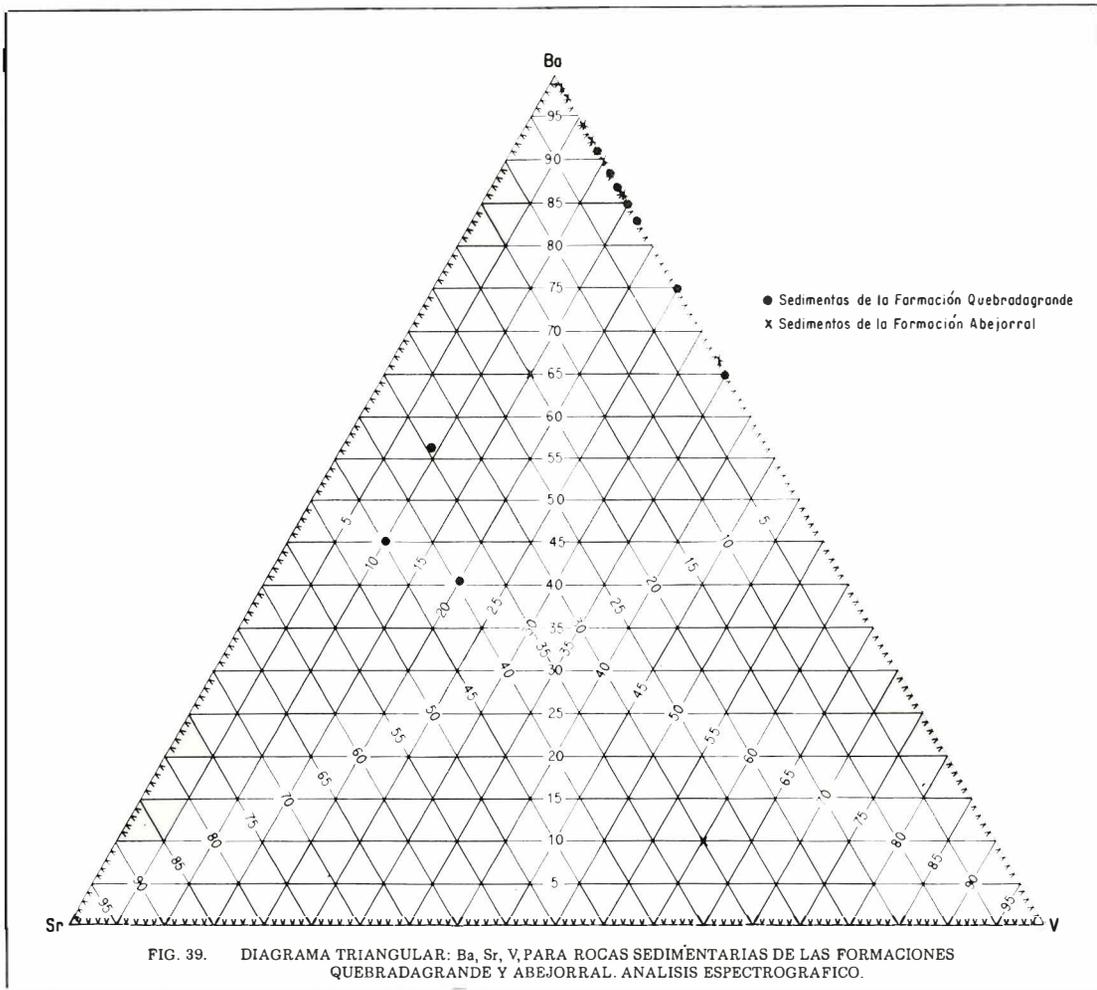


FIG. 38. GRAFICO DE CONCENTRACION MEDIA DE ELEMENTOS EN ROCAS ULTRAMAFICAS, DIABASAS Y GABROS. ANALISIS ESPECTROGRAFICO.



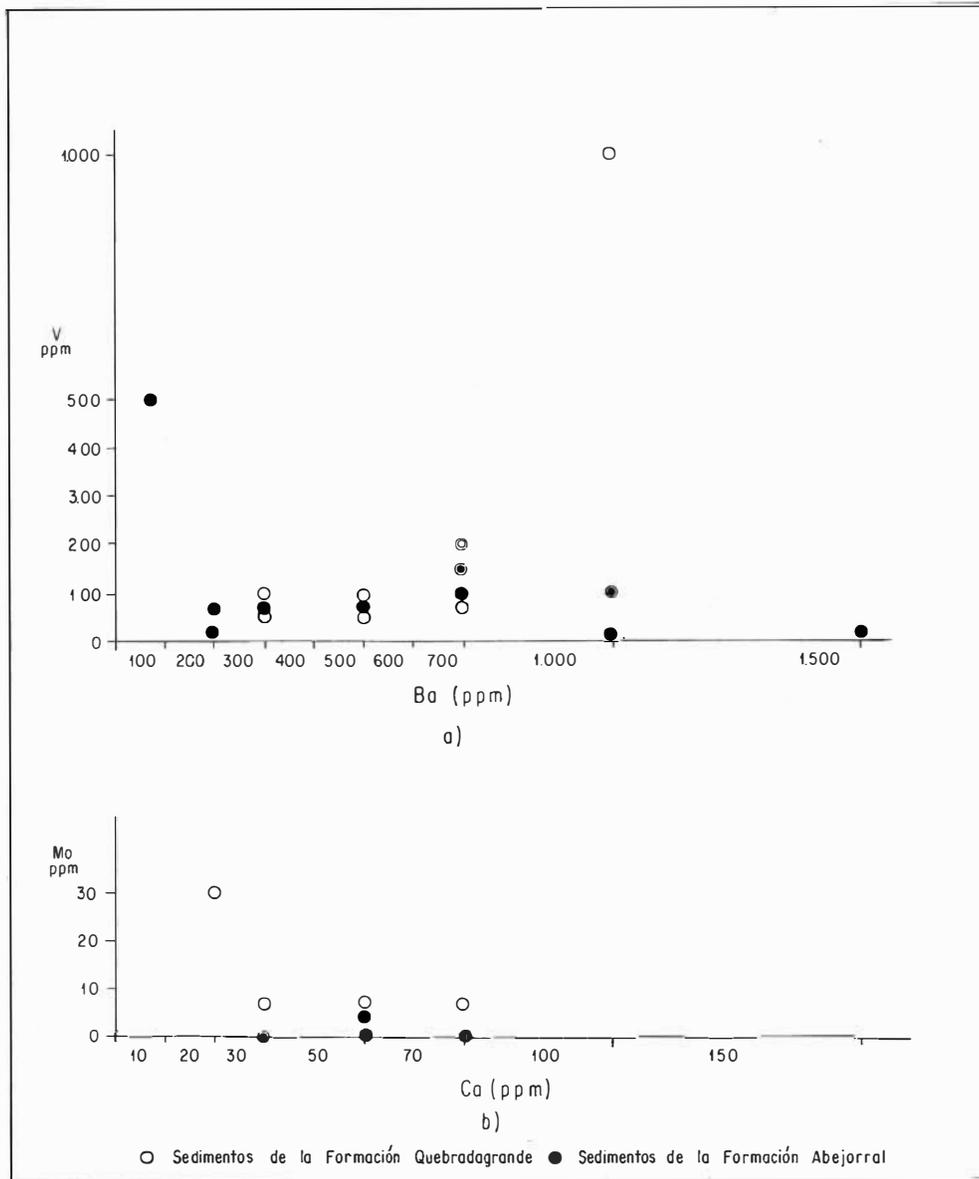
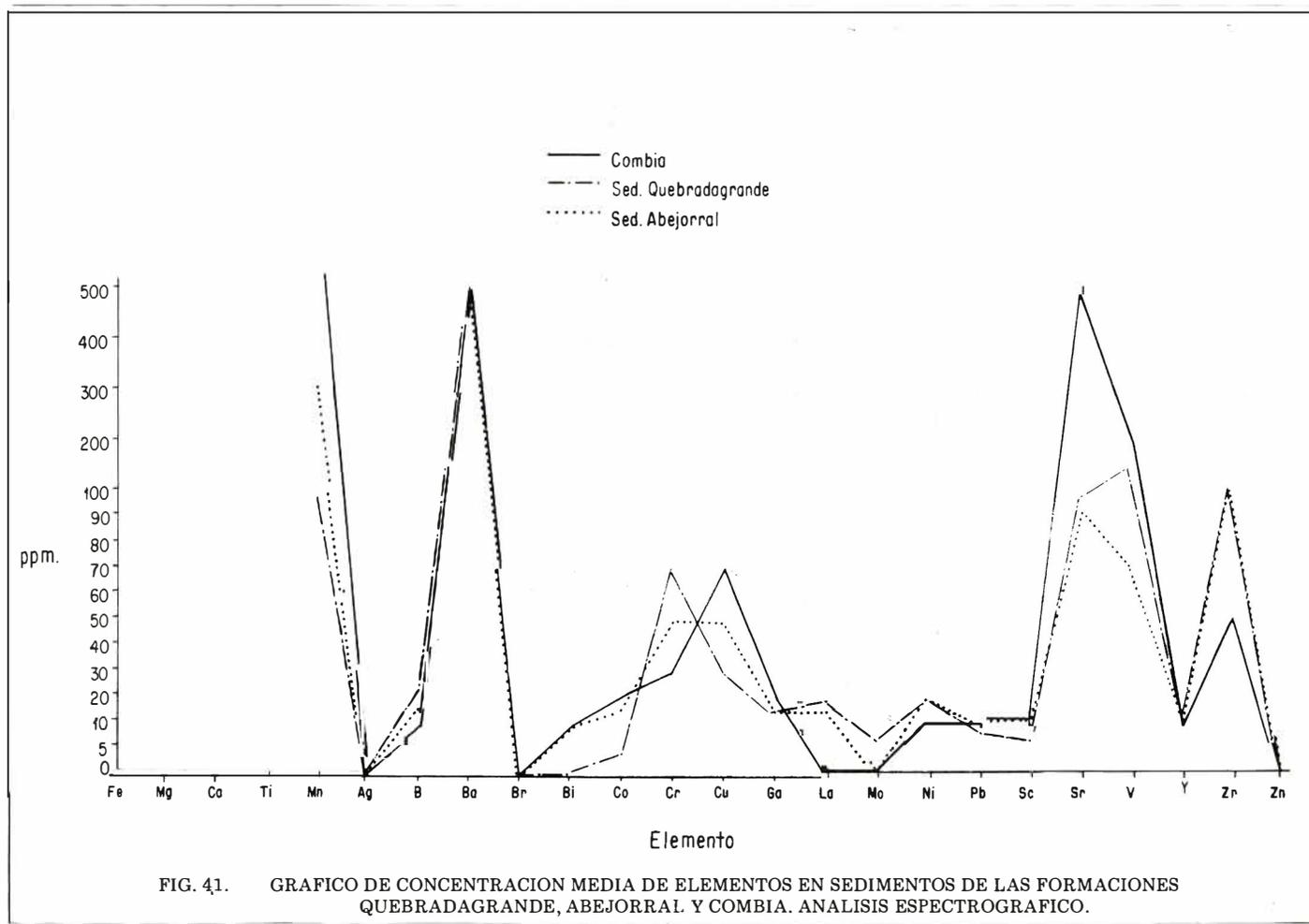
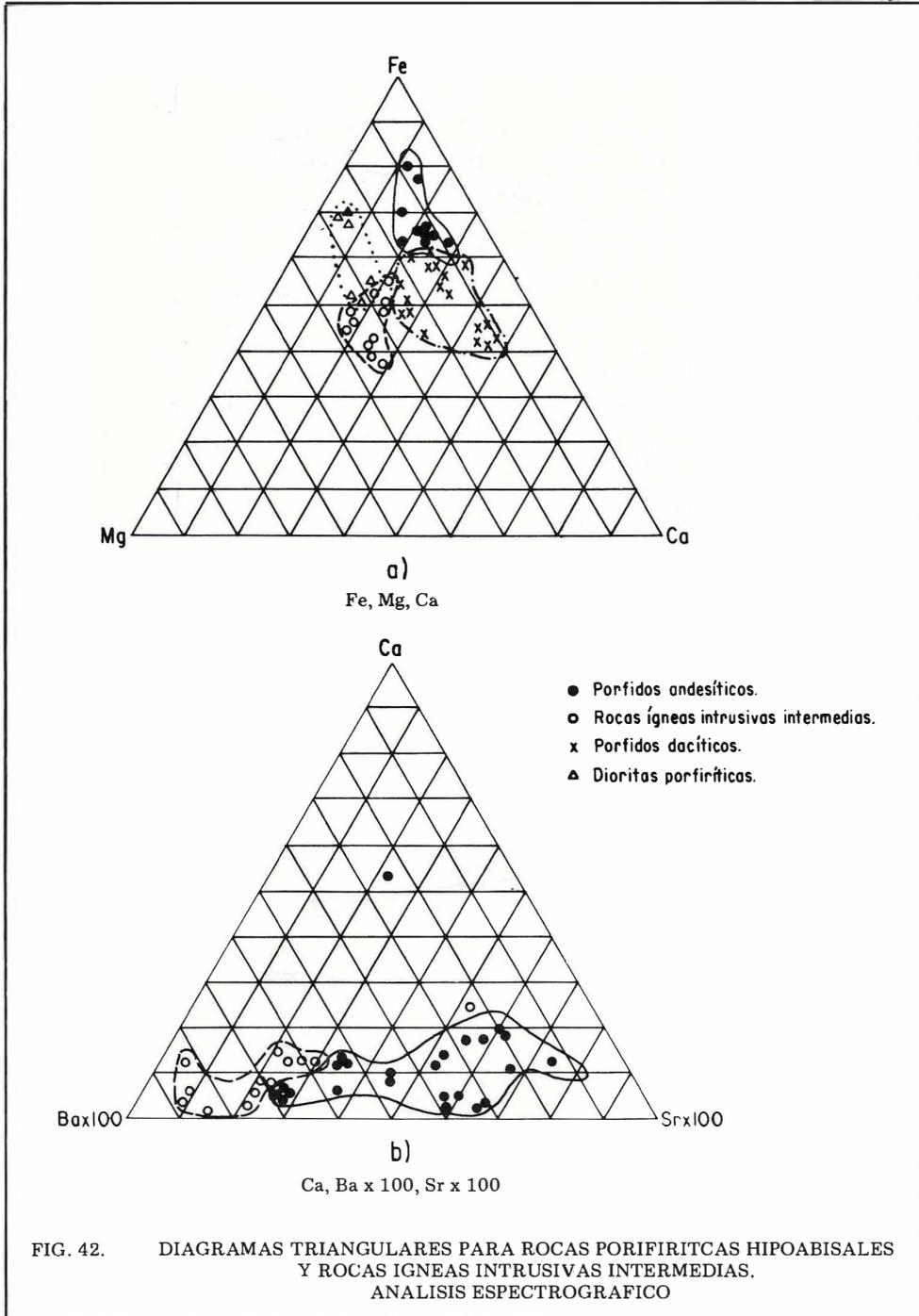


FIG. 40. DIAGRAMAS DE CORRELACION, a) V CONTRA Ba, b) Mo CONTRA Ca, PARA SEDIMENTOS DE LAS FORMACIONES QUEBRADAGRANDE Y ABEJORRAL. ANALISIS ESPECTROGRAFICO.





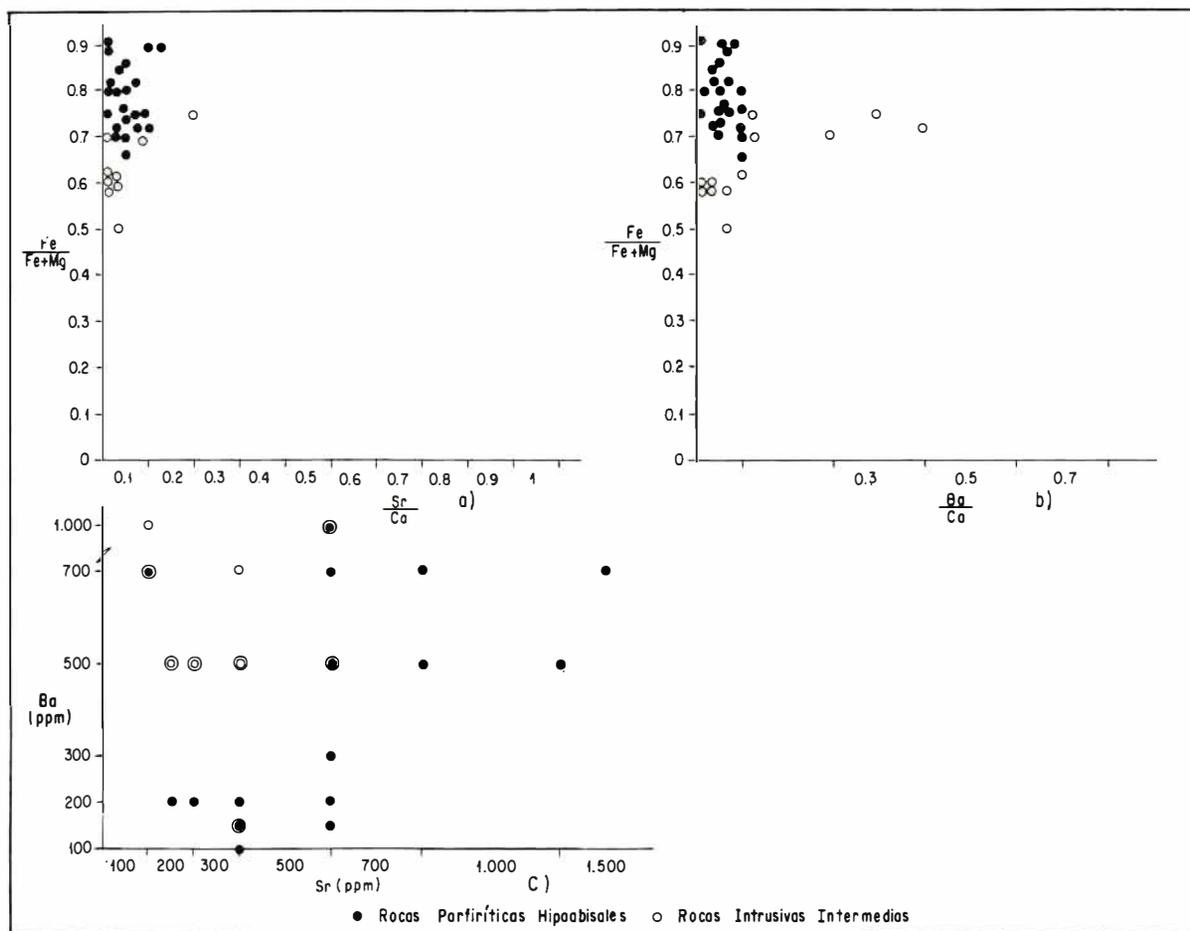


FIG. 43. DIAGRAMAS DE CORRELACION PARA ROCAS PORFIRITICAS HIPOABISALES Y ROCAS IGNEAS INTRUSIVAS. ANALISIS ESPECTROGRAFICO.

En la Figura 43(a) se observa que los pórfidos por lo general tienen un índice de diferenciación más alto (mayor de 0,66) con una relación Sr/Ca entre 0,01 y 0,13; en las rocas intrusivas el índice de diferenciación varía entre 0,5 0,75 y la relación Sr/Ca entre 0,01 y 0,2 pero con tendencia a agruparse alrededor de 0,02.

En la Figura 43(b) se observa que la relación Ba/Ca es mucho más amplia (0,01-0,5) para las rocas intrusivas intermedias que para los pórfidos.

En la Figura 43(c) se observa la tendencia del Ba a tener valores más constantes, alrededor de 500-700 ppm en las rocas intrusivas, mientras que en los pórfidos este elemento presenta una dispersión muy amplia (100-1.000 ppm). Lo mismo acontece con el Sr.

En la Figura 44 se muestra la concentración media de los distintos elementos analizados en ambos tipos de roca. Las rocas intrusivas intermedias tienen valores más altos en Mg, Ti, B, Bi, Co, Cr, Ca, Ni y Sc, mientras que los pórfidos tienen valores más altos en Mo, Pb y Sr.

Asociados a pórfidos dacíticos y/o andesíticos se encuentran la mayor parte de las mineralizaciones de importancia relativa conocidas en el área y esto podría explicar las diferencias que se observan con respecto a las rocas intrusivas intermedias en los distintos diagramas considerados.

Valores en los pórfidos, de 500 ppm en Ba, 30 ppm en Cu, 30 ppm en Pb, 5 ppm en Mo, 0,5 ppm en Ag y 200 ppm en Zn, se deben tomar como valores normales máximos cuando la interpretación se hace con base en muestras de roca.

5.4.2. INTERPRETACION GEOQUIMICA DE SEDIMENTOS ACTIVOS

Los sedimentos activos tomados en los ríos o quebradas constituyen una muestra representativa de la zona drenada por éstos y su composición representa en promedio, la composición química de las rocas de la cuenca. Es por esto que bajo condiciones normales, el análisis químico de los materiales transportados por corrientes de

agua se puede utilizar para determinar o definir posibles mineralizaciones en un área (HAWKES, 1961).

En el área de trabajo se recolectaron 1.275 muestras de sedimentos activos discriminados así: 1.067 de finos seleccionados y 208 de concentrados en batea.

5.4.2.1. *Sedimentos Activos Finos Seleccionados.* En la determinación de los valores normal y umbral para los distintos elementos se tuvieron en cuenta los siguientes factores:

- a) Para los elementos que presentan dos poblaciones, el valor umbral está representado por el quiebre entre la primera y segunda población.

Cuando se encuentran más de dos poblaciones, por lo general la tercera tiene valores altos pero erráticos; esto puede deberse a contribuciones anormales de la actividad humana en el área.

- b) Para aquellos elementos como Ag, As, Pb, Mo, Zn que no fueron detectados en el 90% o más de las muestras analizadas, se consideró como valor umbral el límite inferior de detección para el respectivo elemento y por lo tanto, cualquier valor detectado en los sedimentos finos se ha considerado anómalo.

En mapas a escala 1:100.000 se colocaron los valores, en ppm, en los elementos a interpretar Ag, As, Ba, Sr, Cu, Mo, Pb, Zn, Cr, Ni y se delimitaron las áreas con valores mayores que el valor umbral de cada elemento, para definir las distintas anomalías (Pl. I).

Los valores normal y umbral para los elementos indicadores se encuentran en el Cuadro 19.

En las áreas anómalas así determinadas, fueron comparados los valores obtenidos en los sedimentos activos con el valor promedio obtenido en roca, para definir si correspondían a una anomalía verdadera o ésta era aparente.

Para ello, se colocó el mapa de anomalías sobre el mapa geológico y se determinó sobre qué tipo de roca estaba la anomalía considerada; una vez determinada ésta se buscó el valor normal obtenido para

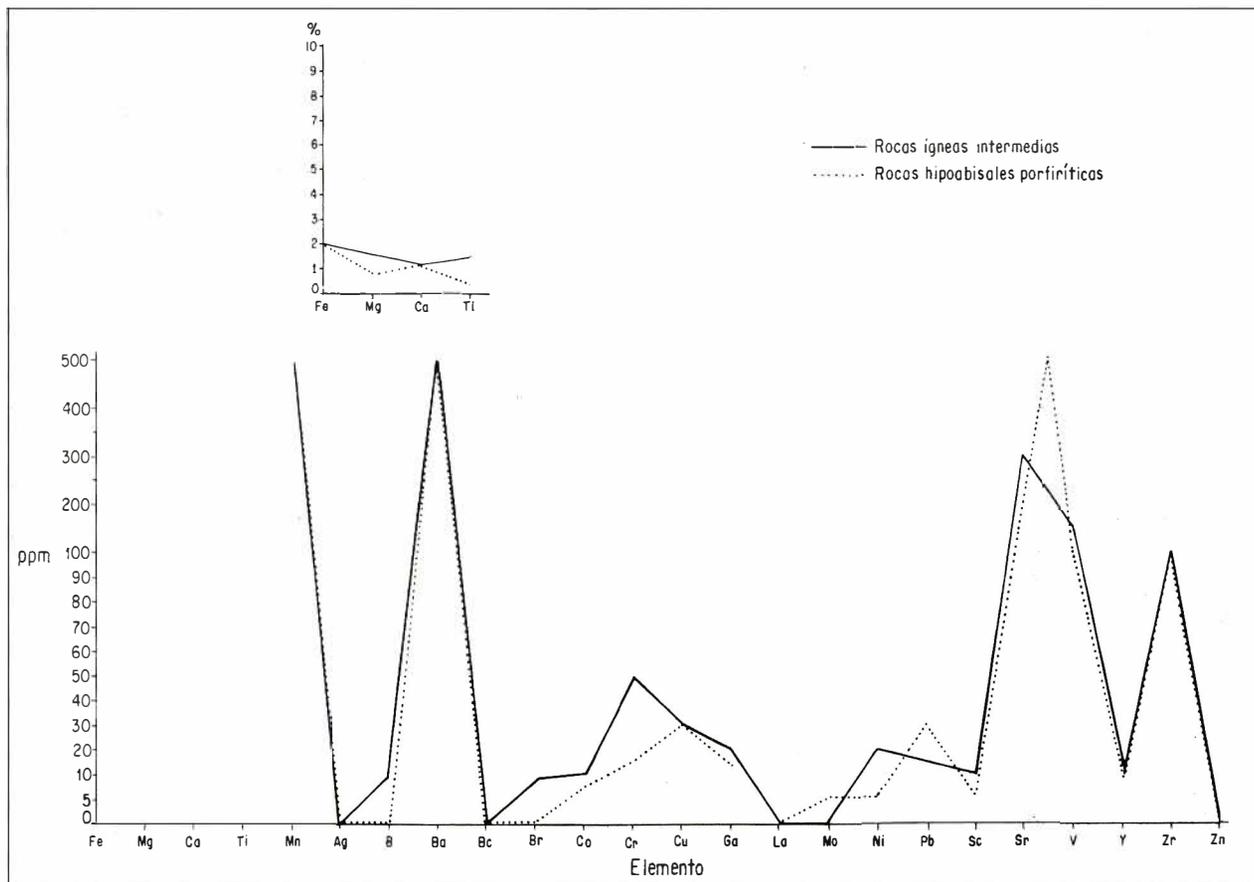


FIG. 44. GRAFICO DE CONCENTRACION MEDIA DE ELEMENTOS EN ROCAS HIPOABISALES PORFIRITICAS Y ROCAS IGNEAS INTERMEDIAS. ANALISIS ESPECTROGRAFICO.

esta unidad roca (Cuadro 18) y se comparó con el valor umbral en el área anómala. Si esto era mayor que el que se tenía para la unidad roca, se consideró que el área era anómala; en el caso contrario se consideró como una anomalía aparente. Cuando la anomalía inicial coincidía con varios tipos de roca, se consideró el valor normal de aquella unidad roca en la cual estaba localizada la mayor parte del drenaje en el cual se tomó la muestra. Aunque en este sistema no se consideran todos los factores que influyen en la formación de los sedimentos activos, se considera como una primera aproximación que sirvió para definir las anomalías geoquímicas en el área.

Con éste método quedaron eliminadas las anomalías aparentes definidas para Cr y Ni, pues todas quedaban sobre rocas ultramáficas, cuyos valores promedios en roca eran iguales o mayores que los valores anómalos definidos para el conjunto de sedimentos activos finos.

De las anomalías geoquímicas así definidas durante el muestreo regional no se efectuó ninguna comprobación o verificación de campo, pero se indican en el presente estudio por considerarlas de interés para estudios detallados o verificaciones futuras.

Elemento	Valor normal (ppm)	Valor umbral (ppm)
Ag	< 0,5 (L.D.)	0,5 *
As	< 200 (L.D.)	200 *
Ba	300	500
Sr	200	500
Cr	70	150
Ni	30	70
Cu	20	50
Mo	< 5 (L.D.)	5 *
Pb	< 10 (L.D.)	10 *
Zn	< 200 (L.D.)	200 *

L.D. Límite inferior de detección

* Valor no determinado menor que el indicado.

CUADRO No.19. Valores estadísticos normal y umbral para elementos indicadores. Análisis espectrográfico de sedimentos activos finos seleccionados, malla 80

Las anomalías así definidas (Pl. I) fueron las siguientes:

1. Anomalía de las quebradas La Loma, Chochos y Fría, entre W-1 y W-3.

La superposición de varias anomalías indica que óxidos de Mn provenientes de la ocurrencia de este mineral en la misma área, pueden estar sirviendo como coprecipitadores, fijando selectivamente cationes de Cu, Zn, Ni, Cr, Ba, Sr; aunque se trata en este caso de una anomalía aparente para Cu, Zn, Ni, Cr, Ba y Sr, podría ayudar a determinar nuevas ocurrencias de manganeso en el área. Además, a lo largo de la Quebrada la Loma (W-1), controlada por la Falla de Romeral, se conocen algunas manifestaciones de calcopirita.

2. Anomalía entre Caramanta y Valparaiso (W-6) para Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, asociada al contacto entre pórfidos andesíticos hombléndicos y a la Formación Combia con zonas de oxidación intensa. Esta anomalía está confirmada por algunas mineralizaciones, con abundante pirita que se observaron en el campo.
3. Anomalía en W-6, 7, para Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, en el contacto entre los esquistos anfibólicos del Cauca y rocas hipobasales porfiríticas. En ambos tipos de roca aparecen algunos valores altos dispersos para Cu y se observó molibdenita diseminada en los planos de diaclasa del pórfido.
4. Anomalía al suroeste de Aguadas (a-5,6) para Cr, Ni, Cu. Superponiendo los valores promedio para rocas máficas, desaparece la anomalía para Cr y Ni, pero permanece la de Cu. En esta área no se conoce ninguna mineralización.
5. Anomalía de Quebrada La Mica (a-6); para Cu, Mo, Zn, Ba, Sr. Los valores altos en Ba están relacionados con rocas sedimentarias. En el área de esta anomalía se encuentran algunas manifestaciones de mercurio.
6. Anomalía del Río Pozo (b-7) para Cu, Mo, Ag, asociada a rocas sedimentarias cretáceas de la Formación Abejorral; no se conocen mineralizaciones en el área.

7. Zona entre San Bartolomé (a-7) y Arma (a-5) a lo largo de la zona de Falla de Romeral, con algunos valores altos pero dispersos y erráticos de Cu, Mo, Ag, Zn.

En esta área se conocen algunas manifestaciones con abundante piritita y algo de calcopirita.

8. Anomalía del Río Chambery (a-8) para Cu, Mo, Pb, Zn, Ba. Los valores altos en estos elementos están relacionados con rocas sedimentarias intercaladas en rocas diabásicas a lo largo de una falla parcialmente cubierta por aluviones. Valores altos en Ba son comunes en las rocas sedimentarias de origen marino.
9. Anomalía en la parte alta del Río San Lorenzo y algunos de sus afluentes (b-7) para Mo, Zn, Ag, asociada a rocas sedimentarias cretáceas. No se conocen mineralizaciones en el área.
10. Anomalía del Río Pocito (a-7, b-7) para Mo, Zn, con algunos valores dispersos de Ag. Está relacionada con sedimentos cretáceos de la Formación Abejorral y con rocas diabásicas cubiertas en parte por cenizas volcánicas. Estas cenizas están compuestas por materiales sueltos, fácilmente disgregables y por lo tanto su contribución a la formación de los sedimentos activos, debe ser tenida en cuenta en el estudio geoquímico detallado del área.
11. Anomalía en afluente de la Quebrada Frisolería al noroeste de San Félix (b-8) para Mo y Zn, asociada a rocas diabásicas y a los sedimentos marinos intercalados en éstas. No se conocen mineralizaciones en el área.
12. Anomalía para Mo, valores dispersos, en los nacimientos del Río Arma y en la quebrada Guayaquil (b-8), cerca al contacto fallado de la Formación Valle Alto con cuarcitas y el Batolito de Sonsón.
13. Anomalía de Quebrada Picarra (b-7). Esta quebrada drena el Batolito de Sonsón y sedimentos de la Formación Abejorral y presenta algunos valores aislados de Mo, que no muestran asociación con otros elementos.
14. Valores dispersos de As en la zona de pórfidos de Marmato (w-5,6), relacionados probablemente con las mineralizaciones con arsenopirita conocidas en el área.
15. Al oeste de Palermo (W-4), en quebradas que drenan la Formación Combia se detectó Zn. Estos valores no están relacionados con ningún otro elemento y es probable que representen una contaminación en el área, producida por la actividad humana en la explotación cafetera.

5.4.2.2. Sedimentos concentrados en Batea.-

Para complementar el estudio geoquímico en el área de Marmato, cuadrículas w-5, 6, 7, 8, conocida por su potencial aurífero, se tomaron 208 muestras de sedimentos concentrados en batea.

Por las características mineralógicas de estos sedimentos, se escogieron como elementos indicadores Ag, As, Ba, Sr, Cr, Ni, Cu, Mo, Pb, Zn. La interpretación de los valores obtenidos a partir de los análisis espectrográficos se hizo en la siguiente forma:

- Se determinaron los valores umbral y normal para cada uno de los elementos por medio de histogramas y curvas de frecuencia acumulativa (Figs. 28 a 32). Los resultados se muestran en el Cuadro 20.
- El valor normal se obtuvo tomando sobre las curvas de frecuencia acumulativa el valor medio (50%), y para aquellos elementos que no fueron detectados en el 90% o más de las muestras, el valor normal y el umbral están por debajo del límite inferior de detección del espectrógrafo y por lo tanto cualquier valor detectado se consideró anómalo.
- Se colocaron sobre mapas a escala 1:100.000 los valores correspondientes a estos elementos y se delimitaron las zonas con valores mayores al valor umbral.

Los elementos indicadores en los sedimentos concentrados en batea, fracción no magnética, no se trataron individualmente sino en forma conjunta tratando de definir anomalías superpuestas; sin embargo, conviene anotar que con tan pocas muestras y su distribución no uniforme, no pueden considerarse como una población estadísticamente homogénea.

Las anomalías más importantes para elementos superpuestos son las siguientes (Plancha I):

1. Zona de la variante Pintada - Supía entre w-5 y w-6. En esta área se superponen anomalías para los siguientes elementos o pares de elementos: Cu; Ba-Ag; Zn; Ag-Pb-Zn y Au-Ag.

Esta anomalía está asociada a los pórfidos de Marmato y a la zona de contacto de éstos con los esquistos anfibólicos del Cauca. Es de anotar que en los nacimientos de algunas de las quebradas que drenan el área se encuentran las minas nacionales de Marmato y Echandía, que arrojan las colas resultantes de la cianuración a ellas; en un estudio detallado del área debe tenerse en cuenta la contaminación resultante.

Elemento	Valor normal (ppm)	Valor umbral (ppm)
Ag	< 0,5 (L.D.)	0,5 *
As	< 200 (L.D.)	200 *
Ba	300	1000
Sr	< 100 (L.D.)	200 *
Cr	150	500
Ni	30	70
Cu	50	100 *
Mo	< 5 (L.D.)	5 *
Pb	< 10 (L.D.)	70 *
Zn	< 200 (L.D.)	200 *

L.D.: Límite inferior de detección

* Valor no determinado menor que el indicado.

VALORES ESTADÍSTICOS NORMAL Y UMBRAL PARA LOS ELEMENTOS INDICADORES ANALISIS ESPECTROGRAFICO DE SEDIMENTOS CONCENTRADOS EN BATEA, FRACCION NO MAGNETICA. EN EL AREA DE MARMATO

CUADRO No. 20.

2. Parte media de las quebradas La Palma y Vequedo (w-5), con valores anómalos para Ag, Pb, Zn, As. En esta área afloran pórfidos andesíticos y dacíticos y se conocen algunas mineralizaciones con piritita y calcopirita, pero ninguna de ellas está en explotación.
3. Afluentes Río Supía (w-7); se encuentran valores anómalos dispersos para los

siguientes elementos: Ag, Zn, Ba y Au. En esta zona se encuentran algunos aluviones auríferos en explotación y la mayor parte de estos ríos o quebradas drenan pórfidos andesíticos o dacíticos con manifestaciones de piritita y calcopirita.

5.4.2.3. Oro.- Se describe aparte este elemento por haberse empleado un método diferente de análisis para su detección.

Durante el muestreo geoquímico en el área de pórfidos, comprendida entre las cuadrículas w -5 y w -8, se observó macroscópicamente oro en los sedimentos concentrados en batea en la mayor parte de las quebradas que drenan el área. Sin embargo, en ninguna de las muestras analizadas espectrográficamente se encontraron valores por encima del límite inferior de detección (10 ppm); por este hecho se decidió analizar algunas de las muestras de sedimentos concentrados en batea, colectadas en el área por el método de absorción atómica, debido a su mayor precisión y por tener un límite de detección sensiblemente menor (0,05 ppm).

Se analizaron 41 muestras de concentrados, de las cuales 29 tienen valores que oscilan entre 0,33 y 1.095 ppm y sólo en 12 de ellas no fue detectado este elemento.

La poca cantidad de muestras analizadas y su amplia distribución no permite hacer un tratamiento estadístico adecuado, pero es claro que el área requiere un estudio más detallado, pues además de presentar valores tan significativos en oro, es una zona donde afloran rocas porfiríticas a las cuales están asociadas la mayor parte de las mineralizaciones conocidas en la región. De las muestras de roca tomadas en el área no se hizo análisis por absorción atómica para oro.

En la Plancha I se muestra la distribución de los resultados en muestras de concentrados analizadas por absorción atómica para oro.

5.5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El estudio geoquímico regional realizado en el área y los resultados de los análisis de muestras de roca de sedimentos activos y de sedimentos concentrados en ba-

tea, condujo a las siguientes conclusiones y recomendaciones:

1. Las distintas unidades son diferenciables entre sí por el contenido medio de Fe, Mg, Ca, Ba, Sr, Cr, Ni, Co, V, Zr, Ti. La mayor parte de los demás elementos determinados permanecen constantes en los distintos tipos de roca.

Los diagramas triangulares para los distintos elementos en los gabros y diabasas indican una diferenciación a partir de un magma basáltico toleítico.

2. En las zonas con cubierta tobácea debe tenerse en cuenta, para la interpretación geoquímica, el aporte de material suelto proveniente de las tobas, pues éstas son fácilmente disgregables y su aporte a la formación de los sedimentos activos es considerable.
3. Las mineralizaciones de Au, Ag están marcadas por anomalías superpuestas para dos o más elementos tales como: Mo, As, Ba, Pb, Zn, Sr.
4. Las mineralizaciones conocidas en el área, exceptuando las de Marmato, se manifiestan por anomalías de poca magnitud, tanto en el tamaño como en la concentración de valores anómalos. Estas anomalías son similares a las encontradas en zonas de mineralización no conocida y por lo tanto es posible que, si existen nuevas mineralizaciones, éstas sean de dimensiones similares a las ya conocidas.
5. En el área de Marmato, a pesar de haberse observado calcopirita y zonas de oxidación con minerales de cobre, los valores obtenidos en sedimentos activos para este elemento son relativamente bajos. Por lo tanto en futuras exploraciones en esta área debe tenerse en cuenta el pH de las corrientes muestreadas, para determinar el tipo de muestra y sistema de interpretación más conveniente y realizar un muestreo de las zonas de oxidación que se encuentran en el área.
6. Las anomalías obtenidas en la interpretación de los sedimentos concentrados en batea, son similares a las obtenidas con los sedimentos activos finos aunque por lo general con valores más altos. So-

lo hay un contraste muy marcado en los resultados obtenidos por Au, siempre y cuando el análisis se haya efectuado por absorción atómica.

7. Los drenajes anómalos más importantes asociados a zonas de mineralizaciones conocidas y donde debe hacerse un estudio más detallado, son los siguientes:

a) Río Arquía, Quebrada Chiropotó y afluentes que drenan el área de Marmato (w-5, 6, 7, 8). Existen contenidos anómalos para Au, Ag, As, Cu, Mo, Zn, Pb, Ba.

b) Área entre Caramanta y Valparaíso (w-5, 6) en la parte media de las quebradas La Palma y Vequedo. Presenta contenidos anómalos para: Au, Ag, Zn, Cu, Mo, Ba.

c) Zona de pórfidos entre Supía y Rio-sucio (w-6, 7). Presenta contenidos anómalos para Au, Ag, Zn, Cu, Mo, Ba, Sr.

d) Zona de Falla de Romeral entre Arma y La Merced (entre a-5 y a-8) con algunos valores anómalos para Cu, Mo, Zn, Ag.

e) Zona de Quebrada La Loma y afluentes entre w-1, w-4, para manganeso, usando como indicadores anomalías superpuestas de Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Ba, Sr.

f) Zona de la Quebrada La Mica (b-6) donde se conocen algunas manifestaciones de Hg, Los elementos asociados son: Cu, Mo, Zn, Ba, Sr.

8. Los drenajes anómalos más importantes, en áreas de mineralizaciones no conocidas, son:

a) Área del Río Pozo (b-7); presenta contenidos anómalos para Cu, Mo, Ag.

b) Área del Río Chambery (a-8); presenta concentraciones anómalas para Cu, Mo, Ag, Zn, Ba. En esta área debe tenerse en cuenta la intensa actividad agrícola y la presencia de material coluvial.

- c) Area de los nacimientos del Río San Lorenzo y algunos de sus afluentes (b-7); presenta contenidos anómalos para Mo, Zn, Ag.
- d) El área del Río Pocito, (b-8, a-8); presenta contenidos anómalos de Mo, Zn, Ag. Debe tenerse en cuenta la influencia de las cenizas volcánicas que abundan en el área.
9. El área más promisoría para futuras exploraciones es la zona de rocas porfiríticas comprendida entre el límite suroeste (w-8) y La Pintada (w-4) donde, por las manifestaciones conocidas y las anomalías determinadas en este estudio, se justifica una exploración detallada.
10. El muestreo geoquímico regional con base en sedimentos activos en áreas de geología complicada, cambios bruscos en la topografía y fuertes pendientes, tiene dificultades de interpretación, pues es difícil aislar cada uno de los factores que intervienen en la formación de los sedimentos. El resultado obtenido en este informe es una primera aproximación, pues solo se hizo la corrección por litología.
11. Las mayores concentraciones de Sr. se encuentran asociadas con fallas en el Batolito de Sonsón. También se observa variación en el contenido de este elemento con el cambio en el grado de metamorfismo, indicando una removilización dinámica y metamórfica del Sr.
12. Las anomalías definidas por sedimentos activos finos para Cr y Ni se anulan al considerar los tipos de roca que se encuentran sobre ellos: gabros, rocas ultramáficas serpentinizadas y diabasas. El Cr es un elemento poco móvil y por ello sólo valores mayores de 5000 ppm, asociados a las rocas ultramáficas, estarían indicando concentraciones anómalas.
- A valores altos en Cr y Ni corresponden también valores relativamente altos en Co.
13. La interpretación de los resultados obtenidos en los distintos tipos de sedimentos activos, debe hacerse sobre muestras recolectadas sobre una misma unidad-roca para minimizar las correcciones necesarias.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

Aunque el empeño principal fue la cartografía geológica regional, conjuntamente con ésta se hicieron visitas a las mineralizaciones conocidas en el área, pero sin llegar a hacer un estudio detallado de ninguna de ellas, pues ya habían sido descritas por Hall et. al. (1970) en el informe sobre los recursos minerales de la Zona II del Inventario Minero Nacional. En este capítulo se considera la misma área tomada para el muestreo geoquímico regional y las referencias se hacen con relación a la Plancha I.

Los depósitos más importantes están indicados en el Cuadro 21.

6.1. ORO Y PLATA

Al iniciar la descripción de los distintos elementos deben mencionarse en primer lugar estos dos, ya que la historia y el desarrollo de la minería en Antioquia y Caldas han estado íntimamente relacionadas a la explotación del oro y de la plata como subproducto.

A pesar de encontrarse en el área estudiada intrusiones batolíticas de gran extensión, las zonas mineralizadas son escasas, exceptuando el área de Marmato donde la mineralización está relacionada con pórfidos andesíticos terciarios y algunos pequeños filones lo están con los batolitos Antioqueño y de Sonsón.

Además se explotan en pequeña escala algunos aluviones en los ríos Cauca, Supía y algunos de sus afluentes.

6.1.1. MINAS DE MARMATO - ECHANDIA

Los filones auríferos se encuentran relacionados a stocks andesíticos terciarios que cortan esquistos cuarzo-sericiticos, esquistos anfibólicos y el miembro superior de la Formación Amagá (Plancha I, w-6).

Esencialmente la mineralización está constituida por pirita, marmita (esfalerita rica en Fe) con cantidades menores de galena, arsenopirita, pirrotina, y calcopirita en ganga de cuarzo y calcita, con oro nativo y asociado molecularmente a la pirita. En Echandía, se encuentran además algunas sulfosales y cinabrio.

LOCALIZACION	METAL O MINERAL	CARACTERISTICAS
Marmato (w-7)	Au, Ag	Minas nacionales explotadas rudimentariamente; zona con posibilidades económicas favorables.
Supía (w-7)	Au	Zona aluvial de gran extensión explotada rudimentaria y esporádicamente. Fue dragada hasta 1950.
San Bárbara (W-1)	Mn	Lentes de mineral de manganeso en la Formación Quebradagrande. Explotación ocasional.
San Félix (b-8)	Mn	Lentes de mineral de Mn en cuarcitas. Explotación ocasional.
El Cairo (a-3) Quebrada El Biadal (c-2)	Mármoles Mármoles	Fábrica de Cementos El Cairo. Lentes de mármol en esquistos cuarzo-sericíticos; pueden explotarse para la obtención de cal agrícola.
La Unión (b-1)	Arcillas	Caolines de buena calidad para la industria cerámica y de refractarios.
La Ceja (a-1)	Feldespatos	Lentes de pegmatita explotados por Locería Colombiana.
La Cristalina (a-1)	Cu	Mineralización con calcopirita en anfibolita.
Pantano Negro (a-3) y Santa Rosa (b-5)	Arcillas	Estratos de arcillolita en la Formación Abejorral explotados por Locería Colombiana.
Amagá (w-1)	Carbón	Mantos de carbón explotados en pequeña escala por distintas personas.
Este de Sonsón (c-4 y d-5)	Feldespatos	Aplitas y cuarzodioritas leucocráticas como facies ácida del Batolito de Sonsón.
Ríos Arma y Poblano	Agregados	Fuente potencial de materiales para agregados para la industria de la construcción de Medellín.

CUADRO 21. RECURSOS MINERALES DE IMPORTANCIA ECONOMICA EN EL AREA DE LA PLANCHA I.

En la zona no explotada se observó abundante pirita diseminada, relleno de microfisuras y marcando los planos de diaclasamiento, con cantidades menores de calcopirita y molibdenita diseminadas.

6.1.1.1. *Alteración.*- Una de las características más sobresalientes, en algunos de los cuerpos de rocas porfíricas en el área, es la intensa alteración que presentan. Los afloramientos aparecen cubiertos por una costra, de espesor variable, de óxidos de hierro de color amarillo a pardo amarillento por oxidación de los sulfuros contenidos originalmente en la roca, cuando ésta es rica en ellos; cuando es pobre en minerales de hierro

o cuando han sido lixiviados; la roca toma un color gris claro a blanco debido a la abundancia de minerales claros como calcita, sericita y cuarzo que reemplazan los minerales oscuros en la roca.

Los procesos de alteración afectan tanto los pórfidos dacíticos como los andesíticos y por lo general están asociados a zonas de mineralización como en Marmato (w-7), Combia (w-1), Vendecabeza (w-7), quebradas Vequedo (w-6), La Palma (w-6), y La Torre (c-6, 7), (ver Cuadro 22).

La mayor parte de la alteración es probablemente de origen hipogénico, aunque

CUERPO	TIPO DE ALTERACION			
	POTASICA	PROPLITICA	SERICITICA	SULFUROS PRIMARIOS
Marmato (w-7)	Ortosa en plag., biotita	Clorita+Calcita ± epidota	Sericita+pirita +Cuarzo	Pirita - marmatita calcopirita -galena
Combia (w-1) Vendecabeza (w-7) La Torre (c-7)		Calcita	Sericita + Pirita Pirita + cuarzo	Pirita aurífera Pirita aurífera
Qda. Vequedo (w-5, 6) Quiebralomo (w-7) Puente Linda (c-5) Q. Juan Tapado (w-8)		Clorita + calcita	Pirita + cuarzo + sericita	Pirita - calcopirita -marmatita
		Calcita	Sericita + Pirita	Pirita aurífera
		Epidota+clorita	Sericita + caolín	Pirita
			Sericita + caolín	Pirita - blenda

CUADRO 22. ALTERACION HIDROTHERMAL EN ALGUNOS CUERPOS DE ROCAS PORFIRITICAS EN EL AREA DE LA PLANCHA I.

es posible que procesos supergénicos hayan ejercido alguna influencia en el área de Marmato.

Aunque estas mineralizaciones no corresponden esencialmente a los depósitos conocidos como "pórfidos cupríferos", en esta descripción se seguirá la nomenclatura empleada por Lowell and Guilbert (1970). No se hizo un estudio detallado de ninguno de los cuerpos para definir si existe o no un zonamiento en la alteración, pero por lo que se pudo observar a grandes rasgos, parece que éste no existe y que más bien hay superposición de una zona a otra.

Alteración Potásica.- Feldespato potásico secundario se encuentra en venas o parches irregulares en plagioclasa. Biotita en nidos, probablemente de origen hidrotermal, se encuentra asociada a magnetita en el área de Marmato donde además, cerca a los filones se observan efectos de silicificación.

Alteración Propilítica.- La propilitización tiene como fases esenciales: clorita, calcita y ocasionalmente epidota.

La clorita se encuentra como producto de alteración de hornblenda y ocurre tanto en agregados como en láminas anhedrales, con colores de interferencia anómalos de primer orden.

La calcita se encuentra como producto de alteración de plagioclasa y asociada a clorita reemplazando hornblenda. En la zona de Marmato se encuentran abundantes venas y fracturas rellenas con calcita.

Epidota solo se encuentra esporádicamente en la zona de Marmato relleno de fracturas y asociada a plagioclasa probablemente como producto de sausrutización.

Alteración Sericítica.- La alteración sericítica es la más ampliamente desarrollada y se encuentra aún en zonas donde no se observó ningún tipo de mineralización. Está representada por tres fases: sericita, pirita y cuarzo. En la zona de Marmato pueden observarse las tres fases minerales mientras que en el resto, solo aparece por lo general una o dos de ellas.

La sericita se presenta como producto de alteración de plagioclasa tanto en fenocristales como en la matriz, en agregados finos y como relleno de microfracturas en plagioclasa y cuarzo.

La pirita ocurre diseminada y relleno de fisuras. En la zona de Marmato, pirita reemplaza a clorita proveniente de hornblenda y forma coronas alrededor de granos de magnetita o la reemplaza a lo largo de fracturas.

La fase cuarzosa solo ocurre en la zona de Marmato; sin embargo, no existe una relación tan definida entre la presencia de cuarzo y las zonas mineralizadas como lo indica Radelli (1967), ya que cuarzo bipiramidal es un mineral esencial primario de la facies dacítica que forma la parte central del Stock porfirítico de Marmato. El cuarzo se halla en zonas brechoides, con pirita aurífera a lo largo de una pequeña falla.

En la variante Supía - La Pintada y cerca a la mina Combia, al noroeste de Fredonia, la zona de alteración de los pórfidos está marcada por una costra de color amarillo a pardo-amarillento de limonita. Entendiendo por limonita una mezcla indeterminada de óxidos de hierro de grano fino, producida por oxidación de la pirita y algo de calcopirita contenidas en la roca originalmente y que ahora está marcada por la presencia de numerosos "huecos" de forma cúbica.

6.1.1.2. *Paragénesis.*- Esencialmente la mineralización está constituida por pirita-marmatita (esfalerita rica en Fe) con cantidades menores de galena, arsenopirita-pirrotina-calcopirita en ganga de cuarzo y calcita con oro nativo. En la zona de Echandía aparece además cinabrio.

En la zona no explotada se observa abundante pirita diseminada y en microfracturas, marcando los planos de diaclasamiento, con cantidades menores de calcopirita y localmente molibdenita.

La parte de Marmato propiamente dicha, corresponde a un depósito mesotermal correspondiente a una etapa neumatolítica final en la formación de los pórfidos, con una etapa inicial donde cristalizó la pirita pobre en oro con algo de calcopirita.

La plata está contenida en galena-marmatita y en aleación natural con oro, mientras que el oro se encuentra asociado a pirita y en menor proporción nativo.

En las minas de Echandía, explotadas inicialmente para plata, el contenido más alto de Ag indica que la roca encajante, esquistos cuarzo-sericíticos, reaccionó con los fluidos mineralizantes precipitándose la plata más rápidamente que en Marmato, donde la roca encajante es el mismo pórfido dacítico.

6.1.1.3. *Tipo de Depósito.*- Este depósito, o al menos la parte estudiada de él, se ha considerado de origen hidrotermal, formado a moderada T y P a partir de soluciones que probablemente tuvieron alguna comunicación con la superficie y puede considerarse dentro del grupo de los depósitos mesotermales con temperaturas de formación entre 200-300°C.

La ausencia total de minerales de alta temperatura, como granate - piroxeno-topacio - turmalina y de zeolitas, que son características de depósitos de baja temperatura, confirma la clasificación de este depósito como mesotermal. En la zona de Echandía aparece cinabrio que es ya característico de depósitos epitermales.

El depósito está relacionado a un cuerpo de origen claramente ígneo, tanto en el espacio como genéticamente; la mineralización se encuentra tanto en venas o filones como diseminada y está relacionada con un período de fracturamiento e intrusiones durante el Terciario tardío.

No hay zonas de enriquecimiento supergénico de distribución regular; en la variante La Pintada - Supía, entre la Quebrada Vequedo y el Río Arquía, aparece una zona de intensa oxidación donde toda la roca aparece cubierta por una pátina de limonita de color pardo-rojizo en diversas tonalidades y con manchas de malaquita, tanto en los pórfidos como en los esquistos anfibólicos.

En la parte alta, cerca a la población de Marmato, por el contrario hubo lixiviación de ferromagnesianos y la roca toma un color claro a blanco.

La presencia de calcopirita - pirita-pirrotina en los esquistos anfibólicos y algunos valores de Au (10 ppm) encontrados en quebradas que drenan principalmente este tipo de rocas, podría indicar que al menos parte del Au y Cu que actualmente se encuentran en las rocas porfiríticas, pudieron estar contenidos originalmente en las rocas basálticas ahora metamorfoseadas y que fueron removilizadas por acción del cuerpo intrusivo porfirítico.

6.1.1.4. *Producción.*- La producción en el distrito minero de Marmato en

1975 según la Asociación Colombiana de Mineros fue de:

Au: 67.200 gramos
Ag: 84.135 gramos

A pesar de que en los últimos años, motivados por el aumento en el precio del oro, se ha incrementado la producción en esta zona, la explotación sigue siendo marginal debido a la falta de un estudio detallado de la región; no se conocen las reservas y muchas veces el minero se limita a explotar la zona "blanda" donde la roca está parcial a totalmente meteorizada y la abandona al llegar a la roca dura para buscar en otra área nuevamente la roca alterada; de esta manera han abierto huecos por todas partes sin respetar las más elementales normas de seguridad.

La gran cantidad de mineralizaciones conocidas en el área, la intensa alteración que afecta las rocas y las anomalías geoquímicas detectadas, muestran posibilidades de encontrar un depósito de tipo diseminado para oro. Si esto se llega a comprobar debe estudiarse la posibilidad planteada por Wokittel (1960) y Hall et al. (1970) de explotar todo el depósito en una operación a cielo abierto.

6.1.2. OTRAS MINERALIZACIONES DE FILON

Fuera de la mineralización en los pórfidos neoterciarios de Marmato, se encuentran otras mineralizaciones de menor importancia en este mismo tipo de rocas que se extienden desde el sur de Antioquia hasta el norte de Caldas, más o menos paralelas al cauce del Río Cauca.

La mineralización por lo general es pobre y está marcada por la presencia de pirita diseminada, algunas veces con un poco de oro. La pirita por oxidación da lugar a la formación de hierro dejando el oro libre como en las minas El Pital cerca a Caramanta (w-6).

En la mina de Vendecabeza (w-7), la andesita presenta zonas de fractura con formación de milonitas que contienen nódulos de roca muy alterada; en estos fragmentos o nódulos se encuentran abundantes cubos de pirita en parte aurífera.

Algunos cuerpos andesíticos presentan zonas delgadas de mineralizaciones explotadas rudimentariamente. Las arenas, producto de desintegración de estas rocas, contienen granos de pirita que al oxidarse dejan libre algo de oro.

6.1.3. ALUVIONES DEL RIO SUPÍA

El aluvión del Río Supía, entre la desembocadura de la Quebrada Estancias (w-7) y su desembocadura en el Cauca (w-6), aunque no fue estudiado en detalle, es potencialmente aurífero y en la actualidad son numerosas las explotaciones rudimentarias que se encuentran en este trayecto.

Abajo de la población de Supía (w-6), este aluvión fue explotado con dragas por la Supía Gold Dredging Co. hasta 1950. La parte dragable del valle tiene 8 km de largo por 200 a 300 m de ancho y un espesor variable entre 3 y 20 m. Sin embargo, el aluvión contiene bloques hasta de 3 m de diámetro que ocasionaron problemas de vibración para una explotación con el tipo de draga usado en esa época y los bancos de cascajo más extensos y favorablemente localizados, solo serían explotables hidráulicamente por monitores.

El oro contenido en estos aluviones proviene de andesitas hornbléndicas con abundante pirita, que se encuentran en la parte superior del curso del río. La meteorización profunda ha descompuesto estas rocas formando bloques y arenas que son transportadas por el río y van siendo depositadas al perder su capacidad de arrastre y la oxidación de las piritas auríferas produce óxidos de hierro y oro libre.

6.1.4. OTROS ALUVIONES

El aumento en el precio del oro ha despertado una nueva "fiebre" por este metal y es así como muchas de las zonas aluviales del Río Cauca al norte de La Pintada (w-4), están siendo trabajadas en la actualidad por barequeros en forma rudimentaria, aprovechando las épocas de sequía del río.

También se encuentran algunas explotaciones rudimentarias en los ríos Suncio (w-7), Arquía (w-6) y Arcón (w-7).

Estos aluviones no son continuos y por lo general se encuentran como parches

situados en los lechos de las corrientes o formando terrazas angostas a lo largo de sus márgenes. El material aurífero explotable en estos parches, no excede de unos pocos centenares de miles de metros cúbicos y podría ser explotado por monitores.

6.2. MERCURIO

Manifestaciones de mercurio, relacionadas a la zona de Falla de Romeral, se encuentran entre Aguadas (a-5) y el límite sur del área estudiada (a-8) al norte de la población de Aranzazu.

6.2.1. MINA NUEVA ESPERANZA, ARANZAZU

Está localizada en el extremo sur de la Plancha I (a-8) y es la única mina activa para mercurio que existe en la actualidad en Colombia. En el informe de Hall et. al. (1970) sobre los recursos minerales de la Zona II del Inventario Minero Nacional, se encuentra la historia de esta mina y los sistemas de explotación y por ello aquí tan solo se describen las condiciones geológicas.

La mineralización se encuentra en venas de cuarzo lechoso de pocos centímetros de espesor en una zona de cizalladura de rumbo N20°E y buzamiento empinado hacia el este, concordante con la estratificación de los shales carbonosos del miembro sedimentario de la Formación Quebradagrande, que encajan las venillas de cuarzo.

El mercurio ocurre nativo en pequeñas gotas dispersas en los planos de fractura. En la zona mineralizada se encuentran además manchas de cinabrio, pirita fina disseminada y algo de calcita.

Algunas de las minas relacionadas con pórfidos andesíticos, como las de Echandía (w-6), Combia y El Zancudo, estas dos últimas fuera del área de estudio, contienen cinabrio como mineral accesorio. En el distrito de Aranzazu se encuentran varios cuerpos andesíticos similares y es probable que la mineralización de Aranzazu haya sido depositada por fluidos hipogénicos de baja temperatura provenientes de estos intrusivos; debido a que es una mineralización relacionada con movimientos tectónicos postgenéticos, los minerales de mercurio han sido removidos de los filones que los contenían originalmente y penetraron en los shales

carbonosos siguiendo los planos de estratificación y de fractura, en los cuales el cinabrio se redujo, dando origen a las impregnaciones de mercurio.

Esta mina se encuentra actualmente en explotación por la Compañía Mercurífera de Caldas y durante su explotación ha estado en poder de muchas empresas (HALL, et al., 1970) sin que hasta ahora ninguna de ellas haya hecho un estudio de la mineralización, sus características y probable prolongación.

6.2.2. OTRAS MANIFESTACIONES

En la región comprendida entre Aguadas (a-5) y Pácora (a-6) se conocen otras dos manifestaciones de cinabrio disseminado y de mercurio nativo asociados a la zona de Falla de Romeral, en rocas deformadas mecánicamente. Estas mineralizaciones se encuentran en venas de cuarzo con algo de calcita, concordantes con la foliación dinámica que presentan las rocas en esta área, aunque por lo general la deformación en las venas es menor que en la roca sedimentaria encajante.

En la manifestación de la Quebrada La Mica (a-6) se hicieron algunos trabajos de exploración (MORER y NICHOLLS, 1962; HALL, et al., 1970), pero las distintas personas que han visitado la manifestación están de acuerdo en que es de poco valor económico.

El INGEOMINAS ha venido haciendo un estudio geoquímico detallado de suelos en el área de la mina de Nueva Esperanza (LOZANO y McCARTHY, 1974) con el fin de establecer y/o definir los parámetros que se deben utilizar en la prospección para mercurio, especialmente en el área entre Aguadas (a-6) y Aranzazu (al sur de a-8). En la Mina de Echandía (w-6) se encuentra algo de cinabrio relacionado con los filones explotados para Au y Ag, pero su concentración es muy baja y no se ha hecho un estudio detallado sobre su ocurrencia y origen.

6.3. MANGANESO

En el área de la Plancha I existen dos manifestaciones de minerales de manganeso que han sido explotadas ocasionalmente en los últimos años.

La primera de ellas se encuentra localizada 4 km al noroeste de Santa Bárbara en la Quebrada La Loma (w-2), que corre de norte a sur siguiendo la Falla de Minas, parte central de la zona de Falla de Romeral. La mineralización ocurre como lentes o bolsones, con su dimensión mayor paralela a la estratificación de las liditas de la Formación Quebradagrande; además se encuentran en el área rocas diabásicas propilitizadas. El espesor de los lentes varía entre 3 y 8 m.

La mayor parte del mineral de manganeso que se ha identificado corresponde a braunita con cubierta superficial de piro-lusita. Dos muestras analizadas por rayos X (HALL et al., 1970) dieron braunita y vernardita; esta última corresponde a una lidita roja cubierta por una menbrana botroidal de color negro.

Botero R. (1945) menciona tefroita en el área, pero durante este estudio no pudo encontrarse este mineral; existen algunos bancos de lidita roja con costras superficiales de óxidos de Mn que pudieron confundirse con tefroita.

Una muestra tomada al azar de la explotación actual, dió la siguiente composición:

	%		%
SiO ₂	19,05	Mn total	44,66
MnO ₂	70,67	Fe total	1,66
Fe ₂ O ₃	2,37	P total	0,02
Al ₂ O ₃	0,24		

En Botero R. (1945) y Wokittel (1955) se encuentran otros resultados de análisis de muestras provenientes de estas manifestaciones. Todos los resultados muestran un mineral muy alto en sílice que para ser empleado en siderúrgica, necesitaría una trituración muy fina y una concentración mecánica húmeda o por flotación para eliminar el exceso de sílice.

La explotación actual es esporádica y la mayor parte del material es empleado por Mosaicos Roca de Medellín, para la fabricación de baldosas.

La otra manifestación se encuentra en los nacimientos de la Quebrada San Rafael (b-7) al noroeste de San Félix y ha sido explotada ocasionalmente para Unión Carbide como materia prima para pilas y para industrias químicas de la Costa Atlántica.

El mineral de manganeso encajado en cuarcitas, probablemente tefroita, se encuentra en un filón de color rosado, que en las superficies expuestas a la oxidación toma un color negro por formación de piro-lusita; tiene dirección N20°E, aproximadamente paralela a foliación de las cuarcitas, y un espesor promedio de 10 m. Por lo general la explotación ha estado limitada a la zona de oxidación ya que muestra valores más altos en Mn y bajos en sílice y es de más fácil explotación.

Park y McDiarmid (1970, p.418) consideran los depósitos de manganeso asociados con rocas sedimentarias y volcánicas marinas como depósitos singenéticos relacionados con el volcanismo submarino. En las manifestaciones de la Quebrada La Loma existe una relación íntima entre las ocurrencias de manganeso, capas de lidita y rocas volcánicas diabásicas originadas en derrames lávicos submarinos, lo cual sugiere una deposición contemporánea.

En las manifestaciones de Quebrada San Rafael (b-7) el manganeso, aunque aparentemente de origen sedimentario, es en este caso independiente de cualquier actividad volcánica. Las rocas encajantes son rocas sedimentarias silíceas metamorfoseadas a cuarcitas y el mineral de manganeso es tefroita, que es un mineral de relativa alta presión y temperatura, y que podría provenir de braunita por efectos metamórficos.

6.4. METALES BASICOS

Varias de las minas de oro de filón contienen pequeñas cantidades de galena, marmatita, esfalerita y calcopirita, pero su recuperación no es económica en la actualidad debido a los métodos de trabajo y a la escala de producción.

No se conocen depósitos explotables para plomo o zinc y solo existe una pequeña explotación para cobre al sur de La Ceja (b-1).

En la parte baja del área de Marmato (w-6, 7), hay algunas manifestaciones de calcopirita diseminada tanto en la roca encajante como en los pórfidos de Marmato y localmente, a lo largo de la variante La Pintada - Supía, se encuentran zonas de oxidación con formación de malaquita y crisocola. Por la actual situación legal de esta área, el INGEOMINAS no hizo estudios más detalla-

dos en ella, pero debe anotarse que debe dársele primordial importancia para futuros estudios.

6.4.1. MINA LA CRISTALINA

Es la única explotación para cobre que existe actualmente en el área y se encuentra sobre la Quebrada La Cristalina (b-1), unos 4 km al sur de La Ceja.

La mineralización consiste esencialmente en pirrotina, esfalerita, pirita y calcopirita con algo de calcocita en ganga de cuarzo y calcita, en venas irregulares y filones encajados en anfibolita. Tanto la dirección como el espesor de los filones y venas es muy variable; tiene un espesor máximo de 1,5 m. El único efecto hidrotermal claro que se observa en la anfibolita es una intensa epidotización, tanto en venas como a partir de la hornblenda y de la plagioclasa; en este último caso, como producto de saurización la cual se extiende hasta unos 10 m en la roca encajante.

La asociación pirrotina-pirita-calcopirita indica un depósito de tipo mesotermal, relacionado probablemente con la intrusión del Batolito Antioqueño, del cual se observan algunos apófisis en las cercanías.

La explotación ha sido esporádica y solo en la actualidad la Zona Minera de Medellín está haciendo un estudio detallado de la mineralización y del proceso de beneficio, utilizando para ello el material proveniente de los trabajos exploratorios.

6.5. MOLIBDENO

Aunque no hay ninguna explotación actual en el área para este mineral, ni aún como subproducto, se debe anotar aquí su ocurrencia en microvenas y diseminado en planos de diaclasa en los pórfidos de Marmato, debido a la importancia que tiene esta ocurrencia para futuros estudios detallados en el área de Marmato, especialmente en su parte baja.

Estas ocurrencias se encuentran en las quebradas Chiropotó (w-6), Vequedo (w-5), Río Arquía (w-6) y en la variante Supía - La Pintada entre el Río Arquía y la Quebrada Vequedo.

Durante el muestreo geoquímico regional se detectaron algunos valores dispersos para molibdeno, no relacionados con las ocurrencias conocidas de molibdenita en el área de Marmato, pero por lo general muestran una distribución errática y por lo tanto no parecen tener importancia para hacer futuros estudios en esas áreas, al menos para este mineral.

6.6. PIRITA

Aunque este mineral no se encuentra en concentraciones masivas, es común encontrarlo diseminado en gran variedad de rocas y en los filones auríferos.

Algunas de las minas de oro en la zona de Marmato extraen cantidades relativamente grandes de pirita pero solo se aprovecha una pequeña cantidad de ella; el resto es arrojado a las quebradas que drenan el área.

El montaje de una planta de tostión de pirita para producir ácido sulfúrico como subproducto, beneficiaría la minería tanto de esta región como del resto de Antioquia y Caldas, pues la mayor parte de las minas de oro descartan las colas que contienen en promedio, un 10 % de pirita, y su beneficio ayudaría a amortiguar costos de explotación.

6.7. DEPOSITOS NO METALICOS

Los recursos no metálicos son los de mayor importancia en el área, tanto por lo que representa económicamente su explotación como por el número de obreros que se emplean en la extracción y beneficio.

6.7.1. CUERPOS CALCAREOS

6.7.1.1. *Materias Primas para Cemento.*- La fábrica de Cementos El Cairo, situada cerca a la confluencia de la Quebrada Sabaletas con el Río Buey (a-2) utiliza como materia prima para la fabricación de cemento, rocas calcáreas provenientes de una cantera en un cuerpo lenticular de mármol, intercalado en esquistos cuarzo-sericíticos paleozoicos, de 120 m de ancho por 350 m de largo.

Según Hall et. al. (1970, p 60) este lente calcáreo pudo haber sido una caliza arrecifal (bioherma) formada localmente en

un porción poco profunda de la cuenca eu-geosinclinal donde se depositaron los sedimentos finos que por efectos dinamo-térmicos dieron origen a los esquistos pelíticos y transformaron la caliza en mármol.

Un poco más abajo de esta cantera, sobre la margen derecha del Río Buey, aparece otro lente de mármol, también intercalado en esquistos cuarzo-sericíticos, de menor espesor que el explotado actualmente y además no es continuo.

En ambos casos las reservas son limitadas.

El material arcilloso, que proporciona sílice y la alúmina para la mezcla, se obtiene de una colina cercana a los hornos y consiste en saprolita derivada de esquistos cuarzo-sericíticos.

La producción actual es de 1.400 ton/día de clinker, la mayor parte del cual es transportado a Medellín, donde se le añade el yeso para ser molido y empacado en la planta de Cementos Argos, S. A.

Datos suministrados por el Instituto Colombiano de Productores de Cemento, indican que la producción total en los dos últimos años fue la siguiente:

	1974	1975
	Toneladas	
El Cairo	355.539	304.789
Argos	29.806	21.376
Total	385.345	326.165

6.7.1.2. *Cal Agrícola.*- Rocas calcáreas de diversas edades ocurren como lentes delgadas en toda el área; algunos de estos lentes han sido explotados esporádica y rudimentariamente para la obtención de cal agrícola en pequeños hornos.

Al sur de la población de Cocorná, (c-1, 2) se encuentran lentes delgados y pequeños de mármol, intercalados en esquistos cuarzo-sericíticos cuyo origen es similar al de los mármoles de El Cairo.

El espesor promedio de los lentes es de unos 5 a 7 m con dirección N-S y buzamiento fuerte, predominantemente hacia el este y están compuestos por mármoles de

grano fino a medio, color gris a blanco, por lo general muy puros, con poco magnesio y sílice (Cuadro 23).

El gobierno departamental de Antioquia, en asocio con el Instituto de Fomento Industrial (IFI), hizo los estudios económicos para montar una planta de cal agrícola utilizando el material proveniente de las canteras mencionadas anteriormente, para usarla en los suelos del Oriente Antioqueño que son más ácidos. Sin embargo, por problemas de localización de la planta y de financiación, solo recientemente se constituyó la empresa oficial que se encargará de la explotación, beneficio y comercialización.

Varios estratos de calizas impuras y margas calcáreas se encuentran intercaladas en los sedimentos clásticos del Cretáceo; algunos de ellos, como los de la cantera Versalles-Montebello sobre la Quebrada Honda (w-1), en el Río Pocito (b-8) y en la Quebrada Calco (a-6), se han explotado esporádicamente en pequeña escala para la obtención de cal agrícola.

La cal agrícola se considera de valor comercial con un 50% o más de CaO, equivalente a 87,2% de CaCO₃; por las características químicas de las rocas calcáreas encontradas y por la necesidad apremiante de cal agrícola en los suelos extremadamente ácidos del área, muchos de estos cuerpos deberían explotarse a una escala que permitiera su aprovechamiento en la adecuación de los suelos del área.

6.7.2. ARCILLAS

En el área se encuentran diversos tipos de arcillas; unas son producto de meteorización in situ de los distintos tipos de roca y en este caso son arcillas residuales, cuyas características y propiedades dependen en gran parte del tipo de roca del cual se originaron. El otro tipo de arcillas se ha formado en cuencas sedimentarias y por lo general se encuentran asociadas o intercaladas con otros tipos de rocas sedimentarias, especialmente en las formaciones Valle Alto, Abejorral, Quebradagrande (miembro sedimentario) y en los tres miembros de la Formación Amagá.

A continuación se hace una descripción breve de los principales yacimientos que se están explotando en la actualidad.

	MUESTRAS				
	1	2	3	4	5
CaO	55,50	56,50	57,40	53,60	52,20
MgO	0,30	0,32	0,27	0,90	0,22
SiO ₂	0,40	0,45	5,10	2,60	2,80
R ₂ O ₃	0,45	0,30	2,00	0,80	1,10

1. Cantera Majagual. Vertiente oriental Río Santo Domingo (c-1)
2. Cantera El Roblal, vereda El Roblal (c-2)
3. Cantera Melcocho. Río Melcocho (c-2)
4. Cantera Brasil. Quebrada El Brasil (c-2)
5. Cantera Macanal. Quebrada Macanal (c-2).

CUADRO 23. ANALISIS DE MUESTRAS PROVENIENTES DE LAS CANTERAS EN EL AREA DE COCORNA; EFECTUADOS EN LA ZONA MINERA DE MEDELLIN

6.7.2.1. *Caolines de La Unión.*- Este depósito está localizado en las afueras de la población de La Unión (b-1) unos 55 km al sureste de Medellín y ha estado en explotación desde hace muchos años (NICHOLLS, 1960; HALL et al., 1970); se encuentra asociado a la parte central de la Cúpula de La Unión, relacionada genéticamente al Batolito Antioqueño del Cretáceo tardío.

El depósito en sí es el producto de descomposición de rocas ígneas de composición cuarzodiorítica que por meteorización in situ, dió origen a los productos arcillosos, principalmente caolinita. En muchos lugares pueden observarse aún las características de la roca original, tales como textura; diaclasas y venas.

Debido a las condiciones especiales de meteorización pueden distinguirse tres zonas (LOPEZ, 1973), de la superficie del terreno hacia la profundidad:

- a) Una capa superficial e irregular de color blanco la cual es explotada para la obtención de caolín industrial. El color blanco de la roca indica lixiviación del hierro contenido en los ferromagnesianos originales.
- b) Una segunda capa de color rojo a amarillo rojizo, similar a la saprolita que se encuentra sobre la roca normal del Batolito Antioqueño.
- c) Una tercera capa de color amarillento donde es clara la textura granítica y

donde se pueden observar restos de biotita.

Encima de las zonas anteriores y cubriéndolas parcialmente, se encuentra una capa arcillosa proveniente en parte de la descomposición in situ de cenizas volcánicas y en parte de la descomposición de la roca ígnea; en esta zona predomina halloysita y en menor proporción gibsita.

Exceptuando a Hall et. al. (1970, p. 65-67), quienes consideran un origen hidrotermal para este depósito, los demás autores que han hecho estudios sobre la zona coinciden en considerarlo como producto de meteorización in situ. Para Nicholls (1960) y Restrepo A. (1957) la roca original corresponde a una facies ácida del Batolito Antioqueño mientras que López (1973) considera que ésta fue la roca normal del Batolito Antioqueño.

Dentro de la zona "granítica" es posible que la meteorización se haya superimpuesto a algún tipo de alteración hidrotermal, pero hasta ahora no hay ninguna evidencia de este hecho y por el contrario, la mineralogía de las arcillas indica una gran uniformidad en toda el área.

En la actualidad existen varias explotaciones de Locería Colombiana S. A., Ercos S. A., y Cementos del Nare, pero no fue posible obtener datos concretos sobre la producción total del caolín en el área.

6.7.2.2. *Depósitos de Abejorral - Pantanillo.* - Estratos de arcillas, relativamente limpias y pobres en hierro, de la Formación Abejorral (Cretáceo temprano) de origen marino, han sido explotadas esporádicamente por Locería Colombiana S. A. Estas capas arcillosas se encuentran cerca al sitio de Pantano Negro (a-3) en la carretera que de Abejorral conduce a Pantanillo.

El espesor de las capas que se explotan es de unos 10 m y están compuestas por arcillas blancas, color en parte debido a lixiviación de óxidos de hierro que se acumulan en la superficie del terreno formando costuras, con sílice libre de tamaño fino y capas de arcilla gris finamente laminadas. Estas arcillas se encuentran directamente sobre un conglomerado oligomítico cuarzoso que marca la base de la formación.

En la actualidad estas explotaciones se encuentran abandonadas.

6.7.2.3. *Arcillas de Santa Rosa.* - Este depósito, localizado sobre el carreteable Aguadas - Santa Rosa - Encimadas (b-6), es explotado en la actualidad por Locería Colombiana S. A., en lugar de los de Abejorral-Pantanillo, por tener mejores vías de acceso y por ser capas más continuas y puras, en cuanto a contenido de hierro se refiere.

Estas arcillas de origen marino, corresponden a niveles de arcillolita - lutita de color crema a gris de la Formación Abejorral cuyo espesor es variable, alcanzando en el área un máximo de 10 m.

La explotación actual es de aproximadamente 30 ton/día las cuales son secadas en patios para luego ser transportadas a Medellín.

6.7.2.4. *Otras Ocurrencias.* - Las capas de arcillolita de la Formación Valle Alto y las de San Félix de la Formación Abejorral, tienen características apropiadas para ser empleadas en la industria cerámica y en la de refractarios, pero en la actualidad por su ubicación lejos de los centros de consumo, no están en explotación.

6 7.3. FELDESPATOS

Existen en el área varias manifestaciones de feldespato, algunas de las cuales son explotadas esporádicamente para la industria cerámica.

6.7.3.1. *La Ceja.* - Locería Colombiana S. A., explota cerca a La Ceja (b-2) un cuerpo pegmatítico, encajado en anfibolitas, que tiene unos 15 m de ancho por algunas decenas de metros de largo y está compuesto por feldespato alcalino con cantidades menores de cuarzo y muscovita. Por lo general el feldespato está manchado por óxidos de hierro y manganeso, lo cual encarece los costos de explotación y beneficio pues es necesario hacer una escogencia manual del material. La producción actual es de 10.000 toneladas por año.

Las pegmatitas en parte se desarrollaron dentro de los plutones cuarzomonzónicos y en parte fueron emplazadas mecánicamente en las rocas metamórficas, por lo general en forma paralela a los planos de foliación.

En el área entre La Ceja (b-1) y Montebello (a-2) son numerosos los diques y cuerpos pegmatíticos similares a los de La Ceja, pero solo algunos de ellos han sido explotados ocasionalmente.

6.7.3.2. *El Oro.* - Existen varios diques de pegmatita y aplita en la carretera La Pintada - El Oro (w-4) y a lo largo del ferrocarril del Pacífico entre los kilómetros 503 y 505 (w-4).

Son diques que cortan la diorita del stock de Cambumbia; con dirección predominante N30°E, con buzamientos pronunciados hacia el NW y un espesor variable entre unos pocos centímetros y 2 m. Su composición es muy variable: en algunos puntos son casi puro cuarzo y en otros predominan los feldespatos moteados por óxidos de hierro, en su mayor parte proveniente de la alteración de pequeñas láminas de biotita.

Estos diques han sido explotados ocasionalmente en pequeña escala.

6.7.3.3. *Aplitas de Sonsón - Argelia.* - Durante la cartografía geológica en c-3, 4, se localizaron diques aplíticos y zonas de cuarzodiorita félsica relacionados genéticamente al Batolito de Sonsón del Jurásico medio.

Se presentan en dos formas diferentes:

a) Como enjambre de diques, sin distribución regular, de textura sacaroidal,

- compuestos por feldespatos (60-70%), cuarzo (30-20%) y biotita (3-5%), con un espesor variable entre 50 cm y 40 m.
- b) Como facies gradacional de la cuarzodiorita normal del Batolito de Sonsón relacionada con zonas de intenso diaclasamiento. La alteración de esta roca da origen a una arcilla caolinítica.

El análisis químico de una muestra tomada en la Quebrada El Popal (c-4), efectuado en la Zona Minera de Medellín dió el siguiente resultado:

SiO ₂	67,67
Al ₂ O ₃	20,95
Fe ₂ O ₃	2,55
CaO	tr
MgO	1,92
Na ₂ O	2,08
K ₂ O	5,04

De acuerdo con los resultados anteriores y teniendo en cuenta su localización y la factibilidad de separar por flotación o magnéticamente la biotita de este material, se concluye que es un recurso potencial de importancia para las industrias cerámicas y del vidrio.

6.7.4. CARBON

Aunque durante la cartografía geológica no se hizo estudio detallado para carbón es de anotar que al occidente de la Plancha 167 aflora parte de la Formación Amagá (Terciario Carbonífero, GROSSE, 1926) en la cual se encuentran todas las explotaciones carboníferas conocidas en los departamentos de Antioquia y Caldas.

Los mantos carboníferos se encuentran en el piso medio de esta formación (GROSSE, 1926), pero en el área de este informe las ocurrencias de carbón son relativamente escasas y solo existe una mina de importancia relativa; es la mina Nechí, situada sobre la margen derecha de la Quebrada Sinifaná (Plancha I, w-1), con una producción aproximada de 60 ton/día (T. ESCOBAR, comunicación verbal), y que en la actualidad se encuentra en ensanche y desarrollo.

En el Cuadro 24 se da el análisis de algunas muestras de esta mina y de la cuenca de Amagá.

Los carbones de la región no son coquizables pero son de buena calidad como carbones de vapor.

6.7.5. MATERIALES PARA AGREGADOS

Las materias primas para construcción no fueron estudiadas en detalle, pero los mapas geológicos (Pl. 167 y 187) serán útiles para las futuras investigaciones de estos materiales.

6.7.5.1. *Canteras.* - Para agregados en la construcción o sostenimiento de carreteras se utilizan gran variedad de rocas prestando poca atención a su clase o calidad, teniendo en cuenta ante todo su localización y facilidad de explotación.

Tres canteras deben mencionarse aquí por la calidad del material que tienen y por su localización; son ellas: la de la carretera La Ceja - La Unión (b-1) donde se explotan anfibolitas, la de Versalles - Montebello (a-1) sobre neises y la de Piedras Azules en la carretera Arma - Aguadas (a-5) sobre rocas diabásicas. Varios de los cortes sobre pórfidos, en la carretera La Pintada - Supía, al oeste de la Plancha 187, son aptos para explotaciones de material para agregados.

6.7.5.2. *Aluviones.* - Todo el material para mezclas y agregados que requiere la industria de la construcción en Medellín y municipios vecinos, se obtienen del Río Medellín y algunos de sus afluentes. Sin embargo, el material es cada día más escaso y de más mala calidad en esta zona y por ello deben estudiarse otras fuentes.

Existen dos grandes aluviones en el área, que por su localización y calidad de material podrían considerarse como alternativas:

- Aluvión del Río Poblano en w-3, 4, localizado cerca a la carretera troncal, a 80 km de Medellín y además cerca al ferrocarril;
- Aluvión del Río Arma, cerca a su desembocadura en el Río Cauca (w-4), el cual tiene las mismas ventajas de localización que el anterior.

Otros aluviones como los de los ríos Cartama (w-4) y Supía (w-7) se explotan localmente para la obtención de agregados.

Estos materiales aluviales, lavados y seleccionados, podrían usarse también en

	MINA NECHI (1) BASE HUMEDA	V/. PROMEDIO (1) BASE SECA	CUENCA DE AMAGA (2) BASE HUMEDA
Carbono fijo	41,92	47,24	49,7
Volátiles	41,41	46,66	41,0
Humedad	11,26		8,1
Cenizas	5,41	6,10	3,0
Azufre	0,49	0,55	0,6
Poder Calorífico (cal/kg.)	6,108	6,883	5,8
B T U	10.996	12,391	10.440

FUSION:

Deformación inicial	2.285° F
Fluidez	2.375° F
Indice de hinchamiento	0
Indice de molienda	46

(1) Datos suministrados por Geominas Ltda., Medellín.

(2) Datos de Grosse (1926)

Cerca a la Hacienda La Ester (w-2) se encuentran algunos mantos de carbón de 0,8 a 2 m de espesor que fueron trabajados hasta hace algunos años; estos trabajos se encuentra en la actualidad derrumbados.

CUADRO 24. ANALISIS QUIMICOS DE ALGUNOS CARBONES DE LA
CUENCA DE AMAGA

la preparación de pavimentos asfálticos y en mezclas de concreto.

6.8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.8.1. CONCLUSIONES

Aunque no se hizo un estudio detallado de los recursos económicos en el área, debido a que la mayor parte de ellos se encuentran en concesión a distintas empresas particulares, de las observaciones hechas se pueden sacar las siguientes conclusiones:

1. Existe una faja anómala para Hg entre Aguadas y Aranzazu.
2. La mayor parte de las mineralizaciones, especialmente de oro y plata se encuentran relacionadas con los cuerpos de rocas porfiríticas del Terciario tardío.
3. En la parte baja de Marmato existe una zona de intensa alteración donde se observa algo de calcopirita y molibdenita diseminados.
4. Las formaciones Abejorral y Valle Alto contienen niveles arcillosos bien definidos y de buena calidad para las industrias cerámica y de refractarios.
5. El Batolito de Sonsón presenta una facies ácida, compuesta por aplitas y cuarzodioritas félsicas, que es una fuente potencial para la obtención de feldespato.
6. Los mármoles de Cocorná representan una fuente de gran importancia para la obtención de cal agrícola, necesaria para poder aprovechar en una mejor forma los suelos extremadamente ácidos del oriente antioqueño.
7. Las zonas aluviales de los ríos Poblanc y Arma cerca de su desembocadura al Río Cauca, representan una alternativa para la obtención de agregados para la industria de la construcción en Medellín y municipios vecinos.
8. Existen canteras que por su localización y clase de material, deben ser explotadas de una manera más adecuada.

6.8.2. RECOMENDACIONES

Basados en los puntos anteriores nos permitimos hacer las siguientes recomendaciones para un mayor aprovechamiento de

los recursos naturales no renovables existentes en el área:

1. Estudio geoquímico detallado, basado especialmente en el muestreo de suelos, en el área comprendida entre Aranzazu y Aguadas, siguiendo la zona de Falla de Romeral, con el fin de delimitar las mineralizaciones de Hg y buscar su probable continuación.
2. Estudio geoquímico detallado y petrogenético de los cuerpos de pórfido del sur de Antioquia y norte de Caldas.
3. Estudio geoquímico y de alteraciones en la zona de Marmato con el fin de determinar el verdadero potencial de esta área. El estudio debe comprender sistemas de explotación y beneficio de la parte conocida como zona alta con el fin de tecnificar la producción y alcanzar mayores beneficios.
4. Estudio de la calidad y reservas de las materias primas, para locería, vidrio y refractarios que se encuentran en las formaciones Abejorral, Valle Alto y en la facies ácida del Batolito de Sonsón.
5. Complementar y definir los estudios hechos por el Departamento de Antioquia y el IFI para montaje de una planta de cal agrícola utilizando los mármoles de Cocorná.
6. Estudio de prefactibilidad de explotación de los aluviones de los ríos Poblanc y Cartama como fuente de materiales para agregado.
7. Tecnificar la explotación de las canteras de La Ceja, Versalles y Piedras Azules ya que por su localización y la calidad del material es posible obtener de ellas el material necesario para el sostenimiento de las carreteras localizadas en el área y para la preparación de mezclas asfálticas cuando se piense en su futura pavimentación.

7. GEOLOGIA HISTORICA

Los estudios geológicos que se han llevado a cabo en la Cordillera Central durante los últimos años, han permitido tener un conocimiento más amplio de su geología, aunque aún quedan varios interrogantes en

la interpretación cronológica de los diferentes eventos que han imprimido a la cordillera su configuración geológica y geomorfológica actual.

En este capítulo se tratará de recopilar, con los datos hasta ahora conocidos, la historia geológica del área, correlacionándola con la de las áreas adyacentes sin entrar en detalles sobre su evolución estructural, ya que la formación de los Andes no corresponde a un modelo simple de convergencia entre una placa continental al este y una oceánica al oeste, sino a la superposición de diversos ciclos, cada uno de ellos con sus características propias que han sido, al menos en parte, oscurecidas por los ciclos subsiguientes.

7.1. PRECAMBRICO (?) — PALEOZOICO TEMPRANO

En la Cordillera Central los afloramientos hasta ahora reconocidos como del Precámbrico se encuentran en el flanco oriental. Sin embargo, las rocas migmatíticas, aunque no datadas radiométricamente, por su alto grado de metamorfismo y por las relaciones de campo, se consideran las más antiguas en el área y podrían representar sedimentos depositados durante el Precámbrico temprano y luego metamorfoseadas a la parte alta de las facies de anfibolita.

Las migmatitas aparecen intruidas por diques y silos de anfibolita considerada como la base de la secuencia metamórfica (ECHEVERRIA, 1974; RESTREPO y TOUSSAINT, 1974).

Las otras rocas metamórficas son de más bajo grado de metamorfismo y localmente parecen descansar sobre las migmatitas. El conjunto de rocas metamórficas es correlacionable con el Grupo Cajamarca (NELSON, 1958), con el Grupo Ayurá-Montebello (BOTERO, 1963), con el Grupo Valdivia (HALL et. al., 1972) y con las llamadas "rocas metamórficas de la Cordillera Central" (FEININGER et. al., 1972).

En la Cordillera Central se conocen, hasta ahora, dos afloramientos de rocas sedimentarias muy débilmente metamorfoseadas o sin metamorfismo, ambos sobre el flanco oriental; el de Cristalina (BOTERO, A., 1963) del Ordoviciano y el de Rovira (FORERO, 1970) del Devónico. Aunque no

existe una relación directa entre los dos afloramientos y las rocas metamórficas consideradas, su presencia indica que la Cordillera Central existía como una área emergida a fines del Paleozoico y que las rocas metamórficas y su metamorfismo son del Paleozoico temprano.

Si consideramos que el afloramiento de Cristalina presenta un débil metamorfismo (FEININGER et. al., 1972) mientras que el de Rovira no (FORERO, 1970), sería posible datar cronológicamente la edad del metamorfismo regional como posterior al Ordoviciano y anterior al Devónico medio y que probablemente fue producido por la orogénesis Caledoniana del Silúrico-Devónico temprano. El metamorfismo de estas rocas es de alta temperatura-baja presión (tipo Abukuma, MIYASHIRO, 1961).

7.2. PALEOZOICO TARDIO

En ambos márgenes de la Cordillera Central se encuentran pequeños plutones sinmetamórficos, cartografiados como neises intrusivos, cuya edad varía entre 239 ± 7 m.a. (HALL et. al., 1972) para la metatonalita de Puquí y 207 ± 5 m.a. para el Neis de Abejorral que corta discordantemente esquistos cuarzosericíticos; el emplazamiento de estos plutones marca el final de la orogenia Hercínica en la Cordillera Central de Los Andes Colombianos.

La edad del Neis de Abejorral es ligeramente más joven que la obtenida para el Stock de Amagá (215 ± 7 m.a.) y para el Stock de El Buey (227 ± 10 m.a.) no metamórficos, pero es de anotar que el Neis de Abejorral está afectado por el de El Buey y por lo tanto es probable que la edad obtenida represente un evento térmico y no la edad del metamorfismo dinamo-térmico.

La orogenia hercínica por lo tanto tiene las siguientes características:

1. Metamorfismo regional intenso, y
2. Plutonismo de intensidad débil localizado en ambos márgenes de la cordillera.

7.3. TRIASICO - JURASICO

El emplazamiento de los plutones sinmetamórficos estuvo acompañado de le-

vantamiento de la Cordillera y de erosión y fue seguido por el emplazamiento de plutones graníticos post-metamórficos como el de Amagá y El Buey; los stocks de La Honda, Quebrada Laborina y Quebrada Pácora son similares petrográficamente y se han considerado de la misma edad.

De estos cuerpos hasta ahora se han datado el de Amagá, que corta discordantemente rocas metasedimentarias de bajo grado de metamorfismo y que dio una edad de 215 ± 7 m.a. (PEREZ, 1967) y el de El Buey que dio una edad de 227 ± 10 m.a.

Ninguno de los stocks del Triásico muestra efectos metamórficos.

En la Cordillera Central no se han reconocido formaciones sedimentarias del Triásico y parece ser que este período terminó con la intrusión en el flanco occidental de los stocks mencionados anteriormente.

El Batolito de Sonsón, considerado como del Cretáceo tardío antes de este trabajo (FAC. MINAS, 1968; PEREZ A., 1967; FEININGER et. al., 1972) fue datado radiométricamente y dió edades de 160 ± 4 m.a. y 170 ± 10 m.a. en biotita por el método K/Ar, que corresponden al Jurásico medio, lo cual indica que las intrusiones batolíticas en la Cordillera Central pertenecen a períodos diferentes y están separadas entre sí por largos intervalos de tiempo. Es de anotar que son edades similares a las del Batolito de Ibagué (IRVING, 1971), de la diorita de Montecristo (FEININGER et. al., 1972) en la Cordillera Central y a la de los grandes batolitos de la Sierra Nevada de Santa Marta (TSCHANZ et al., 1974) y del Macizo de Santander (GOLDSMITH et al., 1971).

Durante el levantamiento geológico del área, se encontraron los primeros afloramientos de rocas sedimentarias jurásicas en la Cordillera Central; al conjunto se le dio el nombre Formación Valle Alto. Son sedimentos miogeosinclinales depositados sobre rocas metamórficas y plutónicas en la plataforma continental bajo condiciones neríticas, localmente euxínicas, durante la transgresión que se produjo en el Jurásico medio sobre la Cordillera Central.

La presencia de abundantes restos de plantas en los niveles inferiores de la For-

mación Valle Alto, indica la presencia de islas con vegetación en la plataforma, y además en ésta se debían encontrar zonas con relieve que formaron cuencas de circulación restringida, donde existían las condiciones euxínicas necesarias para la formación de arcillolitas y lutitas carbonosas.

Durante la transgresión la plataforma pudo ser continua con parte de la actual Cordillera Oriental y con el Pacífico, explicando así la similitud de fauna y flora de esta área con las encontradas en la Cordillera Oriental de Colombia y el Perú.

7.4. CRETACEO

Durante el Jurásico medio-Cretáceo temprano, no se produjeron fases tectónicas fuertes en esta parte de la cordillera, permaneciendo intacta la margen continental lo cual permitió la relajación de los esfuerzos del ciclo Triásico - Jurásico temprano; como consecuencia, la Cordillera Central sufrió una subsidencia que transformó la fase erosiva que existía hasta ese momento en una fase transgresiva y tuvo lugar la sedimentación marina del Jurásico medio hasta el Albiano medio.

Aunque el contacto de las Formaciones Valle Alto y Abejorral, del Jurásico y Cretáceo temprano respectivamente, es fallado, localmente está marcado por niveles de conglomerado oligomítico cuarzoso que indicaría una interrupción en la sedimentación con levantamiento y erosión de los sedimentos recién depositados, continuando luego una nueva transgresión que repitió todos los ambientes desde litoral en la base, hasta condiciones de plataforma continental en la parte superior de la secuencia.

En la parte media de la Formación Abejorral (JARAMILLO y RAMIREZ, 1968) se encuentra una arenisca conglomerática, la cual indica que en esta formación se repitió el proceso de regresión que marca el límite entre las formaciones Valle Alto y Abejorral.

La edad Cretáceo temprano (126 ± 12 m.a.) obtenida para el gabro de Pueblito (RESTREPO y TOUSSAINT, 1975) asociada a rocas ultramáficas y diabásicas similares a las que conforman el Complejo Ofiolítico del Cauca descrito en el presente informe,

probablemente representa el período de generación de la corteza oceánica y es compatible con la edad Aptiano determinada por medio de fósiles para la Formación Quebradagrande en Arma (BOTERO et. al., 1974) y en las quebradas Campanas y Guargurubú. La presencia de un molde de Trigonía en las rocas diabásicas de Arma indica claramente la época de actividad del rift.

Los esquistos anfibólicos del Cauca están asociados a rocas máficas y ultramáficas y además presentan un metamorfismo de media a alta presión, diferente al de las rocas metamórficas paleozoicas, lo cual indica que probablemente fue producido por la coalición de dos placas. Este fenómeno se podría explicar por obducción o subducción dependiendo cual de las dos placas se considere activa. La edad de este metamorfismo es de 110 ± 5 m.a. (RESTREPO y TOUSSAINT, 1975).

Las rocas del geosinclinal Cretáceo fueron afectadas por una gran orogénesis después del Albiano, que produjo en ellas fallamiento, plegamientos isoclinales, cizallamiento y localmente metamorfismo de bajo grado.

Con posterioridad a la orogenia se emplazaron cuerpos batolíticos y stocks de composición intermedia, grano medio a grueso y características meso a epizonales. Estos emplazamientos, stocks de Cambumbia y Támesis, localizados al occidente de la zona plegada de la Cordillera Central, probablemente se prolongaron hasta el Terciario temprano.

7.5. TERCIARIO

A finales del Cretáceo y principios del Terciario tuvo lugar el movimiento principal de las fallas de rumbo que forman la Zona de Falla de Romeral. Estas fallas son claramente post-Albiano ya que en varios sitios ponen en contacto sedimentos de la Formación Abejorral con rocas metamórficas del Paleozoico, formando una amplia zona de milonitas. La Formación Amagá, del Oligoceno tardío - Mioceno temprano, no está afectada en el área de este trabajo, por este fallamiento. Las relaciones anteriores indican que el movimiento de las fallas de rumbo en este sistema, fue post-Cretáceo medio y pre-Oligoceno, aunque algunas pudieron ser reactivadas con posterioridad.

Durante este período hubo levantamiento y hundimientos progresivos de las cuencas existentes. Este proceso no fue continuo, sino que a fases de mayor tranquilidad siguieron fases de mayor intensidad. Las fases de mayor intensidad sucedieron en el Eoceno temprano (VAN DER HAMMEN, 1958). Hacia el Oligoceno medio a tardío, se relajaron las presiones orogénicas y se formó la Cuenca del Cauca, la cual recoge los sedimentos erodados de las cordilleras Central y Occidental durante el Oligoceno tardío y parte del Mioceno, dando origen a la Formación Amagá, típicamente continental y con algunos mantos de carbón.

La depresión de las cuencas y el levantamiento de las cordilleras, fueron intermitentes y muy variables en toda su extensión; como consecuencia de este proceso, la extensa cuenca interior parece haberse dividido en las cuencas intramontañosas longitudinales que existen en la actualidad.

Durante esta orogenia tuvo lugar un fallamiento de importancia a lo largo del eje de la Cordillera Central (IRVING, 1971). En el sector de la cordillera se localizaron los vértices volcánicos que aportaron gran cantidad de piroclastos y derrames eruptivos que se depositaron sobre los sedimentos terciarios dando origen a la Formación Combia.

A finales del Terciario terminó la actividad ígnea en el área con la intrusión de cuerpos porfiríticos hipoabisales, relacionados a los cuales se encuentran muchas de las mineralizaciones de Au y Ag de importancia conocidas en el área. La edad de estos cuerpos varía desde $8,0 \pm 0,9$ m.a. para los localizados cerca al Río Cauca, hasta $3,5 \pm 0,2$ m.a. para los que se encuentran en el borde oriental de la Cordillera Central.

Es de anotar que, aunque en gran parte la configuración actual del sistema de los Andes en Colombia se completó durante la orogenia del Mioceno, la región continuó siendo tectónicamente inestable. Gran parte del levantamiento debió producirse antes de la glaciación pleistocena, ya que en áreas montañosas de 3.000 m o más se encuentran evidencias de ésta (IRVING, 1971).

7.6. CUATERNARIO

Durante el Pleistoceno, las variaciones tectónicas y climáticas contribuyeron a la formación de los aluviones que hoy rellenan los valles de algunos ríos y quebradas. La intensa erosión, que dio a la región su forma actual como producto de la degradación, fue acelerada por el levantamiento regional a través del Cuaternario. Muchos de estos aluviones son auríferos y son explotados rudimentariamente en la actualidad.

Durante el Holoceno disminuyó el

volcanismo en la Cordillera Central. Sin embargo, la presencia de cenizas volcánicas fosilizando perfiles de suelo a grandes distancias de los centros volcánicos conocidos, indican que el volcanismo continuó hasta una época relativamente reciente. Además, estas capas de ceniza se acomodan a la topografía actual del terreno indicando una depositación posterior al último levantamiento de la cordillera.

La actividad humana ha ayudado en los últimos tiempos a dar a la zona su configuración actual.

REFERENCIAS CITADAS

- ABOUIN, JEAN, 1965.- *Geosynclines*. New York, American Elsevier Pub., 335 p.
- ALVAREZ, W., 1971.- *Fragmented Andean belt of Northern Colombia: Caribbean Geophysical, Tectonic and Petrologic Studies*. Geol. Soc. Am. Mem. (Boulder, Colorado) 130:75-95.
- BARRERO, D., ALVAREZ, J., KASSEM, T., 1969.- *Actividad ígnea y tectónica en la Cordillera Central durante el Meso-Cenozoico*. Bol. Geol. (Bogotá) 17(1-3):145-173.
- BILLINGS, M. P., 1972.- *Structural Geology*. 3ed. New Jersey, Prentice - Hall, 606 p.
- BOTERO, A., G., 1941.- *Formaciones Geológicas de Antioquia*. Rev. Min. (Medellín) 111: 9080-9085.
- , 1942.- *Contribución al conocimiento de la petrografía del Batolito Antioqueño*. Rev. Min. (Medellín) 115-117:1318-1330.
- , 1963.- *Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia*. An. Fac. Min. (Medellín) 57:101 p.
- , 1975.- *Edades Radiométricas de algunos plutones colombianos*. Rev. Min. (Medellín) 169-170:8336-8342.
- BOTERO, A., G., et al., 1974.- *Yacimiento fosilífero de Arma*. An. Fac. Min. (Medellín) 58:1-12.
- BOTERO, R. G., 1945.- *Yacimiento de Manganeso de la Quebrada de "La Loma", Municipio de Santa Bárbara, Departamento de Antioquia*. Comp. Est. Geol. Of. Col. 6:307-319.
- BUDDINGTON, A., F., 1959.- *Granite emplacement with special reference to North America*. Geol. Soc. Amer. Bull. (Boulder, Colorado) 70, (6):671-747.
- BULLARD, E., 1969.- *El origen de los océanos*. En: *Deriva Continental y Tectónica de Placas*, Selecciones de Scientific American; Madrid, Blume. p. 102-107.

- BURGL, H., 1964.- *El "Jura-Triásico" de Colombia*. Bol. Geol. (Bogotá) 12 (1-3):5-32.
- , 1967.- *The Orogenesis in the Andean System of Colombia*. Tecton. (Amsterdam) 4:429-434.
- BURGL, H., RADELLI, L., 1962.- *Nuevas localidades fosilíferas en la Cordillera Central de Colombia*. Geol. Col., Un. Nal. (Bogotá) 3:133-138.
- BUTTERLIN, J., 1969.- *A propos de la Géologie des Andes de Colombie*. Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn. (París) 11:65-75.
- CARMICHEL, I., TURNER, J. F., VERHOOGEN, J., 1974.- *Igneous Petrology*. New York, McGraw Hill. 739 p.
- CASE, J., et al., 1971.- *Tectonic Investigations in Western Colombia and Eastern Panamá*. Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado) 82, (10):2685-2711.
- CASE, J., et al., 1973.- *Trans-Andean Geophysical Profile, Southern Colombia*. Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado) 84(9):2895-2904.
- COLEMAN, R., G., 1971.- *Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges*. Jour. Geophys. Res. (Washington) 76:1212-1222.
- , 1972.- *Blueschist metamorphism and plate tectonic*. Proc. Int. Geol. Cong. Montreal p. 19-26.
- DAVIS, E.F., 1918.- *The radiolarian cherts of the Franciscan Group*. Bull. of Dept. Geol. Univ. California (Berkeley) 11:235-242.
- DE SITTER, L. U., 1962.- *Geología Estructural*. Barcelona, Omega, 521 p.
- DEWEY, J. F., BIRD, J. H., 1972.- *Origin and emplacement of the Ophiolite suite: Appalachian Ophiolite in Newfoundland*. In: Plate Tectonics, Selected papers from Jour. Geophys. Res. (Washington) 441-470.
- DICKINSON, W. R., 1970.- *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. Jour. Sed. Petrol (Durham, North Carolina) 40 (2): 695-707.
- DOTT, R. H., Jr. 1974.- *The Geosynclinal concept*. In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. R.H. Dott Jr. and Robert H. Shaver, Soc. Econ. Paleont. and Min. Spec. Publ. 19: 380 p.
- ECHEVERRIA, L. M., 1974.- *Zonación de las rocas metamórficas del Valle de Aburrá y sus alrededores*. An. Fac. Min. (Medellín) 58: 30-56.
- ERNEST, W., G., 1965.- *Mineral paragenesis in Franciscan metamorphic rocks*. Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado) 76:879-914.
- , 1973.- *Blueschist metamorphism and P-T regimes in active subduction zones*. Tectonoph. (Amsterdam) 17:255-272.

- ERNEST, W. G., et al., 1970.- *Comparative study of low-grade metamorphism in the California Coast Range and the outer metamorphic belt of Japan*. Geol. Soc. Am. Mem. (Boulder, Colorado). 124:276 p.
- ESTRADA, M. A., 1972.- *Geology and Plate Tectonic history of the Colombian Andes*. Stanford University (Tesis of M. Sc.; Inédito) 116 p.
- FACULTAD NACIONAL DE MINAS, 1968.- *Estudio geológico del Cuadrángulo J-8, Medellín*. (Informe inédito) 169 p.
- FEININGER, T., 1970.- *The Palestina Fault*. Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado) 81 (4):1201-1216.
- FEININGER, T., BARRERO, D., CASTRO, N., 1972.- *Geología de Antioquia y Caldas (Sub-Zona II-B)*. Bol. Geol. (Bogotá) 20 (2):173 p.
- FORERO, A., 1970.- *El Paleozoico Superior del flanco oriental de la Cordillera Central*. Geol. Col. (Bogotá) 7:139-144.
- FYFE, W. S., 1973.- *The generation of batholiths*. Tectonoph. (Amsterdam) 17:273-283.
- GOLDSMITH, R., MARVIN, R., MEHNERT, H., 1971.- *Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes*. U. S. Geol. Surv. (Washington) Prof. Paper 750-D:D44-D49.
- GONZALEZ, B., F., 1970.- *Series metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central*. Depto. Geol. Univ. Chile (Santiago) 70:68 p.
- GONZALEZ, I. H., 1971.- *Posibles aplicaciones industriales de la serpentinita en Colombia*. Congr. Nal. Min. 2, Manizales, Julio, 1970. 17 p.
- , 1974a.- *Metamorfismo dinámico en la Zona de Falla de Romeral, Colombia*. Simposio sobre Ofiolitas, Medellín, 21 p.
- , 1974b.- *Rocas verdes y Complejo ofiolítico del sur de Antioquia y norte de Caldas*. (Opúsculo guía excursión). Simposio sobre Ofiolitas, Medellín, Agosto 12-17, 1974. 34p.
- , 1975.- *El "Melange" de Romeral y sus implicaciones en la evolución de la Cordillera Central de los Andes Colombianos*. (En preparación).
- , 1976.- *Geología del Cuadrángulo J-8, Sonsón. Informe 1704*. INGEOMINAS, Bogotá, 421 p.
- GREEN, D. H., RINGWOOD, A. E., 1967.- *The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and their relevance in the upper mantle structure*. Earth and Planetary Sci., Lett. Elsevier (Amsterdam) 3:151-160.
- GRIMES, D. J., MARRANZINO, A. P., 1968.- *Direct-current arc and Alternating-Current Spark Emission Spectrographic Field Methods for the Semiquantitative Analysis of Geologic Materials*. U. S. Geol. Survey (Washington) Circ. 591:6.
- GROSSE, E., 1926.- *Estudio geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia*. Berlín, Dietrich Reimer, 361 p.

- HALL, R., et al., 1970.- *Recursos minerales de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas*. Bol. Geol. (Bogotá) 18 (3):90 p.
- HALL, R., ALVAREZ, J., RICO, H., 1972.- *Geología de los Departamentos de Antioquia y Caldas (Sub-Zona II A)*. Bol. Geol. (Bogotá) 20 (1):85 p.
- HAWKES, H. E., 1961.- *Principles of geochemical prospecting*. U.S. Geol. Surv. Bull. (Washington) 1000-F:355 p.
- HELWING, J., 1974.- *Eugeosynclinal basement and a collage concept of orogenic belts*. In: Modern and Ancient Geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleont. and Min. Spec. Pub. 19:359-376.
- HERD, D. G., 1973.- *Glacial and volcanic geology of the Ruiz-Tolima volcanic complex Cordillera Central, Colombia*. Seattle, Univ. Washington (Ph. D. Dissert):78 p.
- HESS, H.H., 1955.- *Serpentines, orogeny and epirogeny*. Geol. Soc. Am. (Boulder, Colorado) Spec. Paper 62:301-407.
- HETTNER, A., 1892.- *Die Kordillere von Bogotá: Ergebnisse von Reisen und Studien*. "Paettermanns Mitteilungen". (Gotha, Germany):104:67 p.
- HEY, M., H., 1954.- *A Review of the chlorites*. Mineral Mag. (Stuttgart) 30:277-292.
- HIGGINS, W. H., 1971.- *Cataclastic rocks*. U. S. Geol. Surv. (Washington) Prof. Paper, 687: 97 p.
- HOSCHECK, G., 1967.- *Untersuchungen zum stabilitätsbereich von chloritoid und staurolith*. Contrib. Mineral. Petrol. (New York) 14:123-162.
- , 1969.- *The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks*. Contrib. Mineral. Petrol. (New York) 22:208-232.
- HSU, K. J., 1968.- *Principles of Mélanges and their bearing on the Franciscan-Xenosville paradox*. Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado) 79:1063-1074.
- , 1972.- *Franciscan Mélanges*. In Plate Tectonics, selected papers from the Jour. of Geophys. Res: p. 418-426.
- HUBACH, E., 1955.- *Contribución al conocimiento de las unidades estratigráficas en Colombia. Informe 1212*. Bogotá, Serv. Geol. Nal.
- INVENTARIO MINERO NACIONAL, 1965.- *Mapa Geológico del Cuadrángulo I-8*. Bogotá, Escala 1:200.000.
- IRVING, E. M., 1971.- *La evolución estructural de los Andes más Septentrionales de Colombia*. Bol. Geol. (Bogotá) 19 (2):90 p.
- JAHNS, R. H., 1967.- *Serpentinities in the Toxbury district, Vermont*. In Ultramaphic and related rocks. New York, John Willey and Sons, 464 p.
- JARAMILLO, I., RAMIREZ A. O., 1968.- *El Cretáceo de Abejorral, Antioquia*. Medellín Fac. Nal. de Minas (Tesis de Grado; inédito), 63 p.

- KARSTEN, H., 1886.- *Geologie de l'Ancienne Colombie Bolivarienne*. Berlín.
- KULP, J. L., 1961.- *Geological Time Scale*. Science (New York) 133:1105-1114.
- KUSHIRO, I., 1968.- *Melting of a peridotite nodule at high Pressures and high water pressures*. Jour Geophys. Res. (Washington)73:6023-6028.
- LOPEZ, R. J., 1973.- *Génesis de las arcillas de La Unión, Antioquia, Medellín*. Fac. Nal. de Minas. (Tesis de Grado, inédito), 55 p.
- LOWELL, J.D., GILBERT, J.M., 1970.- *Lateral and vertical alteration mineralization zoning in porphyry copper deposits*. Econ. Geol. (El Paso, Texas), 65:373-408.
- LOZANO, H., McCARTHY, H., 1974.- *Muestreo geoquímico en la mina de mercurio de La Nueva Esperanza; Municipio de Aranzazu, Departamento de Caldas. Informe 1666*. IN-GEOMINAS, Bogotá, 15 p.
- MARTINEZ, S., VELEZ, M., 1973.- *Pegmatitas de Montebello y La Ceja*. Medellín, Fac. Nal. de Minas (Tesis de grado, inédito). 56 p.
- McDONALD, W., 1972.- *Late Paleozoics tectonics in Northern South America*. Intern. Symp. on the Carbon. Perm. Syst. in South Am.; Sao Paulo, Brazil. p. 197-208.
- MEHNERT, R. K., 1971.- *Migmatites and the origin of granite rocks*. Amsterdam, Elsevier Pub. Co., 405 p.
- MIYASHIRO, A., 1961.- *Evolution of metamorphic belts*. Jour. Petrol. (London) 2 (3): 277-311.
- , 1972.- *Metamorphism in plate tectonics*. Am. Jour. Scie. (New Haven, Connecticut) 272:629-656.
- , 1973.- *Paired and unpaired metamorphic belts*. Tectonoph. (Amsterdam) 17 :241-254.
- , 1973a.- *Metamorphism and metamorphic belts*. New York. Jhon Wiley and Sons. 490 p.
- , 1975.- *Clasificación, characteristics and origin of ophiolites*. Jour. Geol. (Chicago) 83, (2):243-281.
- MORER, J., NICHOLLS, V., 1962.- *Informe de la mina "El Socorro" mercurio, Municipio de Aguadas, Depto. de Caldas*. Bol. Geol. (Bogotá) 10 (1-3):217-223.
- NELSON, H. W., 1957.- *Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali*. Leidse Geol. Medel., (Leyden) 22: 1-76.
- , 1962.- *Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia, Sección entre Ibagué y Armenia*. Bol. Geol. (Bogotá) 10 (1-3):161-202.
- NICHOLLS, V., 1960.- *Arcillas y caolines del Municipio de La Unión, Antioquia, Informe 1349*. Bogotá, Serv. Geol. Nal. (inédito), 22 p.

- ORVILLE, P. M., 1969.- *A model for metamorphic differentiation origin on thin layered amphibolites*. Am. Jour. Sci. (New Haven, Connecticut) 267 (1): 64-86.
- OSPINA, T., 1911.- *Reseña Geológica de Antioquia*. Medellín, Imp. La Organización, 128 p.
- OXBURGH, E. R., TURCOTTE, D. L., 1972.- *Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in islands arcs regions*. In: Plate Tectonics. Jour. Geophys. Res. (Washington, (selected papers). 427-439.
- PARK, CH., McDIARMID, R.A., 1970.- *Ore Deposits*. 2ed., San Francisco, W. H., Freeman, 252 p.
- PEREZ, A. G., 1967.- *Determinacion de la edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por métodos radioactivos*. Dyna, (Medellín) 84: 27-31.
- PETTIJOHN, F. J., 1949.- *Sedimentary rocks*. New York, Harper and Bros., 526 p.
- , 1970.- *Rocas sedimentarias*. 2ed. Buenos Aires. Universitaria, 731 p.
- POSADA, JUAN DE LA C., 1936.- *Bosquejo Geológico de Antioquia*. An. Fac. Min. (Medellín) 38:51 p.
- RADELLI, L., 1965a.- *Contribution a la geologie de l'occidente Andin Colombien dans les departaments de Caldas et Antioquia*. Grenoble, Travaux du laboratoire de Geologie de la Faculté des Sciences. 41:187-208.
- , 1965b.- *Note Preliminaire sur la geologie et la genesides granites des Andes*. Grenoble, Travaux du laboratoire de Geologie de la Faculté des Sciences. 41:209-218.
- , 1967.- *Geologie des Andes Colombiennes*. Grenoble, Travaux du laboroaire de Geologie des sciences. Mem. 6: 457 p.
- RAMIREZ, J. E., 1969.- *Historia de los terremotos en Colombia*. Bogotá. Inst. Geog. Agust. Cod. Documentación Geográfica, 217 p.
- RESTREPO, A. H., 1957.- *Arcillas refractarias, finca de Francisco Botero, La Unión, Departamento de Antioquia. Informe 1257*. Bogotá, Serv. Geol. Nal., 12 p.
- RESTREPO, J. J., TOUSSAINT, J. F., 1973.- *Obducción cretácea en el Occidente Colombiano*. Fac. Nal. Min. (Medellín), Pub. Esp., 3:26 p.
- , 1975.- *Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia*. Fac. Nal. de Min. (Medellín), Pub. Esp., 6:24 p.
- SCHEIBE, R., 1919.- *Informe sobre los resultados de la Comisión Científica Nacional en Antioquia*. Comp. Est. Geol. Of. Col.(Bogotá), 1:67-97.
- SCHWAB, F. L., 1971.- *Geosynclinal compositions and the new global tectonics*. Jour Sed. Petrol. (Durham, North Carolina) 41 (4): 928-938.
- SERVICIO GEOLOGICO NACIONAL, 1946.- *Mapa Geológico del Departamento de Antioquia*. Bogotá, Escala 1:1'000.000. (Inédito; reproducciones en copias ozalid).

- SHIDO, F., MYHASHIRO, A., 1959.- *Hornblends of basica metamorphic rocks*. Jour. Geol. Soc. Jap. (Tokio) 65:701-706.;
- SPRY, A., 1969.- *Metamorphic textures*. London. Pergamon Press, 350 p.
- STRINGHAM, B., 1971.- *Igneous rock types and host rocks associated with porphyry copper deposits*. In *Geology of porphyry copper deposits, South-western North America*. Tucson, The University of Arizona Press, 287 p.
- SUPPE, J., 1969.- *Times of metamorphism in the Franciscan terrain of the Northern Coast Ranges, California*. Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado) 80:135-142.
- SYEFERT, C. K., LEVENSON, D. J., 1967.- *Metasomatically produced larering in amphibolites*. (abs). Geol. Soc. Am. Prog. Ann. Meeting, p. 200-201.
- THOMPSON, J. B., NORTON, S. A., 1968.- *Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas*. In: *Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime*, New York, Interscience:319-327.
- THOURNUBURY, W. D., 1969.- *Principles of Geomorphology*. New York. John Wiley and Sons, 394 p.
- TOUSSAINT, J. F., RESTREPO, J. J., 1974a.- *La Formación Abejorral y su implicaciones sobre la Evolución de la Cordillera Central de Colombia durante el Cretáceo*. An. Fac. Nal. Min. (Medellín) 58:13-29.
- , 1974b.- *Algunas consideraciones sobre la Evolución Estructural de los Andes Colombianos*. Fac. Nal. Min. (Medellín) Pub. Esp., 4: 17 p.
- TRAVIS, R. B., 1955.- *Clasification of rocks*. Quartely of the Colorado School of Mines, (Golden) 50(1):28-31.
- TSCHANZ, C. M. et al., 1974.- *Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia*. Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado) 85:273-284.
- TURNER, F. J., 1968.- *Metamorphic petrology*. New York, McGraw Hill, 403 p.
- VAN DER HAMMEN, T., 1957.- *Climatic periodicity and evolution of South American Maestrichtian and Tertiary floras*. Bol. Geol. (Bogotá), 5(2):43 p.
- , 1960.- *Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos*. Bol. Geol. (Bogotá) 6 (1-3): 67-128.
- VESGA, J., BARRERO, D., GONZALEZ, H.- *Memoria geológica del Cuadrángulo J-9, K-9*. Bogotá, INGEOMINAS (en preparación).
- WAHLSTROM, E. E., 1942.- *Igneous minerals and rocks*. New York, John Wiley and Sons, 367 p.
- WEISKE, F., 1926.- *Memoria detallada de los estudios sobre el Río Magdalena*. Bogotá, Min. Ob. Pub. 127 p.

- WILLIE, P. J., 1967.- *Review, in ultramaphic and related rocks*. New York, John Wiley and Sons. Inc. 464 p.
- WINKLER, H.G.F., 1965.- *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Berlin Springer-Verlag, 220 p.
- , 1967.- *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 2ed. New York, Springer-verlag, 237 p.
- , 1974.- *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 3ed. New York, Springer Verlag, 320 p.
- WOKITTEL, R., 1955.- *Yacimientos de manganeso en el Municipio de Santa Bárbara, Departamento de Antioquia. Informe 1099* (Inédito). Bogotá, Serv. Geol. Nal. 8 p.
- , 1958.- *La mina de mercurio "La Esperanza" Municipio de Aranzazu, Departamento de Caldas. Informe 1202* (Inédito). Bogotá, Serv. Geol. Nal., 14 p.
- , 1960.- *Recursos Minerales de Colombia*. Bogotá, Comp. Est. Geol. Of. Col. 9:393 p.
- ZEN, E-AN, 1963.- *Components, Phases, and Criteria of Chemical Equilibrium in Rocks*. Am. Jour. Sci. (New Haven, Connecticut), 263:929-942.
- ZWART, H. J., 1967.- *Symposium on metamorphic facies and facies series*. Dansk. Geol. Foreing (Copenhagen) 17 (4):389-516.

* * *